

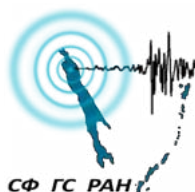
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



МАЛОЕ ИННОВАЦИОННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
ООО «ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ»



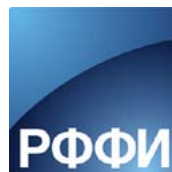
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
САХАЛИНСКИЙ ФИЛИАЛ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



При финансовой поддержке:



ПРАВИТЕЛЬСТВО
САХАЛИНСКОЙ
ОБЛАСТИ



РОССИЙСКИЙ ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

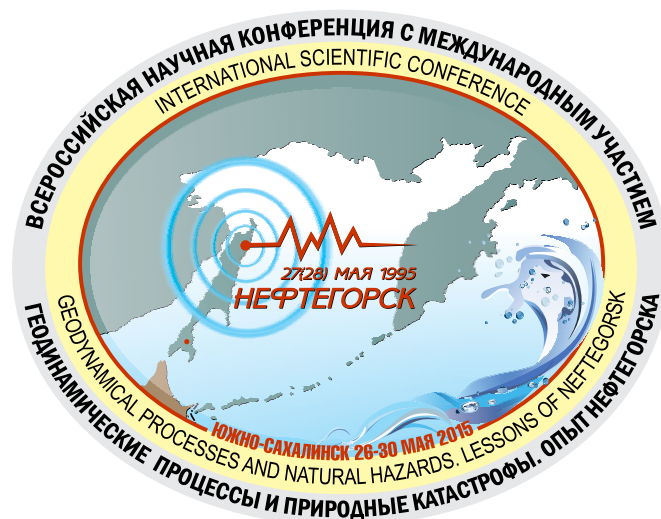
GEODYNAMIC PROCESSES AND NATURAL HAZARDS. LESSONS OF NEFTEGORSK

International scientific conference

26-30 May, 2015
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Proceedings

Vol. 2



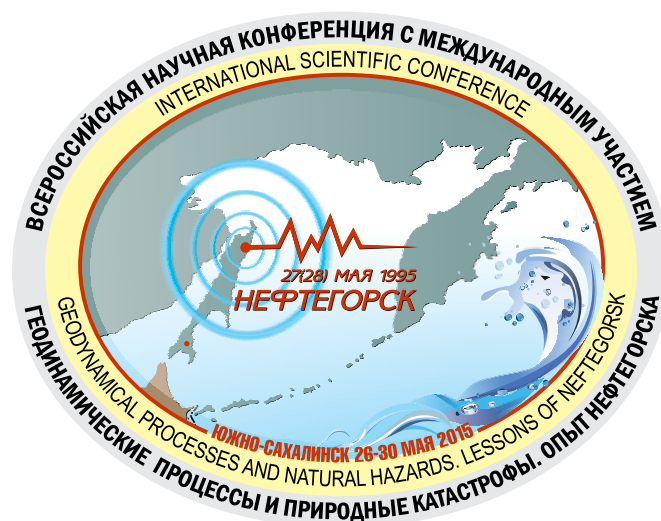
Vladivostok
Dalnauka
2015

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ. ОПЫТ НЕФТЕГОРСКА

Всероссийская научная конференция
с международным участием

26-30 мая 2015 г.
г. Южно-Сахалинск, Россия

СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ
Том 2



Владивосток
Дальнаука
2015

УДК 551.2+551.3+550.3+574

Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нefтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26 - 30 мая 2015 г.: сборник материалов. В 2-х томах / под ред. Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой. - Владивосток: Дальнаука, 2015. Том 2. - 464 с.

ISBN 978-5-8044-1536-6

ISBN 978-5-8044-1538-0

В сборнике представлены материалы конференции «Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нefтегорска», посвященной 20-летию Нefтегорской трагедии. В сборник вошли результаты всестороннего анализа катастрофического землетрясения 1995 г., включающего геодинамические, сейсмологические и инженерные проблемы. Широко представлены исследования геодинамических процессов и опасных природных явлений в Дальневосточном регионе России, а также на других территориях Российской Федерации и зарубежных стран. Значительное внимание уделено современным технологиям мониторинга природно-техногенных опасных процессов.

Публикуемые материалы представляют интерес для широкого круга специалистов: сейсмологов, геофизиков, вулканологов, географов, экологов и других специалистов в области наук о Земле, а также аспирантов по специальностям наук о Земле.

Ключевые слова: Нefтегорск, природные катастрофы, геодинамика, деформации земной коры, землетрясения, сейсмичность, предвестники, сейсмобезопасность, вулканизм, извержения, термальные источники, уровень моря, цунами, штормовые нагоны, наводнения, сели, лавины, природные ресурсы, геоэкология, программные комплексы, базы данных.

Редакционная коллегия: Б.В. Левин, О.Н. Лихачева; М.Ю. Андреева, Л.М. Богомолов, О.В. Веселов, В.М. Кайстренко, А.В. Коновалов, А.В. Копанина, В.Л. Ломтев, А.В. Рыбин, И.Н. Тихонов, Г.В. Шевченко.

Печатается по решению Ученого совета Института морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения Российской академии наук.
Россия, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, e-mail: nauka@imgg.ru

При финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-20638)
и Правительства Сахалинской области.

© Дальнаука, 2015

© ИМГиГ ДВО РАН, 2015

UDC 551.2+551.3+550.3+574

Geodynamical Processes and Natural Hazards. Lessons of Neftegorsk: International scientific conference, Yuzhno-Sakhalinsk, May 26-30, 2015.: Proceedings. In 2 Volumes / Editors: B.W. Levin, O.N. Likhacheva. - Vladivostok: Dal'nauka, 2015. Vol. 2. - 464 p.

ISBN 978-5-8044-1536-6

ISBN 978-5-8044-1538-0

This Issue represents the proceedings of the conference «Geodynamical Processes and Natural Hazards. Lessons of Neftegorsk» devoted to the date of 20 year after the Neftegorsk disaster. The Issue includes a comprehensive analysis of the 1995 catastrophic earthquake, including geodynamic, seismic and engineering problems. The investigations of geodynamic processes and natural hazards have been presented widely in the Far East region of Russia and also in other regions of the Russian Federation and foreign countries. Considerable attention has been paid to state of art technologies of monitoring of natural and human made hazardous processes.

The published materials are of interest to a wide range of experts: seismologists, geophysicists, volcanologists, geographers, ecologists and other specialists in the field of Earth Sciences and postgraduate students in the field of Earth Sciences.

Keywords: Neftegorsk, natural disasters, geodynamics, crustal deformation, earthquakes, seismicity, precursors, seismic safety, volcanism, eruption, hot springs, sea level, tsunamis, storm surges, floods, mudflows, avalanches, natural resources, ecology, software systems, databases.

Editorial Board: B.W. Levin, O.N. Likhacheva; M.Yu. Andreeva, L.M. Bogomolov, O.V. Veselov, V.M. Kaystrenko, A.V. Kononov, A.V. Kopanina, V.L. Lomtev, A.V. Rybin, I.N. Tikhonov, G.V. Shevchenko.

Published by the decision of the Scientific Council of the Institute of Marine Geology and Geophysics,
Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences.
Nauka Street 1-B, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, 693022; e-mail: nauka@imgg.ru

With the financial support
of Russian Foundation for Basic Research (grant № 15-05-20638)
and the Government of the Sakhalin Region.

© Dalnauka, 2015

© IMGG FEB RAS, 2015

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	12
-------------------	----

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

<i>Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Риц Ж.-Ф., Вассалло Р., Ляррок К.</i> Роль Тункинского и Главного Саянского разломов в раскрытии Южно-Байкальской впадины Байкальского рифта	15
<i>Баранов Б.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Дозорова К.А.</i> Подводные оползни на восточном склоне о. Сахалин: триггерные механизмы и опасные последствия	20
<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> Особенности тектоники северной части Курильской островной дуги	24
<i>Валитов М.Г., Кулинич Р.Г., Прошкина З.Н.</i> Сейсмоплотностные модели земной коры Центральных Курил	28
<i>Васильева М.А.</i> Строение тектоносферы Япономорского региона по сейсмологическим данным	33
<i>Гайдай Н.К.</i> Анализ положения гипоцентров землетрясений в земной коре некоторых рудных узлов юго-восточного фланга сейсмического пояса Черского	38
<i>Герасименко М.Д., Шестаков Н.В., Коломиец А.Г., Герасимов Г.Н., Такахаси Н., Сысоев Д.В.</i> Современные вертикальные движения юга Приморского края и их связь с процессами в зоне субдукции	42
<i>Герус А.И., Викулин А.В.</i> Ротационно-волновые движения блоковой геосреды	46
<i>Гонсировский Д.Г.</i> Аналитическая сводка неблагоприятных ситуаций, соотносимых с проявлениями космопогодозависимой метеогляциоэкзогеодинамики (вследствие действия прорывных инъекций в приповерхностную область Земли стустков отсоединившихся в геомагнитосферу компонент геоэффективного солнечного ветра)	50
<i>Горнов П.Ю.</i> Сейсмичность, границы и тепловое поле литосферных плит северо-востока Евразии	55
<i>Гранник В.М.</i> Тектоника и магматизм острова Сахалин и дна прилегающих акваторий	60
<i>Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И.</i> Моделирование пространственных, временных и энергетических закономерностей геодинамической (сейсмической и вулканической) активности	65
<i>Емельянова Т.А.</i> Петрогенезис и геодинамика позднемезозойско-кайнозойских вулканитов Японского и Охотского морей	70
<i>Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф.</i> Разломные системы и палеогеодинамика Охотоморского региона	73
<i>Каменев П.А., Богомолов Л.М.</i> О скважинных проявлениях пластовых давлений и тектонических напряжений	78

Коломиец А.Г. Анализ GNSS измерений	83
Копылов М.И. Сейсмичность золоторудных районов Приамурья и проблема строительства ГОКов	84
Кулаков А.П. Новые сейсмоактивные мегаморфоструктуры восточной окраины Евразии	90
Левина Е.А., Ружич В.В. Сейсмогеодинамическое взаимодействие Байкальского рифта с зонами коллизии и субдукции	93
Ломтев В.Л. Абиссальные холмы СЗ плиты Пацифики: особенности строения и относительный возраст	98
Ломтев В.Л. Новое в тектонике северо-западной плиты Пацифики	103
Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Электропроводность литосферы в зоне субдукции на Камчатке	108
Мясников Е.А. Эколого-геоморфологические проблемы освоения Дальневосточного сектора Арктики (энтодинамические опасности)	113
Павленко О.В. Ударные волны – наиболее вероятная причина аномально высоких ускорений, зарегистрированных при землетрясении Тохоку 11 марта 2011 г. ($M_w=9.0$)	118
Паровышный В.А., Веселов О.В., Казаков А.И., Сеначин В.Н., Кочергин Е.В. Вариации естественных геофизических полей над залежью газа в связи с прогнозом сейсмических событий.	119
Прытков А.С., Василенко Н.Ф., Фролов Д.И. Современная геодинамика Курильской зоны субдукции по данным GPS/ГЛОНАСС наблюдений	124
Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Особенности современного напряженного состояния северо-западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области.	129
Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Глубинное строение регионов природных катастроф переходной зоны Евразия – Тихий океан.	132
Сапрыгин С.М. Выбор системы отсчета при картировании горизонтальных движений в недрах Северного Сахалина	137
Семакин В.П., Кочергин А.В., Питина Т.И. Глубинное строение рифтогенных впадин Охотского и Японского морей.	140
Семакин В.П., Кочергин А.В., Питина Т.И. Глубинные факторы формирования неотектонических поднятий и рифтов континентальных районов	145
Сеначин В.Н. Гравитационное моделирование тектоносферы Земли с учётом ее сферической формы	150

Сеначин В.Н.

К вопросу о происхождении латеральных плотностных неоднородностей в континентальной литосфере фанерозоя 155

Сысоев Д.В., Шестаков Н.В., Прытков А.С., Василенко Н.Ф.

Современные движения земной коры о. Монерон по данным GPS/ГЛОНАСС наблюдений 159

Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев Л.М.

Добротность среды и динамические параметры очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня 164

Татаринев В.Н., Татаринова Т.А.

Землетрясение Tohoku-Оки – модель напряженного состояния литосферы 169

Хомутов С.Ю.

Мониторинг магнитного поля Земли как элемент системы контроля и прогнозирования экстремальных природных событий 173

Шакиров Р.Б.

К вопросу об источниках углеводородных газов морских отложений и газогидратов окраинных морей Дальневосточного региона 177

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ, МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Абдурахманов А.И., Ермаков В.А.

Признаковое описание действующих вулканов (Курильских островов) и таблицы данных как важный элемент разработки прогноза извержений 182

Близнецов В.Е., Сеньюков С.Л.

ADAP (Automatic Detection of Ash Plume) – программа автоматического выделения пепловых выбросов и расчёта их высоты по сейсмологическим данным 185

Веселов О.В., Казаков А.И., Козлов Д.Н.

Вулкан Тятя: продукты извержения 1973 г. 190

Ганзей К.С.

Устойчивость вулканогенных геосистем Курильских островов 195

Гирина О.А., Лупян Е.А., Гордеев Е.И., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Сорокин А.А., Ефремов В.Ю., Кашицкий А.В., Уваров И.А., Нуждаев А.А., Верхотуров А.Л., Романова И.М., Крамарева Л.С., Королев С.П., Чибисова М.В.

Изучение извержений вулканов Камчатки и Курил с помощью информационной системы VolSatView 200

Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Демянчук Ю.В.

Активность вулканов Камчатки и их опасность для авиации в 2014 году 203

Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г., Гурьянов В.Б., Козлов Д.Н., Чибисова М.В., Романюк Ф.А.

Эксплозивные извержения на о. Итуруп в голоцене: предварительные результаты 208

Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г., Гурьянов В.Б., Козлов Д.Н., Чибисова М.В.

Катастрофические эксплозивные извержения Львиной пасти (о. Итуруп): стратиграфия и геохронология 210

Ермаков В.А.

Карта потенциальной опасности вулкана Менделеева (остров Кунашир) 215

Ершов В.В.

Гидрогеохимические аспекты деятельности грязевых вулканов 219

Жарков Р.В.	
Дачное месторождение термоминеральных вод (о. Итуруп, Курильские острова)	221
Козлов Д.Н.	
Современное состояние, генезис и морфология вулканического кратерного озера Красивое (кальдера Урбич, о. Итуруп, Курильские о-ва)	225
Козлов Д.Н., Жарков Р.В.	
Современная поствулканическая активность в кальдере Головнина (о. Кунашир, Курильские о-ва)	229
Копанина А.В.	
Влияние зон активного вулканизма Курильских островов на структуру коры древесных растений	236
Котенко Т.А., Котенко Л.В.	
Активность вулканов Северных Курил в 2011-2014 гг.	239
Котенко Т.А., Котенко Л.В.	
Вулканоопасность для г. Северо-Курильск	244
Никитенко О.А., Ершов В.В.	
Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, δD) сопочных вод в разных регионах мира.	249
Пугачев А.А.	
Метаморфические породы побережья Южного Приморья.	253
Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А.	
Пепел вулкана Байтоушань В-Тm в разрезах торфяников Приморья как временной маркер развития ландшафтов в малый оптимум голоцена	258
Романова И.М., Гирина О.А.	
Информация KVERT о мониторинге вулканов Камчатки и Северных Курил в геопортале ИВиС ДВО РАН	261
Романюк Ф.А.	
Ландшафтная структура активных вулканов хребта Грозный (о. Итуруп, Курильские острова)	266
Рыбин А.В., Разжигаева Н.Г., Гурьянов В.Б., Дегтерёв А.В., Чибисова М.В.	
Основные этапы формирования вулкана Тятя (о. Кунашир, Курильские острова)	271
Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н., Кузьмин Д.В., Дегтерёв А.В.	
Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная пасть и перешейка Ветровой	274
Степнова Ю.А.	
Взаимосвязь тектоники, магматизма и металлогении на примере гранитоидов о. Сахалин.	279
Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б.	
Эколого-газогеохимическое районирование о. Сахалин на основе химического и изотопного состава природных газов.	284
Чибисова М.В., Рыбин А.В., Дьяков С.Е.	
Группа SVERT - мониторинг вулканической активности на Курильских островах	288
Штейнберг Г.С., Штейнберг М.Г.	
Метод предупреждения фреатических извержений на вулкане Кудрявый	293
Юрков А.К., Демежко Д.Ю.	
К вопросу о квазипериодических температурных колебаниях в скважине kun-1 (о. Кунашир).	294

**ЛАВИНЫ, СЕЛИ, ПАВОДКИ,
РАЗРУШЕНИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ**

Afanas'ev V.V. Geomorphological aspects of the sea coastal protection of the Sakhalin Island	298
Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Геолого-геоморфологические условия формирования селевых потоков в Байкальском регионе (2014 г.)	299
Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. Условия формирования экстремальных паводков в бассейнах рек низкогорья (на примере о. Сахалин)	302
Горбунов А.О., Кайстренко В.М., Гребенникова Т.А., Дегтерев А.В. Следы голоценовых наводнений в долинах рек Южного Сахалина	306
Еременко Е.А., Беляев Ю.Р., Бредихин А.В., Большов С.И. Комплексная оценка геоморфологической безопасности полуострова Ломоносова (Японское море) для целей строительства	311
Казаков Н.А. Генетическая классификация лавин и селей	316
Казаков Н.А. Условия сейсмогенной активизации оползневых процессов на о. Сахалин	322
Казакова Е.Н., Боброва Д.А. Антропогенные и природно-антропогенные лавинные комплексы (на примере о. Сахалин)	327
Казакова Е.Н., Казаков Н.А. Параметры снежных карнизов на морских берегах Южного Сахалина	332
Лебедева Е.В. Попытка оценки напряженности геоморфологических обстановок окраинно-континентальных горных систем Притихоокеанья	335
Лобкина В.А., Кононов И.А. Система дистанционного мониторинга снеговой нагрузки на кровле	340
Мальнева И.В., Крестин Б.М. Оценка опасности оползней и селей на о. Сахалин и развитие этих процессов в ближайшем десятилетии	343
Музыченко А.А., Павлов В.С., Павлов А.С. Формирование антропогенных селевых потоков с карьеров (на примере карьера «Лиственничный»)	346
Санин А.Ю., Реутова А.Б. Сравнительная характеристика неблагоприятных и опасных явлений в прибрежных зонах Крыма и Сахалина	350
Уба А.В. Программно-аппаратное решение задачи исследования абразионно- денудационных процессов на бенче, поднятом в результате Невельского землетрясения	354
Ушаков М.В. Метод сверхдолгосрочного прогноза снеголавинной активности на автодорогах Магаданской области	355

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ И ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РИСКИ

Власова И.И.

Структурная реакция стволовой части стебля сосны обыкновенной (*Pinus Sylvestris*, Pinaceae L.) на факторы среды в условиях Сахалина. 359

Ежкин А.К.

Оценка антропогенного воздействия в зеленых зонах г. Южно-Сахалинск и его окрестностей методом лишеноиндикации 364

Еремин В.М., Копанина А.В., Власова И.И.

Структурная реакция вегетативных органов на факторы среды видов семейства *Pinaceae* 368

Кислов Е.В., Плюснин А.М.

Экологические и юридические проблемы освоения Холоднинского свинцово-цинкового месторождения (Северное Прибайкалье) 370

Копанина А.В.

Экологические аспекты деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана. 375

Копанина А.В., Вацерионова Е.О.

Особенности строения однолетнего стебля спиреи (*P. Spiraea*) под воздействием газогидротерм вулкана Головнина (о. Кунашир, Курильские острова) 379

Кордюков А.В., Ежкин А.К.

ГИС-технологии в экологических исследованиях (опыт использования на примере лишеноиндикации) 383

Лобкина В.А.

Современные и традиционные способы уборки снега 388

Сабиров Р.Н., Сабирова Н.Д.

Причины и предпосылки лесных пожаров на Сахалине 391

Н.Д. Сабирова, Р.Н. Сабиров

Флористическое разнообразие лесов Южного Сахалина 395

НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ МОНИТОРИНГА ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ОПАСНЫХ ПРОЦЕССОВ

Акбашев Р.Р., Бубнов А.Б., Василюк И.Н.

Улучшение сейсмических условий на участках повышенной сейсмической опасности (на примере изысканий для строительства храма в районе северо-востока г. Петропавловск-Камчатский) 399

Белоненко Е.В.

Применение методов дистанционного зондирования и геоинформационных технологий при мониторинге акватории Финского залива и береговой зоны Невской губы. 403

Викулин А.В., Долгая А.А., Викулина М.А.

Исследование закономерностей распределения природных и социальных катастроф . . . 405

Вязилов Е.Д., Чуняев Н.В.

Новые технологии мониторинга опасных природных явлений. 410

Гайдай Н.К., Калинина Л.Ю., Курткин С.В.

Научно-информационный сайт «Землетрясения Магаданской области» – игрушка или необходимая реальность? 412

Ершов В.В. О некоторых особенностях и механизмах отклика флюидодинамических систем на сейсмические события	416
Ковачев С.А., Лобковский Л.И., Крылов А.А., Иващенко А.И. Система геодинамического мониторинга на нефтегазовом месторождении им. Ю. Корчагина (Северный Каспий)	419
Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. Автоматическое обнаружение землетрясений и выделение фаз в записях системы геодинамического мониторинга на шельфовых нефтедобывающих платформах	423
Лунгул О.А. Применение ГИС-технологий при изучении инженерно-геологических и макросейсмических проявлений семибалльного землетрясения 24(25) ноября 1971 года в г. Петропавловск-Камчатский и Олжоторского землетрясения 20(21) апреля 2006 года	429
Никитин А.А., Сердюков А.С., Татаурова А.А., Дучков А.А., Коновалов А.В. Развитие вычислительных алгоритмов сейсмической томографии и их применение для данных сети на юге о. Сахалин	433
Пупатенко В.В., Шестаков Н.В. Определение сейсмологических параметров и величин по результатам кинематической обработки GNSS-измерений малых косейсмических смещений	438
Сорокин А.А., Королев С.П., Урманов И.П., Верхотуров А.Л., Шестаков Н.В., Гирина О.А. Информационная система для работы с данными инструментальных наблюдений с целью проведения исследований и мониторинга опасных природных явлений на Дальнем Востоке России	443
Степнов А.А., Сычев А.А., Гаврилов А.В., Коновалов А.В. Современная сейсмичность Северного Сахалина и новые технологии сейсмического мониторинга	448
Тараканов А.И., Миронюк С.Г., Зубченко А.В., Константинова Т.Г. О целесообразности создания геодинамического полигона на газоконденсатном месторождении (Камчатка)	452
Титов Е.М., Наумов С.Б. Коммутационное устройство удалённого доступа к сейсмической станции	455
Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность при разработке месторождений углеводородов: риски и информативность	459
Турунтаев С.Б., Коновалов А.В., Слинькова Е.О. Оценка влияния разработки месторождений углеводородов шельфа о. Сахалин на статистические параметры сейсмического режима	460
Щукин М.В., Семенова Е.П., Левин Ю.Н. Создание в Сахалинском филиале ГС РАН базы сейсмологических данных «Мониторинг сейсмичности Дальневосточного региона»	461

ПРЕДИСЛОВИЕ

Во втором томе сборника конференции «**Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска**» опубликованы материалы секций:

- Тектоника и геодинамика северо-западной части Тихоокеанского региона.
- Современный вулканизм, методы наблюдений.
- Лавины, сели, паводки, разрушение морских берегов.
- Экологические проблемы и геологические риски.
- Новые технологии мониторинга природно-техногенных опасных процессов.

В материалах, объединенных общей тематикой «**Тектоника и геодинамика Дальнего Востока и Восточной Сибири**», обсуждается широкий круг задач, связанных с проблемами глубинного строения суперрегиона и решаемых на основе обработки экспериментальных данных, их интерпретации, моделирования, проведенных по современным методикам. Ряд материалов характеризуется оригинальностью подхода к рассмотрению геодинамики тектонически активных зон (Байкальского рифта, хребта Черского, горных систем Приохотья, Сахалина, Охотоморского региона). В сборник помещены работы исследователей разных научных школ и направлений. Это сказалось на определенной субъективности геологической интерпретации данных и представления особенностей глубинного строения районов Дальневосточной переходной зоны и северо-западной части Тихого океана. Результатам оценки динамики и характера современных движений поверхности земной коры региона посвящен блок работ, основанных на использовании активно развивающихся высокоточных геодезических технологий. В нескольких сообщениях предлагаются меры по созданию сети полигонов для мониторинга изменений геолого-геофизических характеристик геодинамически активных объектов с целью прогноза землетрясений и проявления других катастрофических явлений, в том числе антропогенного происхождения. Следует отметить актуальность многих исследований для производственно-хозяйственной деятельности в регионе.

В разделе «**Современный вулканизм, методы наблюдений**» представлены доклады, посвященные различным аспектам современного вулканизма Дальневосточного региона. Детальное изучение современного состояния и истории эруптивной деятельности вулканических построек позволит создать основу для долгосрочного прогноза, создания карт вулканического районирования и рассмотреть экологические аспекты воздействия вулканических извержений на окружающую среду. Эти исследования важны для решения фундаментальных проблем вулканологии, выявления периодичности природных катастроф в северо-западной части Тихого океана и оценки влияния разномасштабных событий на природные компоненты ландшафтов. В настоящее время постоянное население Курил проживает только на южных (Кунашир, Итуруп, Шикотан) и северных (Парамушир и Шумшу) островах, практически все жилые поселки (за исключением расположенных на о. Шикотан) находятся в зонах вулканической опасности. Для этих территорий рассмотрены вопросы вулканического районирования и показаны основные виды опасностей, связанных с вулканическими извержениями. Представлены доклады по проблемам мониторинга вулканических процессов для Камчатки и Курильских островов. На Камчатке уже организованы наблюдения за процессами подготовки и реализации извержений, которые отражаются в параметрах физических полей (пространственно-временные характеристики сейсмичности, современные движения земной коры, волновые возмущения в атмосфере, параметры электромагнитного поля и др.). Для территории Курильских островов подобной системы для предсказания извержений и уменьшения ущерба от них пока не существует. Группой SVERT (ИМГиГ ДВО РАН) проводится только спутниковый мониторинг вулканической активности на этой территории. Для обеспечения безопасности населения

Курильских островов от вулканических извержений требуется создание комплексной системы мониторинга для оперативного прогноза возможных сценариев вулканических извержений для вулканов Головнина, Менделеева, Тятя, Иван Грозный, Баранского, Чирип, Богдан Хмельницкий, Эбеко – наиболее опасных для населения Курильских островов. В докладах, посвященных грязевому вулканизму Сахалина и других регионов мира, представлены оригинальные результаты по геологическому строению, периодичности извержений, изотопному составу жидкой и твердой фаз. Эти геологические образования широко представлены на острове и являются довольно чувствительными индикаторами динамики недр.

В разделе **«Лавины, сели, паводки, разрушение морских берегов»** основное внимание уделено докладам, отражающим результаты изучения ряда важных экзогенных рельефообразующих процессов, действующих на суше и морском побережье и нередко представляющих собой серьезную угрозу для населения, транспорта и связи. География работ охватывает Сахалин, Крым, Приморье, Забайкалье и Магаданскую область. Снежным лавинам и их генезису, включая условия подготовки и схода, а также антропогенную составляющую, посвящено несколько докладов. Их дополняет исследование, посвященное новой, но ставшей весьма актуальной, теме оценки реальных нагрузок, оказываемых снежными массами на кровли зданий и сооружений, особенно крупных. Сели, несомненно, также серьезный и опасный фактор для жизнедеятельности и промышленной инфраструктуры в речных долинах горных стран и предгорьях. В докладах рассматриваются особенности их формирования, например, при сходе оползней, в том числе даже в небольших карьерах, ущерб и проблемы классификации. Работу секции завершают сообщения, связанные с изучением паводков на реках Сахалина и датирования их фаций в настоящее время и недавнем геологическом прошлом, а также особенности и масштабы абразии морских берегов Крыма, Сахалина и юга Приморья.

На секции **«Экологические проблемы и геоэкологические риски»** представлены доклады, в которых рассматриваются вопросы, связанные с изучением геоэкологических проблем окружающей среды, оценкой техногенных и природных рисков на Дальнем Востоке России (в частности, в Сахалинской области), что является чрезвычайно актуальной научной задачей при активном освоении и эксплуатации месторождений углеводородного сырья, развитии соответствующей инфраструктуры на островах и их акваториях. При этом важно понимать, что эти территории находятся в суровых, экстремальных природных условиях. Ряд экологических факторов природных систем Сахалина и Курильских островов являются напряженными для живых компонентов экосистем. К ним следует отнести, прежде всего, температурный режим и физиологическую доступность воды. Кроме комплекса экологических параметров природной среды, характеризующих условия холодно-умеренного и холодного климата Сахалина и Курильских островов, здесь обычны опасные и катастрофические природные явления: землетрясения, цунами, экстремальные шторма, извержения магматических и грязевых вулканов, пожары. Исследование устойчивости живых систем на разных уровнях организации жизни – от отдельной клетки и ткани до функционирования целых экосистем и крупных природных комплексов – имеет огромное значение не только для познания путей адаптации и механизмов стрессоустойчивости, сохранения биологического разнообразия островов, но и в целях рационального природо- и недропользования, разумного ведения хозяйственной деятельности. Особое внимание в докладах уделено экологической адаптации растительных организмов, экологии отдельных систематических групп растений и состоянию растительности островов в целом, как первому и ключевому звену в глобальной ресурсной цепи и потоке энергии.

Научные статьи и тезисы докладов секции **«Новые технологии мониторинга природно-техногенных опасных процессов. Снижение ущерба от геокатастроф»** отражают основные результаты прикладных научных исследований и экспериментальных разработок, новых методов исследований техногенной сейсмичности, вызванной

промышленной разработкой месторождений нефти и газа, а также методов снижения рисков от опасных геодинамических процессов естественного и техногенного характеров. Актуальность подобных исследований связана с необходимостью предотвращения возможных экологических катастроф, связанных с движениями грунта, возникающих при техногенной сейсмичности.

Возможность активизации техногенной сейсмичности должна учитываться нефтегазовыми компаниями также при разработке арктических шельфовых месторождений углеводородов, так как техническая сложность и, как следствие, стоимость ликвидации последствий экологических катастроф в условиях субарктических и арктических морей на порядок превышают сложность и стоимость аналогичных работ в низких широтах Земли. Уделено внимание средствам инструментального контроля состояния геосреды, программно-техническим решениям в области комплексных систем геодинамических наблюдений и геоинформационному обеспечению проводимых исследований.

УДК 551.243

РОЛЬ ТУНКИНСКОГО И ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМОВ В РАСКРЫТИИ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

А.В. Аржанникова¹, С.Г. Аржанников¹, Ж.-Ф. Риц², Р. Вассалло³, К. Ляррок⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия;

² Геосаянс Монtpелльe, Университет Монtpелльe 2, г. Монtpелльe, Франция;

³ Университет Савойи, г. Шамбери, Франция;

⁴ Геосаянс Азюр, г. София Антиполис, Франция

arzhan@crust.irk.ru

Главный Саянский и Тункинский разломы являются одними из крупнейших сейсмогенерирующих разломов, расположенных в непосредственной близости от г. Иркутск и представляющих угрозу для города и агломерации, поскольку в зонах этих разрывных нарушений зафиксированы следы голоценовых палеоземлетрясений с магнитудой до ~ 8.0 [8–10]. Оба разлома расположены в районе южного выступа Сибирской платформы (рис. 1.1). При этом Главный Саянский разлом является границей между складчатой областью Восточного Саяна и Сибирской платформой, Тункинский же разлом контролирует с севера Тункинский сегмент Байкальской рифтовой системы. Разломы имеют разное простирание и максимально близко подходят друг к другу на своем восточном окончании в районе Южно-Байкальской впадины Байкальского рифта. В работе [13] предполагается, что раскрытие Южно-Байкальской впадины связано со сдвиговыми смещениями по Главному Саянскому разлому.

Тункинский разлом представлен системой разрывов субширотного и северо-восточного простирания общей протяженностью 160 км с разными амплитудами неотектонических деформаций и разной геоморфологической выраженностью. Время заложения разлома относят к каледонскому, либо к байкальскому этапу тектонической активизации [6], причем это относится только к субширотным его сегментам, которые частично перекрыты неоген-четвертичными отложениями, а частично унаследованы зоной молодого Тункинского разлома [5]. Сегменты северо-восточного простирания, вероятно, более молодые, возможно сформировались на кайнозойском этапе развития разлома в процессе рифтогенеза. Кинематически они представляют собой сбросы, субширотные же сегменты Тункинского разлома являются преимущественно сдвигами [7, 9, 11]. Голоценовые горизонтальные смещения по Тункинскому разлому были установлены при обследовании палеосейсмодислокации (ПСД) в районе пос. Аршан (рис. 1.2), для которой амплитуда левостороннего перемещения составляет от 10 до 25 метров [4].

Более поздние сейсмогеологические работы, проведенные со вскрытием Тункинского разлома тридцатью траншеями [9], позволили уточнить кинематику разноориентированных сегментов разлома на голоценовом этапе развития. В пределах субширотных отрезков деформации характеризуются левосторонней взбросо-сдвиговой кинематикой, а сегменты северо-восточного простирания являются сбросами. При этом авторы работы [9] отмечают, что горизонтальные амплитуды одноактных подвижек в 2–3 раза превышают вертикальные (горизонтальные достигают 7 ÷ 8 метров, как для Аршанской, так и для Торской ПСД (рис. 1.2), а вертикальные – 4 ÷ 5 и 2 ÷ 2.5 метров, соответственно). Наши исследования самого западного субширотного сегмента Тункинского разлома (Мондинский разлом) (рис. 1.2) также показали левостороннюю взбросо-сдвиговую его кинематику на голоценовом этапе [1, 12].

Главный Саянский разлом, начинаясь в районе Южно-Байкальской впадины, протягивается на 900 км на СЗ вдоль ЮЗ границы южного выступа Сибирской платформы. Начиная с палеозоя, Главный Саянский разлом играет значительную роль в формировании рельефа данного региона. Если для докайнозойского времени он классифицирован как правосторонний

взбросо-сдвиг с амплитудой горизонтальных смещений около $40 \div 50$ км, вертикальных $2.5 \div 9$ км [2], то направления новейших движений по разлому разные исследователи определяют по-разному. В.В. Ламакин [3] считал, что в эпоху кайнозойской активизации Главный Саянский разлом проявлял себя как левосторонний сбросо-сдвиг, с амплитудой сдвига около 11 км и сброса около 3 км. Более поздние исследования доказывают, что неотектонические деформации происходили в условиях сдвига со сжатием. Так, авторы работ [8, 10] в ходе палеосейсмогеологических исследований в зоне Главного Саянского разлома выделили на его юго-восточном отрезке сейсмотектонические деформации протяженностью 60 км (Восточно-Саянская ПСД) (рис. 1.2), анализ внутренней структуры которых показал, что основным типом движений позднего кайнозоя является левый взбросо-сдвиг. При этом максимальная обнаруженная амплитуда сдвига в районе сейсмодислокации составляет 70 м. Амплитуда сдвига в 11 км, предложенная в работе [3], на наш взгляд, является ошибочной. Она основана на оценке сдвига по зигзагообразному изгибу долины р. Иркут – Зыркузунской петли (рис. 1.2а), расположенной вдоль юго-восточного отрезка Главного Саянского разлома. Формирование единственной такого масштаба петли не является, на наш взгляд, свидетельством сдвига, р. Иркут в данном месте просто использует ослабленную зону милонитов, более удобную для врезания в горный массив. Чтобы установить наличие сдвиговых деформаций в зоне Главного Саянского разлома, которые могли бы быть ответственны за раскрытие южной котловины Байкальского рифта, как предполагается в работе [13], мы провели детальные дистанционные исследования разлома на участке, протяженностью 220 км – от Южно-Байкальской котловины до Окино-Жомболокского разлома (рис. 1.2). Исследования включали дешифрирование аэро-фото- и космоснимков и анализ крупномасштабной цифровой модели рельефа.

Основными признаками долгоживущих сдвиговых зон являются смещенные участки разноранговых речных долин. Направление и амплитуда смещения определяется по характеру изгиба речной сети. Размер речной долины (ширина, глубина вреза) может свидетельствовать о возрасте сдвиговых смещений. Детальные исследования смещенных долин вдоль Главного Саянского разлома показали, что левый сдвиг не всегда характерен для речной системы. Более того, в некоторых случаях наблюдается правосторонний изгиб долин. Изученный нами детально участок разлома от Южно-Байкальской впадины до Окино-Жомболокского разлома пересекают несколько крупных рек Ангарского бассейна – Иркут, Китой, Онот, Даялык, Урик и Большая Белая. Иркут пересекает разлом в его юго-восточной части и имеет здесь сложный левосторонний изгиб с амплитудой до 13.5 км (Зыркузунская петля, о которой сказано выше) (рис. 1.2а). Река Китой расположена в 50 км к северо-западу, где она пересекает Главный Саянский разлом и имеет правосторонний изгиб с амплитудой 10 км (рис. 1.2б). Следующая к северо-западу долина реки Онот имеет левый изгиб с амплитудой более 3.5 км (рис. 1.2в). Река Даялык в настоящее время является притоком реки Урик. При этом первоначальное направление Даялыка было другим, и он являлся левым притоком Онота. Затем, вследствие подпора долины Даялыка позднеледниковым ледником и конечной мореной, сток воды изменил направление в сторону Иркут, где образовался молодой antecedentный участок. Изначально долина имела правосторонний изгиб с амплитудой 4.5 км (рис. 1.2г). Река Урик в зоне Главного Саянского разлома образует левосторонний изгиб с амплитудой 5.5 км (рис. 1.2д). Что касается последней крупной долины на изучаемом отрезке р. Большая Белая, расположенной в $4 \div 5$ км к юго-востоку от сочленения Главного Саянского и Окино-Жомболокского разломов, то она в зоне пересечения имеет большое количество меандр, однако и здесь читается правосторонний изгиб с амплитудой более 2.5 км (рис. 1.2е). Очевидно, что, исходя из анализа смещения речных долин, невозможно однозначно определить направление сдвига по рассматриваемому фрагменту Главного Саянского разлома. Дальнейшие исследования были направлены на выявление позднекайнозойских деформаций в рыхлых отложениях на всем протяжении данного отрезка.

Детальный анализ аэрофотоснимков и космоснимков показал, что речные долины, пересекающие или приуроченные к Главному Саянскому разлому, заполнены ледниковыми отложениями и аллювием. Долины представляют собой трог, выработанные позднеледниковым ледником, склоны и днища долин покрыты моренами. Последняя фаза оледенения совпадает с MIS 2 (24–10 л.), ледниковые осадки соответствуют этому возрасту.

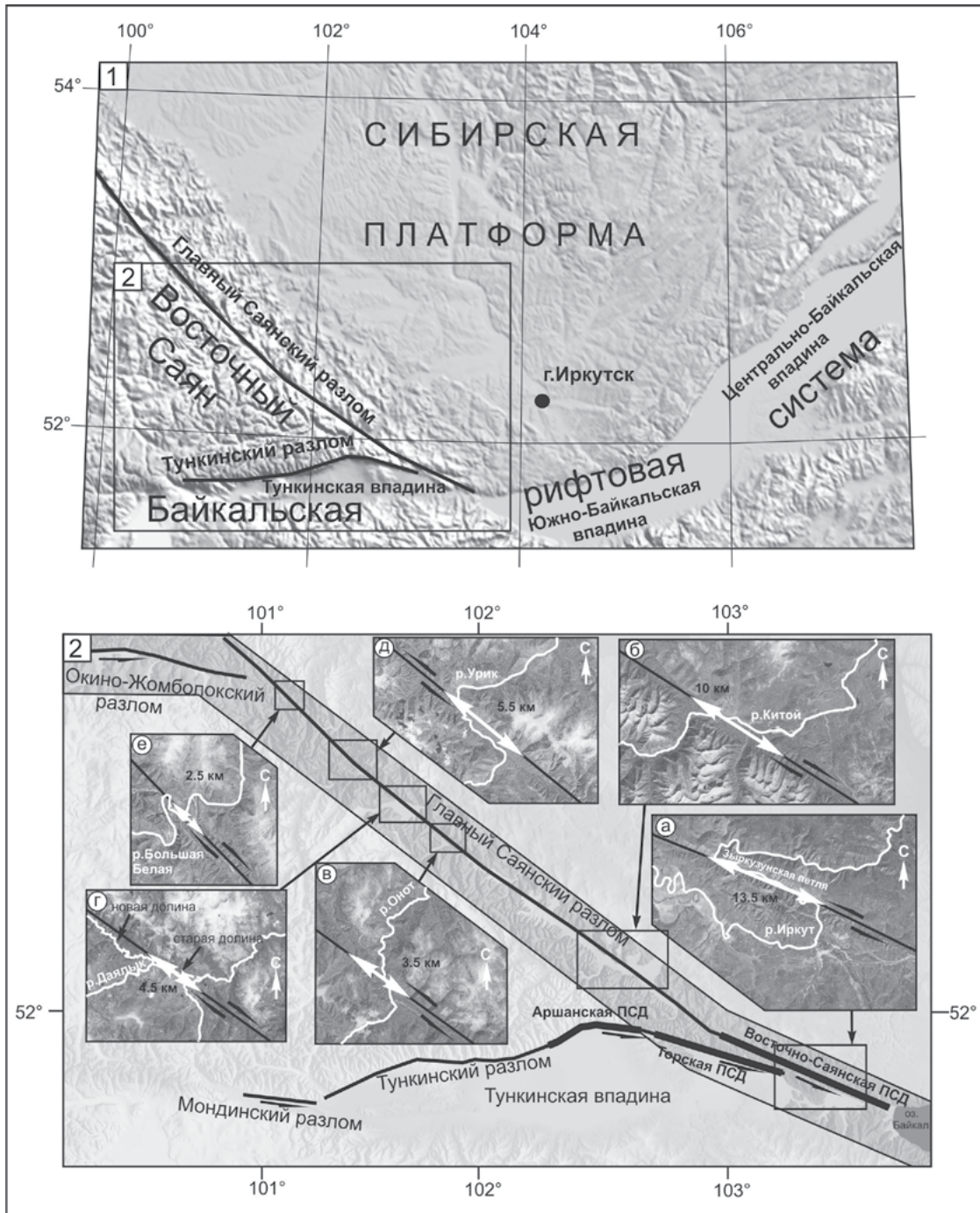


Рис. 1. Цифровая модель рельефа южного выступа Сибирской платформы.

1. Цифровая модель рельефа южного выступа Сибирской платформы и прилегающей территории Восточного Саяна и Байкальской рифтовой системы;
2. Область исследования Главного Саянского и Тункинского разломов: а-е – фрагменты космоснимков с долинами рек, образующими видимые смещения вдоль Главного Саянского разлома; жирными линиями обозначены палеосейсмодислокации в зонах Тункинского и Главного Саянского разломов.

При изучении ледниковых долин были выявлены структуры, внешне похожие на сеймотектонические, например, в правом борту долины р. Китой. Структура фиксируется на протяжении 4 км и представлена перегибом в продольном профиле локальных водоразделов и серией обвалов. Однако, такие структуры характерны для ледниковых долин, они образуются за счет формирования каналов стока в подледной части на контакте со склоном. Они обыч-

но расположены на водоразделах боковых притоков основных долин и могут выстраиваться в протяженные линейные формы, занимая различные ярусы в рельефе. Их длина составляет первые километры, глубина 30 ÷ 50 м, ширина изменяется от первых метров до первых десятков метров. Внешне они представляют собой ложбины, рвы, узкие сквозные долины и ущелья, заложенные в коренных породах, и могут быть приняты за сейсмоструктуры. Обвалы в этой зоне могли произойти при палеоземлетрясениях, произошедших в зонах Тункинского (17 км до Тункинского сейсморазрыва) или южной части Главного Саянского (40 км до Главного Саянского сейсморазрыва) разломов. Детальное обследование заполненных рыхлыми отложениями участков долин, пересекающих Главный Саянский разлом, показало отсутствие явных признаков голоценовых сдвиговых смещений на этом участке.

Отсутствие обновленных участков со сдвиговой кинематикой свидетельствует о том, что для отрезка главного Саянского разлома, начинающегося от Восточно-Саянской ПСД и до Окино-Жомболокского разлома (рис. 1.2), не характерен этот тип движений. В то же время по палеосейсмологическим данным уверенно устанавливаются многометровые (до 70 м) левосторонние смещения на 60-километровом юго-восточном фрагменте Главного Саянского разлома, а также на сегментах Тункинского разлома субширотного направления (до 65 м) [9, 10]. По этим же данным, в начале голоцена (в районе 9.5 тыс. лет назад) произошло палеоземлетрясение, при котором одновременно могли вскрыться восточные отрезки Тункинского и Главного Саянского разломов с общей протяженностью разрыва 105 км [9]. Исходя из того, что восточное окончание Тункинского разлома и юго-восточное окончание Главного Саянского разлома имеют много сходных черт в кинематике и амплитудах смещений, а также одновременном сейсмогенном обновлении, и при условии, что сдвиговые деформации по Главному Саянскому разлому не выявлены севернее зоны сближения с Тункинским разломом, мы предлагаем рассматривать Тункинский разлом и юго-восточный (обновленный) сегмент Главного Саянского разлома как кулисы единой сдвиговой зоны. Очевидно, сдвиговые деформации, переходящие с Тункинского разлома на Главный Саянский, трансформируются в раскрытие Южно-Байкальской впадины.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №13-05-00247, 13-05-91052-НЦНИ и 14-45-04060-Сибирь).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аржанникова А.В. Аржанников С.Г. О развитии Тункинской части Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене – голоцене (по материалам структурно-геоморфологических исследований) // Геоморфология. 2005. №4. С. 48-54.
2. Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 145 с.
3. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 245 с.
4. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.
5. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 125 с.
6. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.
7. Хромовских В.С., Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Курушин Р.А., Дельянский Е.А. Новые данные о палеосейсмодислокациях Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 256-264.
8. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Белоусов О.В. и др. Взбросо-сдвиговые палеосейсмодислокации по зоне Главного Саянского разлома // ДАН. 1994. Т. 338, № 5. С. 672-674.
9. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 6. С. 587-602.

10. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокаций и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 936-947.
11. Шерман С. И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 135 с.
12. Arjannikova A., Larroque C., Ritz J. -F., Deverchere J., Stephan J. F., Arjannikov S., San'kov V. Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy-Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia-Siberia) // Terra Nova. 2004. Vol. 16, № 5. P. 265-272.
13. Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., San'kov, V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. Vol. 282. P. 1-38.
14. Mats, V.D., Perepelova, T.I. A new perspective on evolution of the Baikal Rift // Geoscience Frontiers. 2011. Vol. 2, № 3. P. 349-365.

УДК 551.435.62(571.642)

ПОДВОДНЫЕ ОПОЛЗНИ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ О. САХАЛИН: ТРИГГЕРНЫЕ МЕХАНИЗМЫ И ОПАСНЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

Б.В. Баранов, Е.А. Куликов, А.Б. Рабинович, К.А. Дозорова

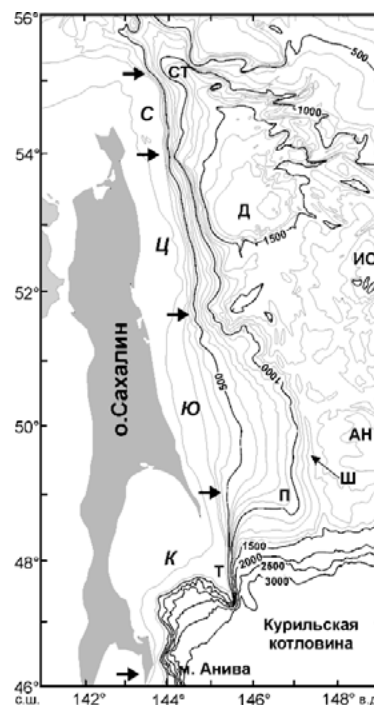
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия
bbaranov@ocean.ru

Остров Сахалин, вместе с прилегающим к нему шельфом, является одним из важнейших нефтегазоносных районов России, где в настоящее время осуществляется интенсивная добыча нефти и газа. В связи с этим изучение подводных оползней восточного склона о. Сахалин и их опасных последствий – задача первостепенной значимости.

Исследование было проведено на основе данных батиметрической и сейсмической съемок и съемки гидролокатором бокового обзора, полученных в 17 морских экспедициях 1995 – 2014 гг. в рамках трех международных проектов: *Kurile-Okhotsk Marine EXperiment* (КОМЕХ), *Hydro-Carbon Hydrate Accumulations in the Okhotsk Sea* (СНАОС) и *Sakhalin Slope Gas Hydrates* (SSGH).

Рис. 1. Батиметрическая карта восточного склона о. Сахалин и схема его подразделения на сегменты. Стрелками обозначены границы сегментов: курильского (К), южного (Ю), центрального (Ц) и северного (С). Изобаты проведены через 100 м; для склона Курильской котловины – через 500 м. Сокращения: Т – хребет Терпения; П – поднятие Полевого; Ш – желоб Шмидта; Д – котловина Дерюгина;

СТ – трог Старицкого; возвышенности: АН – Академии наук, ИО – Института океанологии.



Анализ морфологических особенностей восточного склона позволил разделить его на четыре сегмента, имеющих отчетливые границы: северный, центральный, южный и курильский (рис. 1). Выделение оползневых тел на восточном склоне о. Сахалин было выполнено по данным батиметрической и сейсмической съемок и съемки гидролокатором бокового обзора (ГБО). Батиметрическая съемка выполнена многолучевым эхолотом СИМРАД ЕМ 120, сечение изобат – 10 м. Обобщение этих данных дало основание утверждать, что разрушение восточного склона о. Сахалин с образованием оползней происходило в северном и курильском сегментах и на границе между центральным и южным сегментами. На рисунке 2а представлена батиметрическая карта, на которой отчетливо выделяется оползень, расположенный на склоне Курильской котловины восточнее о. Сахалин. На рисунке 2б показана часть сейсмического профиля LV56-02 длиной 22 км, на котором видно оползневое тело со стенками отрыва (курильский сегмент склона). Положение профиля показано на рисунке 2а.

Северный сегмент. Вывод о наличии оползней на северном сегменте восточного склона был впервые сделан на основании анализа батиметрических данных. Он показал, что в процесс обрушения склона был вовлечен его отрезок длиной 70 км, и объем перемещенных осадков составил около 660 км³. Возраст оползня был оценен как поздне-плейстоценовый [5]. Оценка возраста данного оползня, выполненная после проведения более детальных исследований с использованием ГБО (рис. 2в) и придонного сейсмопрофилографа, дала значение 20 тыс. лет и соответствует времени последнего ледникового максимума (ПЛМ) [2].

Граница между центральным и южным сегментами. Примечательной чертой этого участка являются замкнутые депрессии, размеры которых колеблются от 600 м до 10 км при глубине от 20 м до 150 м (рис. 3). Тело оползня располагается на дне одной из этих депрессий, и он образовался за счет обрушения ее стенки. Площадь оползня составляет 42 км², его объем ориентировочно равен 4 км³, возраст менее 500 лет [1].

Южный сегмент. Южный сегмент восточного склона о. Сахалин, обращенный к Курильской котловине, является самым высоким (более 3000 м), имеет сложный рельеф и крутые углы наклона, что способствует образованию оползней. В пределах этого сегмента на сейсмических профилях выделяется несколько оползней, пример одного из них приведен на рис. 2а, б.

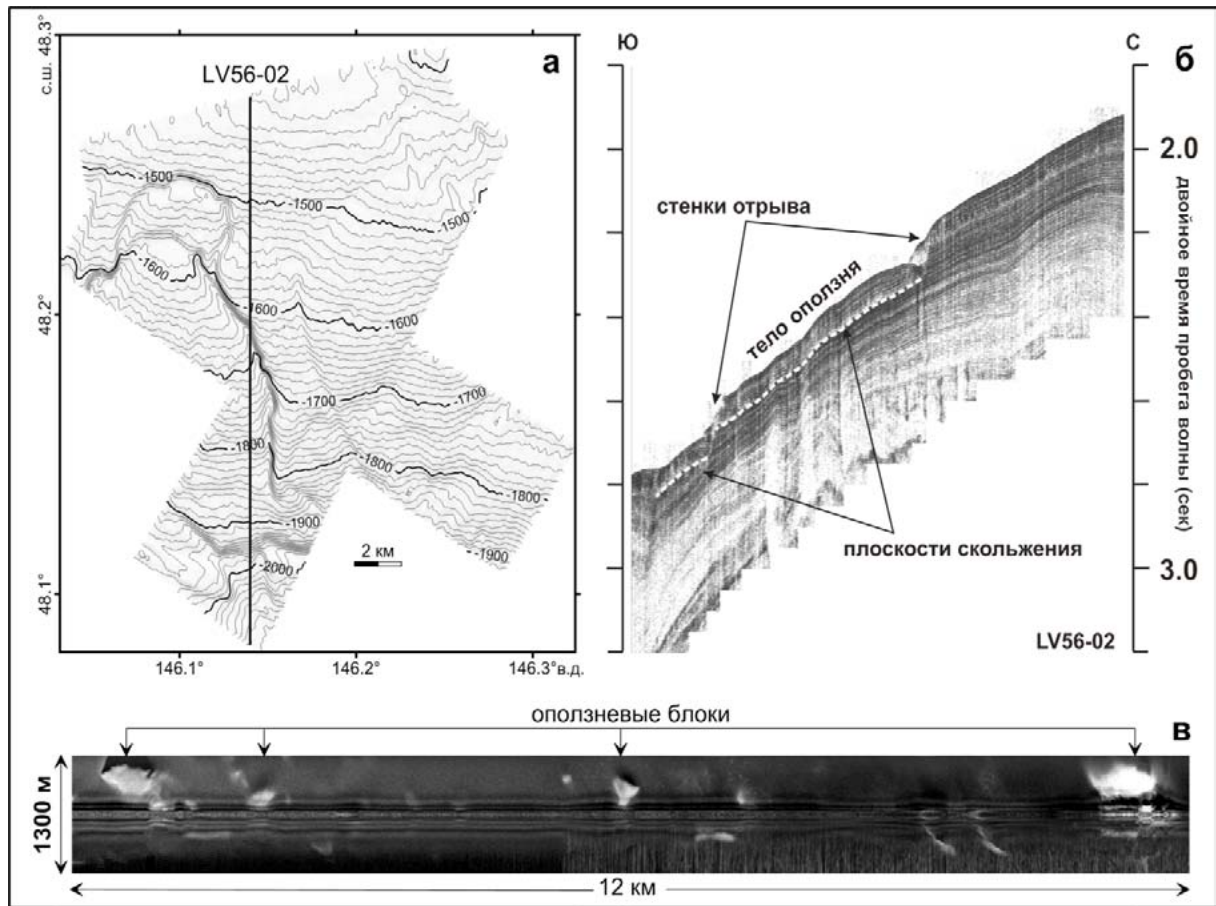


Рис. 2. а – батиметрическая карта склона Курильской котловины восточнее о. Сахалин, изобаты проведены через 10 м; б – часть сейсмического профиля LV56-02 длиной 22 км, курильский сегмент склона; в – изображение ГБО с присыпанными осадками оползневыми блоками размерами до 800 м, северный сегмент склона.

Кроме оползней на восточном склоне о. Сахалин нами было выделено несколько геологических процессов, которые могут представлять потенциальную опасность, а именно: сейсмичность, активные разломы и высачивание газов. Эти процессы также могут служить триггерными механизмами при образовании оползней [3].

Так предполагается, что образование оползней в пределах северного сегмента склона было связано с разрушением газогидратов вследствие сброса давления за счет понижения уровня моря во время ПЛМ 20 тыс. лет назад [4]. Сейсмичность также рассматривается в качестве триггерного механизма для этого участка склона [5]. Наличие активных разломов, которые формируют крутые стенки депрессий (рис. 3в), такие же как на границе между центральным и южным сегментами, тоже приводит к обрушению склона.

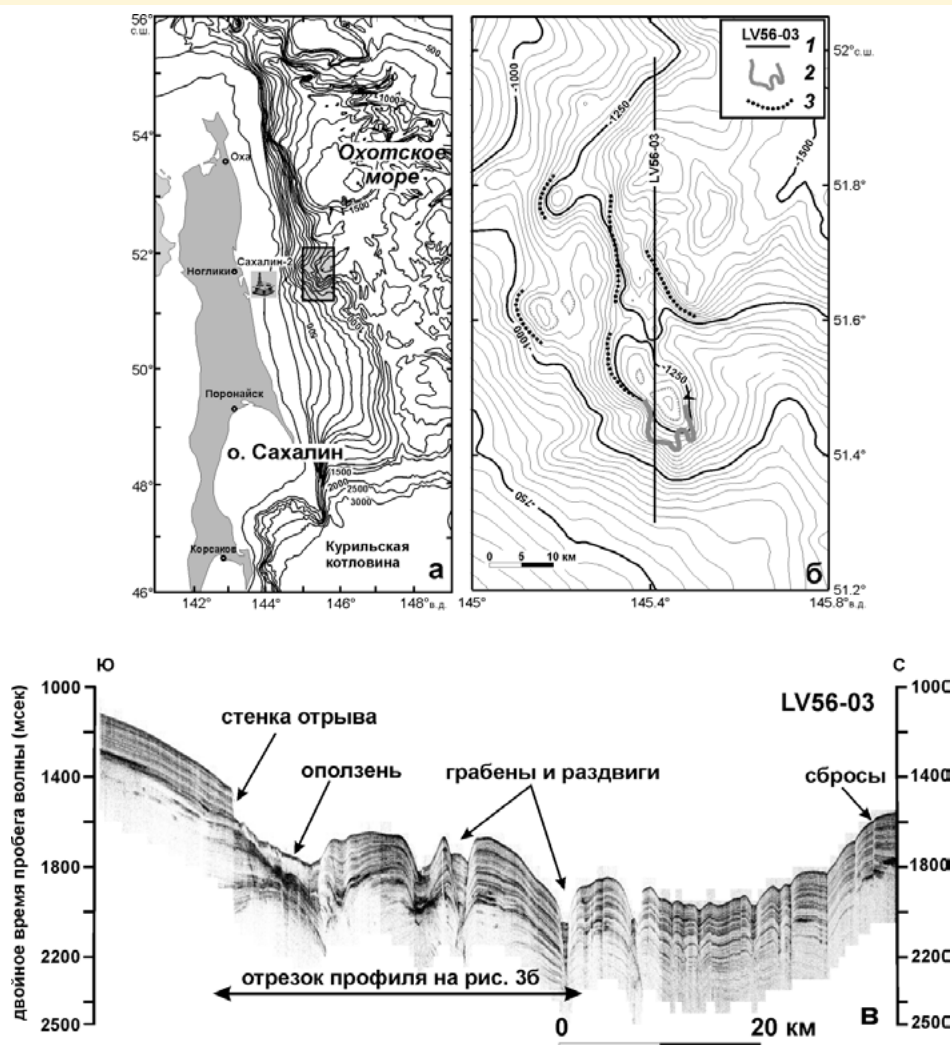


Рис. 3. а – батиметрическая карта восточного склона о. Сахалин и положение района исследований (прямоугольник), изобаты проведены через 100 м; для склона Курильской котловины – через 500 м; б – батиметрическая карта района исследований, изобаты проведены через 20 метров: 1 – сейсмический профиль, 2 – стенка отрыва оползня, 3 – участки склона, на которых может произойти его обрушение; в – сейсмический профиль LV56-03, иллюстрирующий строение верхней части осадочного чехла района исследований.

Очевидно, что оползни достаточно широко распространены на восточном склоне о. Сахалин и, по крайней мере, один из них образовался в историческое время. В связи с этим возникает вопрос, какие из участков склона в настоящее время могут быть подвержены разрушению с образованием оползней. Анализ характерных особенностей морфологии склона и строения верхней части осадочного чехла с учетом выделенных триггерных механизмов дают основание полагать, что предпосылки для его дальнейшего разрушения существуют в пределах центрального и курильского сегментов и на границе между центральным и южным сегментами (рис. 4).

В пределах северного сегмента разрушение склона уже произошло и, несмотря на наличие сейсмической активности и активного высачивания газов, мы оцениваем уровень опасности образования оползней как низкий. Низким уровнем опасности также характеризуется южный сегмент, где отсутствует сейсмическая активность, не наблюдается высачивание газов и сам склон является достаточно пологим (рис. 4).

Предполагается, что высокий уровень опасности возникновения оползней имеют центральный сегмент, его граница с южным сегментом и курильский сегмент. В пределах этих районов наблюдается сейсмическая активность, происходит высачивание газов и картируются активные разломы (рис. 4). На границе между центральным и южным сегментами и на курильском сегменте обрушение склона уже происходило на его отдельных участках (рис. 2 и 3).

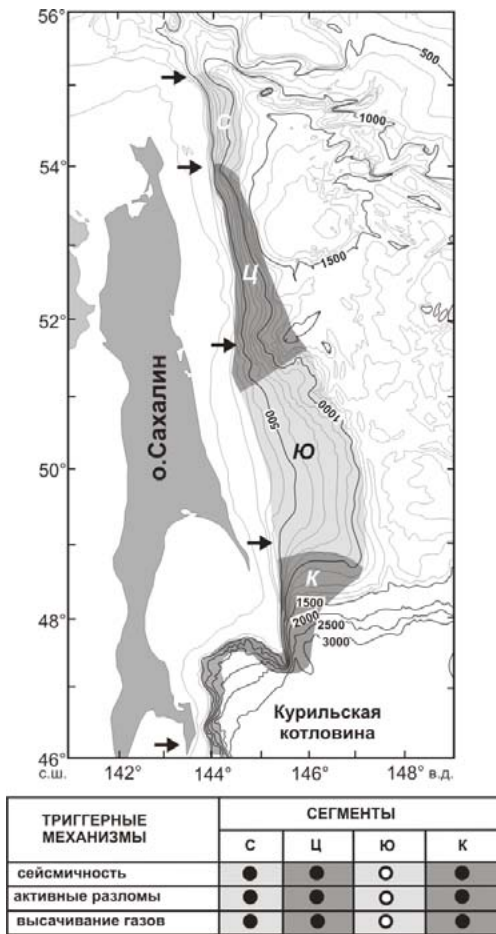


Рис. 4. Схема и таблица районирования восточного склона о. Сахалин по потенциальным возможностям разрушения склона и образования оползней. Серым цветом обозначен низкий уровень, темно-серым – высокий. В таблице залитые кружки обозначают наличие триггерного механизма, незалитые – отсутствие, цвет обозначает такие же уровни опасности как на схеме.

Центральный сегмент пока является стабильным, но мы предполагаем, что его обрушение может произойти по типу обрушения, имевшего место на северном сегменте и связанного с разложением газогидратов и высачиванием газа. К этому может привести изменение температуры водной толщи в результате глобального потепления.

Наиболее опасным последствием подводных оползней являются оползневые цунами. Расчеты, выполненные для оползня, расположенного в центральной сегменте и имеющего возраст около 500 лет, показали, что высота волны цунами, которая могла образоваться при накате ее на берег, составляет порядка 10 м. Учитывая размеры данного оползня, можно предположить, что опасный накат волны цунами проявится на отрезке побережья длиной до первых десятков километров [1].

Дальнейшее обрушение склона центрального сегмента и образование оползней различного объема, способных генерировать волны цунами, может представлять угрозу для центральной части восточного побережья о. Сахалин и расположенной здесь инфраструктуры, связанной с разработкой нефтяных и газовых месторождений в рамках проекта Сахалин-2 (рис. 3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Б.В., Лобковский Л.И, Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Джин Я.К., Дозорова К.А. Оползни на восточном склоне о. Сахалин как источники возможных цунами // ДАН. 2013. Т. 449, №3. С. 334-337.
2. Baranov B.V., Jin Y.K., Shoji H., Obzhirov A., Dozorova K.A., Salomatin A., Gladyshev V. Gas Hydrate System of the Sakhalin Slope: Geophysical approach. Incheon: KOPRI, 2008. 116 p.
3. Canals M., Lastras G., Urgeles R., Casamor J.L., Mienert J., Cattaneo A., De Batist M., Haflidason H., Imbo Y., Laberg J.S., Locat J., Long D., Longva O., Masson D.G., Sultan N., Trincardi F., Bryn P. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project // Marine Geology. 2004. Vol. 213. P. 9–72.
4. Kim Y.-G., Lee S.-M., Jin Y.K., Baranov B., Obzhirov A., Salomatin A., Shoji H. Near-seafloor gas hydrate occurrence in shallow water at the northeastern continental slope of Sakhalin Island, Sea of Okhotsk: implications for slope failure by gas hydrate dissociation due to ocean warming // Marine and Petroleum Geology. 2013. Vol. 45. P. 198-207.
5. Wong H.K., Lüdmann T., Baranov B.V., Karp B.Ya., and Konerding P. Bottom current-controlled sedimentation and mass wasting in the north-western Sea of Okhotsk // Marine Geology. 2003. Vol. 201. P. 287-305.

УДК 551.214(265.53)

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В.И. Бондаренко¹, В.А. Рашидов²

¹ Костромской государственный университет им. Н.А. Некрасова, г. Кострома, Россия;

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
vibond@list.ru

Курильская островная дуга (КОД) – важный элемент Тихоокеанской зоны перехода. Здесь происходят интенсивные геологические процессы, поверхностным проявлением которых являются современный вулканизм и высокая сейсмичность.

В северную часть входят 35 из 125 подводных вулканов КОД. Особенностью северной части КОД является и широкое развитие процессов гидратообразования в осадочной толще, выходов углеводородных газов в водную толщу и грязевого вулканизма, причем два последних процесса часто приурочены к тем же тектоническим зонам, что и проявления подводного вулканизма.

В пределах северной части КОД можно выделить три морфоструктурные зоны: Парамуширская, Онекотанская и пролива Крузенштерна.

М.Л. Красный [7] на основе интерпретации геофизических полей региона выделяет в пределах Курило-Камчатской островодужной системы следующие тектонические элементы: внешнее горст-антиклинальное поднятие (Малая Курильская дуга и ее подводное продолжение); внутреннее горст-антиклинальное поднятие (Большая Курильская дуга с продолжением соответствующих элементов в пределах п-ова Камчатка); разделяющий их грабен-синклиновый прогиб; внутренний или континентальный склон Курило-Камчатского глубоководного желоба; внутренний тыловой прогиб (мегападины Курильская и Атласова). В геофизических полях отчетливо отражается блоковый характер строения внутреннего горст-антиклинального поднятия. Н.П. Костенко с соавторами [6] по материалам структурно-геоморфологического анализа рассматривают КОД как систему асимметричных мегагорстантиклинальных поднятий. В пределах КОД ими выделяются крупные мегагорстантиклиналы: Южно-Курильская (включая о. Уруп), Центрально-Курильская (до пролива Крузенштерна), Северо-Курильская (до 1-го Курильского пролива). Эти мегаструктуры разделены секущими трансрегиональными разломами. Мегагорстантиклиналы нарушаются продольными и секущими разломами, определяющими их сложное складчато-блоковое строение.

В тыловой части островной дуги от пролива Крузенштерна до Камчатки протягивается пологая широкая долина в современном рельефе дна, являющаяся северо-восточным продолжением Курильской глубоководной котловины (рис. 1). Глубина ее осевой части меняется от 3000 м к югу от о. Чиринкотан до примерно 800 ÷ 1000 м у о. Атласова. Последний располагается непосредственно на ее оси. Рельеф долины также осложняется подводными вулканами 1.4, 2.1 (Белянкина), 2.2 (Сминова), 2.3 – 2.5, вулканическим массивом 3.1 (Эдельштейна) и вулканическими островами Чиринкотан, Маканруши, ск. Авось. Северо-западный борт долины очень полого поднимается к банке Лебеда, располагающейся за пределами участка. Он перекрыт мощной толщей осадочных отложений, поэтому рельеф дна здесь, в основном, плоский.

Севернее 4-го Курильского пролива описываемая долина наложена на выделяемый по геофизическим данным [4] прогиб Атласова. Вдоль восточного борта прогиба в прошлом (вероятно, в неогене) происходили вулканические извержения, в частности здесь сформировался довольно крупный вулкан 1.2 [2]. Этот прогиб в настоящее время заполнен осадочными отложениями, мощность которых достигает несколько километров. Ось прогиба Атласова, судя по положению изохрон поверхности акустического фундамента [4], располагается западнее современного прогиба в рельефе дна (рис. 1). Скорее всего, древний прогиб Атласова можно

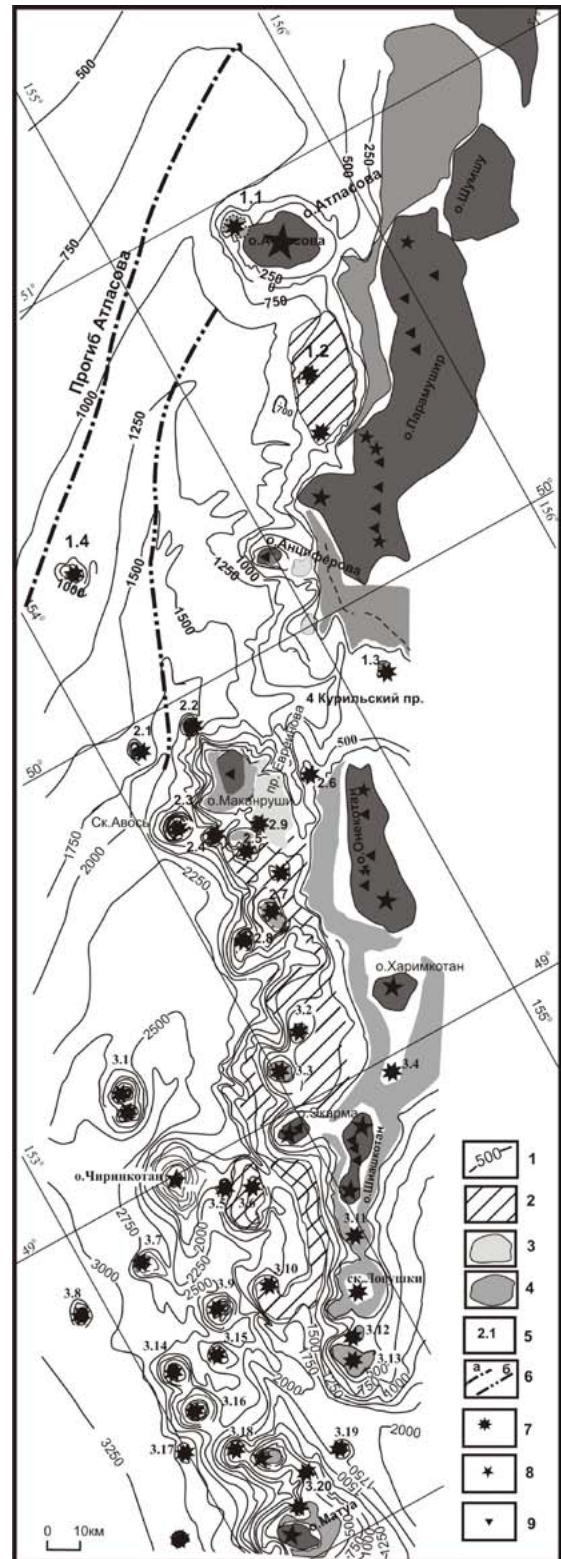
считать реликтовой, неактивной в настоящее время структурой. Формирование современного прогиба в рельефе дна, возможно, является отражением процессов углубления и расширения в северо-восточном направлении Курильской котловины. В связи с этим, возможно, название «прогиб Атласова» следует относить к более древнему прогибу. Выраженный в современном рельефе прогиб имеет смысл относить к Курильской котловине, и ее границу проводить не по изобате 3000 м, как обычно принято, а по изобатам 800 ÷ 1200 м.

Охотоморский склон Курильской гряды в этом районе имеет сложное ступенчатое строение. Здесь отчетливо выделяются ряд уплощенных участков дна на различных глубинах. Они разграничиваются довольно крутыми уступами (рис. 1).

Фрагмент 350 ÷ 450-метровой террасы примыкает с юго-востока к вулкану Ширинки (о. Анциферова), располагаясь между ним и подножием уступа шельфовой террасы о. Парамушир. Возможно, вулкан наложен на эту террасу, т.е. является более молодым. Терраса на уровне 100 ÷ 150 м, соответствующая позднему плейстоцену, вблизи вулкана Ширинки не выражена. Это может свидетельствовать о том, что вулкан, в настоящее время считающийся потухшим, может иметь голоценовый возраст. С северо-востока и юго-запада о. Анциферова обрывается крутыми уступами высотой до 1000 м, связанными с крупными разломами северо-западного направления.

Вблизи вулкана Фусса позднеплейстоценовая терраса отсутствует. Вероятно, конус вулкана сформировался в голоцене на краю террасы.

Рис. 1. Батиметрическая схема северной части Курильской островной дуги: 1 – изобаты; 2÷4 – уплощенные участки поверхности дна на глубинах, соответственно: 600÷1500 м (3 уровень), 200÷400 м (2 уровень) и поверхность шельфа и уплощенные вершины вулканов на глубинах 120÷180 м (1 уровень); 5 – номера подводных вулканов; 6 – оси древнего прогиба Атласова (а) и современного прогиба в рельефе дна в районе о. Парамушир; 7 – подводные вулканы; 8 – действующие наземные вулканы; 9 – потухшие наземные вулканы.



Онекотанская зона включает участок КОД, протягивающийся примерно на 100 км от о. Харимкотан до 4-го Курильского пролива. Этот район характеризуется сложным геологическим строением, наличием большого количества наземных и подводных вулканов. Из 8 подводных вулканов, входящих в эту зону, 6 являются плосковершинными, а 2 – островершинными [1, 3]. В рельефе дна района выделяется несколько батиметрических уровней. Самый верхний уровень представлен приостровным шельфом, располагающимся чаще всего на глубинах от нескольких десятков до 130 ÷ 150 м (рис. 1). К этому же уровню, по-видимому, следует относить

и плоские вершины подводных вулканов на глубинах до 200 м. Формирование этих поверхностей выравнивания связано, скорее всего, с понижением уровня моря в позднем плейстоцене (18 – 12 тыс. лет назад), которое составляло 100 ÷ 120 м. В то же время, внешняя бровка шельфа обычно находится на глубинах около 150 м.

Вершины вулканов 2.7 и 2.8 имеют наклоненные к западу плоские вершины с глубинами, соответственно, 140 ÷ 200 и 180 ÷ 250 м. Это может указывать на опускание дна моря в этом районе в голоцене. Причем, с удалением от гребня Большой Курильской гряды (БКГ) амплитуда опускания возрастает, достигая 80 ÷ 130 м в районе вулкана 2.8. Скорость опускания дна в голоцене могла достигать здесь 1 см/год. В то же время, сами острова Онекотан и Харимкотан в позднем плейстоцене и голоцене испытывали устойчивые поднятия.

Второй батиметрический уровень представлен уплощенными участками дна на глубинах 200 ÷ 450 м к юго-востоку от о. Маканруши. Третий уровень представлен уплощенными поверхностями у основания блока Маканруши на глубинах 600 ÷ 700 м.

Вряд ли формирование плоских участков дна 2-го и 3-го уровней можно связывать с позднеплейстоценовым понижением уровня моря. Вероятно, эти участки находились вблизи уровня моря еще раньше, по крайней мере, не позже середины позднего плейстоцена. Скорее всего, поверхность 3-го батиметрического уровня сформировалась до формирования вулканического массива Маканруши, включая сам остров и окружающие его вулканические постройки (2.3 – 2.5). С севера к подножию массива Маканруши примыкает вулкан 2.2. Плоская вершина вулкана располагается на глубинах около 950 м, т.е., ниже 3-го батиметрического уровня. Вулкан 2.2 древнее массива Маканруши. Возраст его предположительно плиоценовый, возможно, более 5 млн. лет. В антропогене массив Маканруши прошел сложный путь развития. Но общей тенденцией, по-видимому, было погружение массива и надстраивание его сверху за счет вулканической деятельности.

В голоцене опускание массива Маканруши было, по-видимому, незначительным. Но в это время продолжалось активное формирование грабена пролива Евреинова. На это, в частности, указывает наклон в сторону грабена подводных террас по обе стороны от грабена. Хотя, заложение грабена, по-видимому, происходило раньше, в плейстоцене. С ним, возможно, связано образование небольшого вулканического конуса 2.6.

Южная глубоководная часть 4-го Курильского пролива представляет собою крупный грабен, поперечный по отношению к простирающему БКГ. К северному ограничению грабена приурочен небольшой плосковершинный подводный вулкан, по-видимому, доголоценового возраста. Вероятно, возраст грабена также довольно древний. Интересной особенностью дна пролива является отсутствие осадочных отложений и неровный эрозионный рельеф дна.

В пределах зоны **пролива Крузенштерна** отмечается большое количество подводных вулканов, многочисленные структуры тектонического происхождения и эрозионные формы рельефа.

В северной части пролива Крузенштерна от о. Шиашкотан в юго-западном направлении на ~ 45 км простирается подводный гребень с глубинами < 300 м. В центральной части гребня скалы Ловушки поднимаются над уровнем моря на высоту до 42 м.

Самая глубокая часть пролива представляет собой корытообразный субмеридиональный желоб с азимутом простираения 350°. Ширина желоба на глубинах около 1750 м ~ 10 ÷ 15 км, а максимальные глубины дна в осевой части желоба – 1880 ÷ 1900 м. С востока и запада желоб ограничивается крутыми уступами, до 10 ÷ 20°. Желоб представляет собой грабен, секущий поднятие БКГ под углом ~ 60°.

К северу на продолжении грабена пролива Крузенштерна располагаются крупные вулканические массивы Чиринкотан и Эдельштейна. Вулкан Чиринкотан поднимается над дном Курильской котловины с глубин около 2800 м до высоты 724 м выше уровня моря, образуя остров диаметром ~ 3.5 км. Подножие вулкана вытянуто в меридиональном направлении, а размер его основания – 30×20 км.

Западный и северо-западный склоны о. Матуа, опускающиеся почти до дна котловины, очень крутые, и изрезаны подводными каньонами и эрозионными врезами. С востока и юга к о. Матуа примыкает довольно обширная подводная терраса с глубинами 100 - 140 м. К северо-

северо-востоку от острова на ~ 15 км протягивается подводный гребень, заканчивающийся подводным вулканом 3.20 с минимальной глубиной 378 м. Седловиной с глубинами ~ 600 м этот вулкан отделяется от массива Райкоке. С юго-востока к о. Райкоке примыкает подводная терраса на глубине 100 ÷ 130 м. Таким образом, можно утверждать, что возраст вулкана Райкоке доголоценовый.

Между островами Чиринкотан и Шиашкотан располагается крупное поднятие с обширной уплощенной вершиной, наклоненной к северо-западу – подводный вулкан Ратманова (3.6). Глубинами ~ 1300 м это поднятие отделяется от обширного приостровного склона с пологой наклонной поверхностью на глубинах от 500 до 1500 м, протягивающейся от о. Харимкотан до скал Ловушек. Над ним возвышаются о. Экарма и подводные вулканы 3.2, 3.3. Острова Шиашкотан и Харимкотан образуют единый массив с глубинами между островами менее 100 м.

Крутые склоны о. Экарма на юге, западе и севере опускаются до глубин 500÷1000 м. На востоке узким гребнем с глубинами менее 100 м о. Экарма соединяется с северной частью о. Шиашкотан. По-видимому, в позднем плейстоцене эти острова образовывали единый обширный массив суши. С востока к островам примыкает обширная подводная терраса на глубинах 100 ÷ 140 м, что соответствует позднеплейстоценовому понижению уровня моря.

Полученные результаты указывают на то, что ведущим процессом в северной части КОД в неотектонический этап были периодические опускания фундамента дуги с последующим поднятием в ее осевой части и надстраиванием островов за счет вулканической деятельности. При этом происходило уменьшение площади островной дуги. В целом наблюдаемая картина соответствует представлениям о происходящих в данном регионе процессах эскарпогенеза [5].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 15-05-02955-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Рашидов В.А., Трусов А.А. Комплексное моделирование подводных вулканов 2.7 И 2.8 (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. Т. 21, № 1. С. 77-85.
2. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводные вулканы и неотектоника Онекотанской зоны (Курильские острова) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: мат-лы Всероссийской конференции. 17-20 сентября 2013 г. Хабаровск. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 369-371.
3. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Погребенная подводная вулканическая зона к западу от о. Парамушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2, вып. 8. С. 69-85.
4. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / под ред. К.С. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 листов.
5. Ермаков В.А. Соотношение орогенеза (горообразования) и рифтогенеза в структурах обрамления Тихого океана // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты: мат-лы 47 Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2015. С. 144-148.
6. Костенко Н.П., Корчуганова Н.И., Дунаев Н.И. Современная геологическая структура Курило-Камчатского региона // Океанология. 1998. Т. 38, № 2. С. 293-304.
7. Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 162 с.

УДК 550.312 (265.53)

СЕЙСМОПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

М.Г. Валитов, Р.Г. Кулинич, З.Н. Прошкина

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
maxval@mail.ru

Центральный район Курильской островной дуги, выделенный еще в 60 – 70-х годах прошлого столетия [13], в последнее время вновь привлек внимание исследователей тем, что ранее существовавшая здесь «сейсмическая брешь» [17, 18 и др.] в 2006 – 2007 гг. была «закрыта» сильнейшими землетрясениями, получившими название Симуширских. Кроме того, геолого-геофизической экспедицией ТОИ ДВО РАН и ИО РАН в 2005 г. в этом районе была обнаружена поперечная тектоническая зона рифтогенного типа, разрушившая подводный хребет Витязя, и прогиб, отделяющий его от Курильской островной гряды на траверзе о. Симушир [8, 10 и др.]. Указанные землетрясения произошли в пределах этой зоны (2006 г.) и на ее продолжении (2007 г.).

Все это вызвало активизацию разнонаправленных исследований, результаты которых освещены в целом ряде публикаций [1, 3, 4, 5, 8, 9, 10, 11, 12, 14, 15, 16 и др.]. Часть этих работ была посвящена поискам связи Симуширских землетрясений с глубинным строением и тектоникой Центральных Курил. С одной стороны, это были работы, в основе которых лежат результаты ГСЗ по двум профилям, отработанным в 1983 – 1984 гг. [3, 4, 5], с другой стороны – работы, в которых использованы данные геолого-геофизических экспедиций, выполненных в 2005 – 2010 гг. на НИС «Академик Лаврентьев» [8, 9, 10]. Результаты этих исследований до сих пор оставались без должного сравнительного анализа и взаимной увязки.

В настоящей работе авторы сделали попытку восполнить этот пробел, полагая, что это поможет приблизиться к адекватным представлениям о коромантийных особенностях центрального звена Курильской островодужной системы и связи с ними произошедших землетрясений. Основным методом совместного анализа этих исследований было выбрано сейсмогравитационное моделирование на базе указанных сейсмических профилей (рис. 1) и аномального гравитационного поля, вычисленного по результатам морской и спутниковой гравиметрии. При этом сейсмические границы использовались в качестве закрепленного структурного каркаса, а сейсмические скорости стали основой для определения предварительных плотностных характеристик при построении моделей первого приближения. 2Д-моделирование выполнялось по программе, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН [7]. В основу программы положены разработки В.Н. Страхова, основанные на вычислении гравитационного эффекта от двумерных тел, поперечное сечение которых аппроксимируется многоугольником.

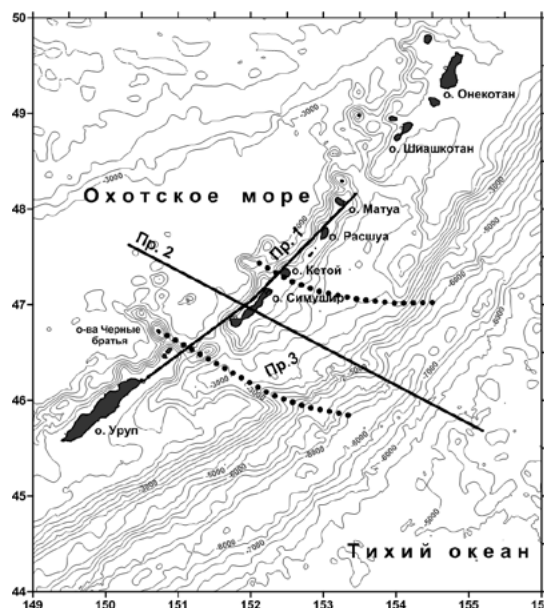


Рис. 1. Положение профилей сейсмического зондирования [3,4].
Сплошные линии – профили 1 и 2; пунктирные линии – границы зоны наиболее активной деструкции хр. Витязя и прогиба, отделяющего его от Курильской гряды.

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 1: О. УРУП – О. РАСШУА [3, 4]

Сейсмический каркас профиля, использованный нами для плотностного моделирования, отличается аномальной сложностью как по распределению скоростей, так и по структуре сейсмических границ. Наличие в средней части коры слоисто-блоковых структур с необычно высокими скоростями (от 7.5 до 8.0 км/с), сменяющимися их инверсией, а также аномально активный рельеф поверхности Мохо в центре рассматриваемого профиля привели к «нестандартному» облику плотностной модели (рис. 2). Сюда, прежде всего, относится наличие в верхней и средней части коры слоев с плотностью нижекоровых и мантийных масс (3.0 – 3.2 г/см³, блоки I, II и V) и инверсия плотности в нижележащих слоях разреза. Однако наиболее экзотичным является субвертикальный блок с относительно низкой плотностью, пронизывающий практически всю литифицированную толщу коры в центре профиля (блок III). Продолжение этого блока до основания коры оказалось необходимым для компенсации экстремального подъема мантии в соседнем блоке IV и присутствия слоя с аномально высокой плотностью в блоке II. Только в этом случае расчетное аномальное поле силы тяжести удовлетворительно совпало с наблюдаемым гравитационным полем. Пониженная плотность всего объема рассматриваемого блока, распространяемая вплоть до мантии, остается неясной. Происхождение, природу и присутствие такой сквозной структуры объяснить трудно. В связи с этим достоверность экстремального подъема кровли мантии с глубин 32 км до 18 - 20 км на относительно узком участке профиля, полученного по данным сейсмического моделирования [2], воспринимается неоднозначно и требует дополнительного анализа. В остальных частях профиля плотностная модель хорошо вписалась в скоростной каркас и может быть наполнена обобщенным геологическим смыслом (рис. 2).

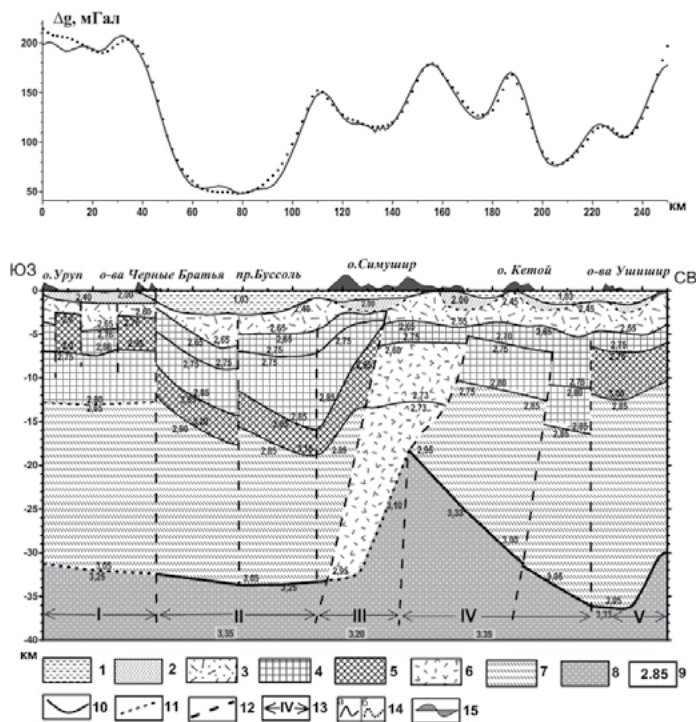


Рис. 2. Плотностная модель сейсмического профиля 1 (о. Уруп – о. Расшуа, [2])

1 – водный слой, 2 - 6: плотностные слои и блоки, их геологическая интерпретация: 2 - рыхлые осадки, 3 – слабо литифицированные осадочно-вулканогенные комплексы, 4 – верхняя консолидированная кора: литифицированные и метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы, интрузивные комплексы от кислого до основного состава; 5 – комплексы с аномально высокой плотностью предположительно базит-гипербазитового состава, 6 – блок с аномально низкой плотностью неизвестной природы, 7 - нижняя кора («базальтовый» слой), 8 – мантия, 9 – плотности (г/см³), 10 – сейсмические границы, трансформированные в границы плотностных блоков; 11 – границы плотностных блоков, внесенные в модель на участках, где отсутствовали сейсмические данные; 12 – границы скоростных блоков; 13 – номера скоростных блоков, 14 – аномальное гравитационное поле в свободном воздухе: а – наблюдаемое, б – расчетное; 15 – график сходимости наблюдаемых и расчетных значений гравитационного поля.

Таким образом, результаты плотностного моделирования выявили труднообъяснимую структурно-вещественную природу коровых масс, прогнозируемых по сейсмическим данным. Указанная проблема вызывает необходимость дальнейших целенаправленных исследований.

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ 2

Для построения плотностной модели по профилю 2 был использован сейсмический разрез, заимствованный из работы [3]. Для моделирования был использован его генерализованный вариант, где сейсмические границы, выделенные разными методами, их интерполированные и экстраполированные участки изображены единообразно – сплошными линиями. Моделирование выполнялось по вышеуказанной методике. В результате получена плотностная модель, показанная на рисунке 3. Как видно, общий структурный облик коры в данной плоскости менее «эксцентричен», чем на профиле I. Однако внутреннее строение коры и здесь имеет свои аномальные особенности. Как и на профиле 1, здесь, прежде всего, отмечается нестандартное распределение по глубине разреза высоких плотностей, вычисленных по зависимости «скорость-плотность». Их аномально высокие значения на рисунке отмечены кружками. Как видно, они сосредоточены на границе между слоями II и III, называемыми в работе [3] соответственно гранито-гнейсовым и гранулитогнейсовым, а также на границе слоев III и IV, где последний назван гранулитобазитовым. За исключением указанных плотностных аномалий, природа которых пока неясна, остальная структурно-плотностная картина данного разреза представляется приемлемой и ожидаемой для геологических сооружений подобного типа. Наиболее сложной слоисто-блоковой структурой разреза является его верхняя часть, объединяющая осадочные и осадочно-вулканогенные отложения мощностью до 3 км (рис. 3, индекс I).

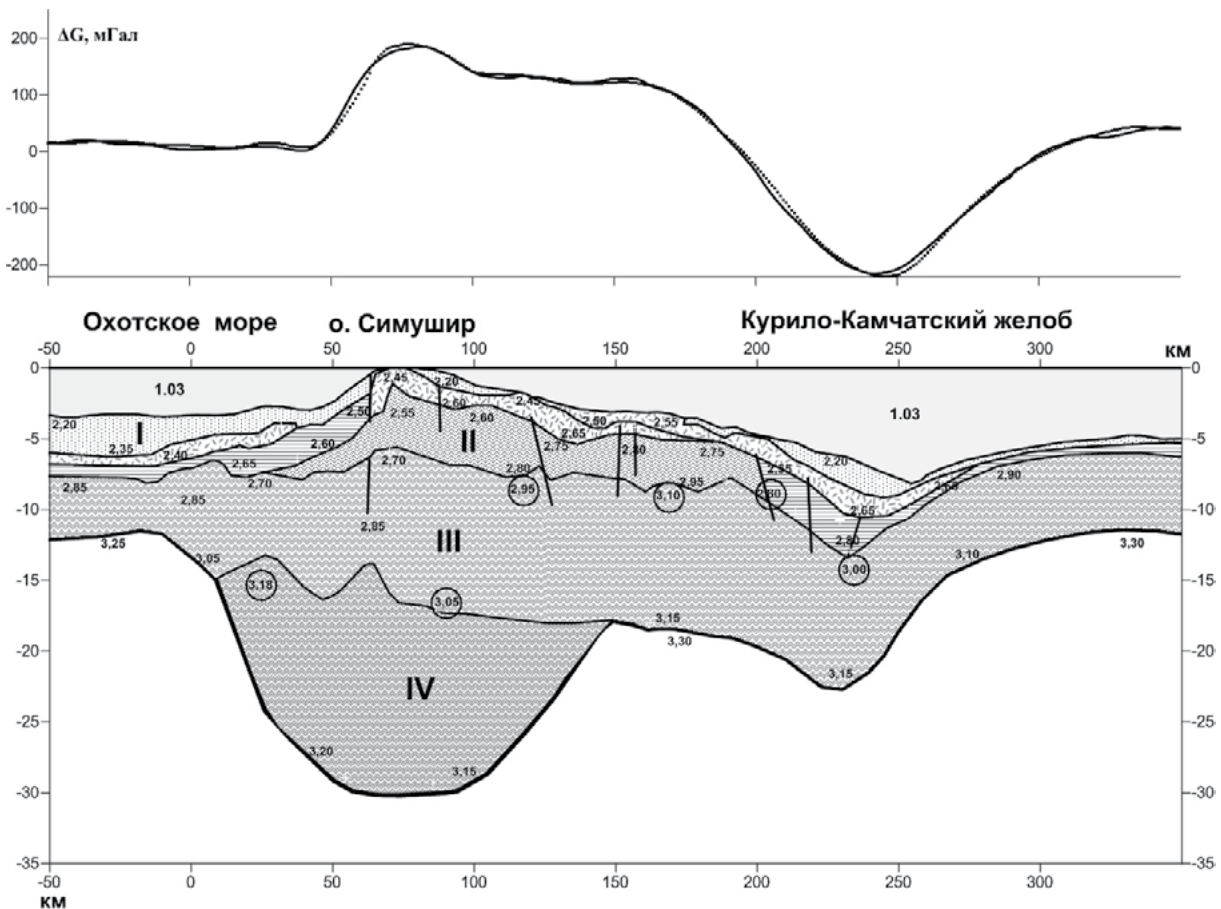


Рис.3. Плотностная модель сейсмического профиля 2 [3].

Арабскими цифрами обозначены плотности слоев и блоков (г/см^3); римскими цифрами обозначены слои, выделенные по скоростным характеристикам.

Примечательным является локальный подъем мантийных масс (границы Мохо) под океаническим склоном островной дуги (интервал разреза 150 – 200 км). Если принять во внимание, что данный профиль проходит в пределах развитой здесь зоны тектонической деструкции [8, 10], то подъем мантийных масс может свидетельствовать о связи указанных тектонических событий с глубинной геодинамикой.

В целом, выполненное плотностное моделирование сейсмических профилей, отработанных в предшествующие годы, показало различную согласованность гравиметрических и сейсмических данных. Значительное несогласие обнаружено по профилю о. Уруп – о. Расшуа. Приемлемое согласие в обобщенном виде получено для профиля II.

Принимая во внимание, что данный район по многим характеристикам является уникальным (долгое сейсмическое затишье, сильнейшие Симуширские землетрясения, зона поперечной тектонической деструкции, участок подъема мантии и др.), требуется его дальнейшее целенаправленное комплексное геолого-геофизическое изучение. Итогом может быть выявление новых особенностей геодинамики Курильской системы островная дуга– желоб.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А. Вероятность возникновения сильнейшего землетрясения в районе Центральных Курил // ДАН. 2013. Т. 448, №4. С. 458-461.
2. Злобин Т.К., Костюкевич С.А., Злобина Л.М. Структура земной коры средних Курил по данным сейсмического моделирования // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 115-121.
3. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M = 8.3$) и 13 января 2007 г. ($M = 8.1$) и глубинного строения земной коры центральных Курил // ДАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 111-115.
4. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Очаговые зоны катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M_w = 8.3$) и 13 января 2007 г. ($M_w = 8.1$) и глубинное строение земной коры средних Курил // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 54-63.
5. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. Серия сильных и катастрофических землетрясений 2006 - 2009: основные особенности и сеймотектоника очаговых зон // ДАН. 2009. Т. 428, № 4. С. 531-535.
6. Злобин Т.К., Полец А. Ю. Исследования закономерностей распределения тектонических напряжений в Курило-Камчатской зоне // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 1. С. 36–54.
7. Колпащикова Т.Н. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных : а. с. № 200761354. Бюл. Российского агентства по патентам и товарным знакам. Программы для ЭВМ, базы данных. 2007. № 3.
8. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. и др. О структурно-геологической характеристике «сейсмической брешы» в центральной части Курильской островной гряды // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
9. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 6. С. 35-43.
10. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И. и др. Центральнo-Курильская «брешь»: строение и сейсмический потенциал // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1–4.
11. Лобковский Л.И., Куликов Е.А., Рабинович А.Б. и др. Землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. в районе Центральных Курил: оправдавшийся прогноз // ДАН. 2008. Т. 418, № 6. С. 829-833.
12. Полец А.Ю., Злобин Т.К. Реконструкция поля тектонических напряжений до и после катастрофических Симуширских землетрясений 2006 и 2007 гг. // ДАН. 2012. Т. 445, № 1. С. 90-93.
13. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.

14. Тараканов Р.З. Уроки Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M_w = 8.3$) и 13 января 2007 г. ($M_w = 8.1$) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 41-54.
15. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Левин Ю.Н., Прытков А.С., Фролов Д.И. Симуширские землетрясения 2006 – 2007 гг. – новая страница в истории Курильской сейсмоактивной зоны // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: мат-лы 1-й региональной науч.-техн. конф. Петропавловск-Камчатский, 11–17 ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, Камчатский филиал, С. 215–219.
16. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин А.А., Ивельская Т.Н., Поплавский А.А., Прытков А.С., Спиринов А.И. Симуширские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 года и 13 января 2007 года // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 3–16.
17. Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. Ин-та физики Земли. М.: Наука, 1965. № 36 (203). С. 66–93.
18. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. Гл. 8. М.: Наука, 1968. С. 121-150.

УДК 551.24:550.34(265.54)

СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

М.А. Васильева

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан, Россия
mahaonn2008@mail.ru

Япономорский регион расположен на стыке 3 литосферных плит: Тихоокеанской, Охотоморской и Филиппинской. К востоку от Японских островов выявлены фрагменты параплиты Янцзы [5], которые диагностируются по докембрийским и архей-протерозойским блокам в пределах Центральной части Японского моря и о. Хонсю (рис. 1 а). Пространственные характеристики сейсмичности Япономорского региона ранее исследовались, в основном, по расположениям гипоцентров землетрясений в сейсмофокальных зонах (СФЗ) в вертикальных разрезах тектоносферы [1, 2, 4, 7]. В исследуемом регионе выражены 2 сейсмофокальные зоны, образующие сейсмофокальный ромб [1]. Кроме того, были обнаружены изометричные вертикальные скопления гипоцентров – «сейсмические гвозди» [6]. За исключением зон разломов и субдукции магнитуды землетрясений редко используются с целью расшифровки глубинного строения литосферы.

Наши исследования, основанные на анализе 3D-моделей распределений гипоцентров и магнитуд землетрясений, дают возможность проследить связь сейсмических событий с объемным геологическим строением исследуемой территории в непрерывном пространстве. Как показал опыт моделирования 3D-распределений магнитуд [2, 3], слоям, зонам и областям повышенных и высоких магнитуд соответствуют блоки и террейны, сложенные древними кристаллическими комплексами. Низкие значения осредненных магнитуд наблюдаются в рифтогенных структурах, под вулканическими поясами и в подкупольных зонах плюмов. Таким образом, размещение и интенсивность землетрясений связаны с реологическими свойствами тектоносферы. Исходными данными для рассматриваемых ниже моделей являются ежегодные сейсмические каталоги Геофизической службы РАН [9].

В нижнем слое земной коры Япономорского региона (интервал глубин 34 – 40 км) резким скачком магнитуд землетрясений регистрируется нижнекоровая граница (рис. 1 б) Тихоокеанской литосферной плиты с островной дугой. Она смещена в северо-западном направлении, относительно приповерхностной границы, что может рассматриваться в качестве признака пододвигания океанической коры под островодужные структуры. В вертикальных разрезах 3D-модели распределения магнитуд землетрясений отображается реологическая расслоенность тектоносферы (рис. 1 в, г). Повышенными значениями магнитуд маркируются слои повышенной вязкости: первый слой (рис. 1 в, г) до глубины 15 км расположен под островной дугой и Тихоокеанской Северо-Западной котловиной; второй (рис. 1 в, г) – в интервале глубин 20 – 40 км под котловиной Японского моря; третий (рис. 1 в, г) – в интервале глубин 130 – 200 км. Жесткие сейсмические слои разделены слоями пониженной вязкости, вероятно обладающими повышенной пластичностью или текучестью.

Выполненные исследования обнаружили противоположные тренды сейсмогенных тектонических напряжений (рис. 2). В нижней коре (рис. 2 а, б), в интервале глубин 34 – 70 км, регистрируются 2 основных направления вектора сейсмогенного тектонического напряжения. В пределах Японского моря вектор тектонического напряжения направлен в сторону Тихого океана, в пределах Тихого океана – в сторону континента. Ниже в подастеносферной мантии (рис. 2 в, г), диапазон глубин 141 – 200 км, все вектора напряжения ориентированы в сторону континента.

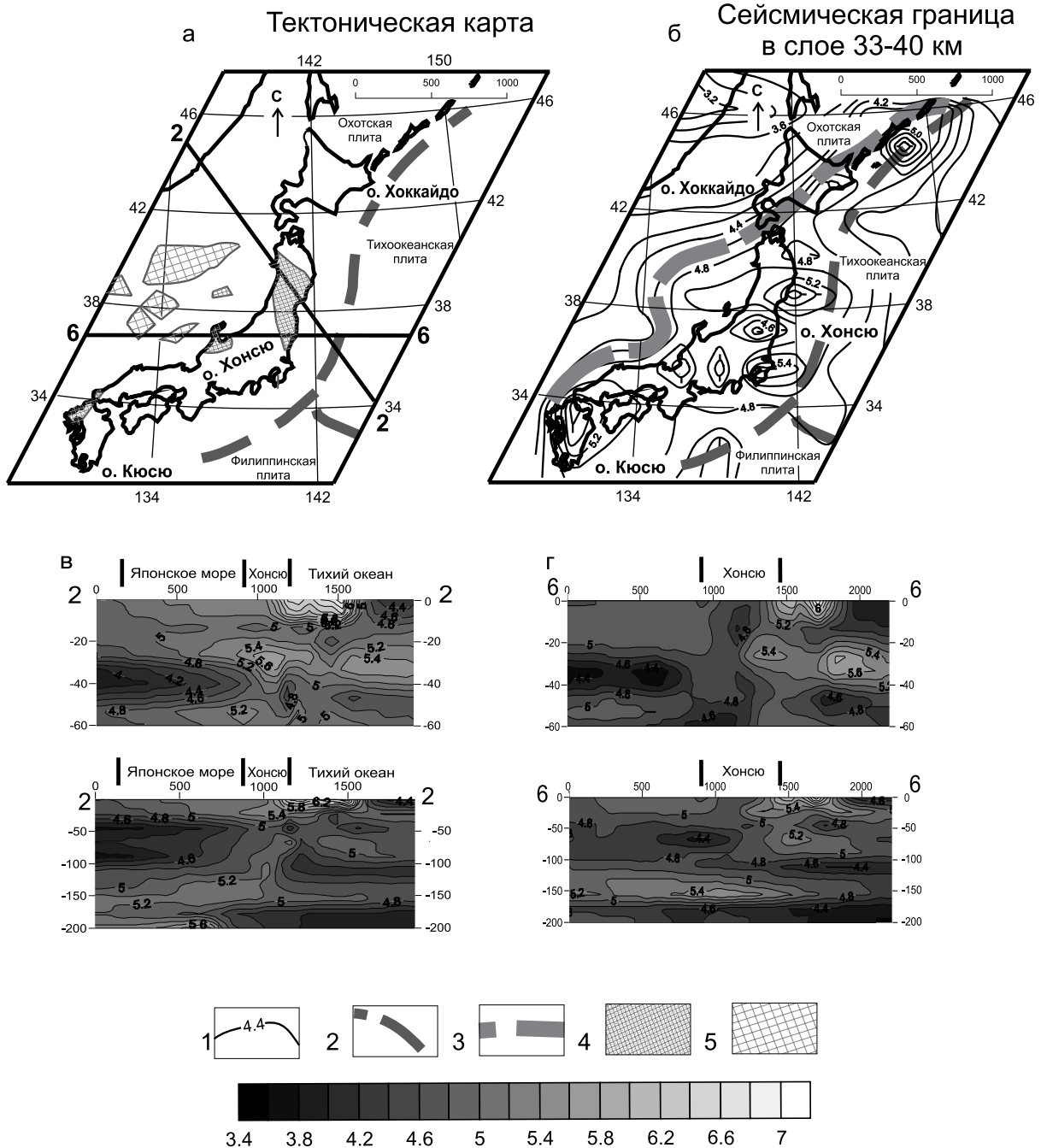


Рис. 1. Тектоническая карта с сейсмической границей и реологической расслоенностью Япономорской зоны.

1 – магнитуды землетрясений; 2 – границы литосферных плит; 3 – сейсмическая граница; 4 – континентальные блоки Япономорской впадины с архейско-ранепротерозойским фундаментом параплиты Янцзы [5]; 5 – докембрийские блоки параплиты Янцзы [5].

В Япономорском регионе гипоцентры землетрясений в плане и по вертикали распределены неравномерно и почти все они приурочены к тихоокеанскому побережью Японии (рис. 3). Сейсмофокальная зона неоднородна по простиранию, что обусловлено прерывистостью зоны субдукции. Регистрируются три линейные зоны концентрации гипоцентров землетрясений: на южном отрезке Курильской островной дуги (интервал глубин 34 – 200 км), на северо-восточном побережье (34 – 90 км) и в средней части острова Хонсю (34 – 90 км). Отрезки сейсмофокальной зоны разорваны и ориентированы под углом друг другу.

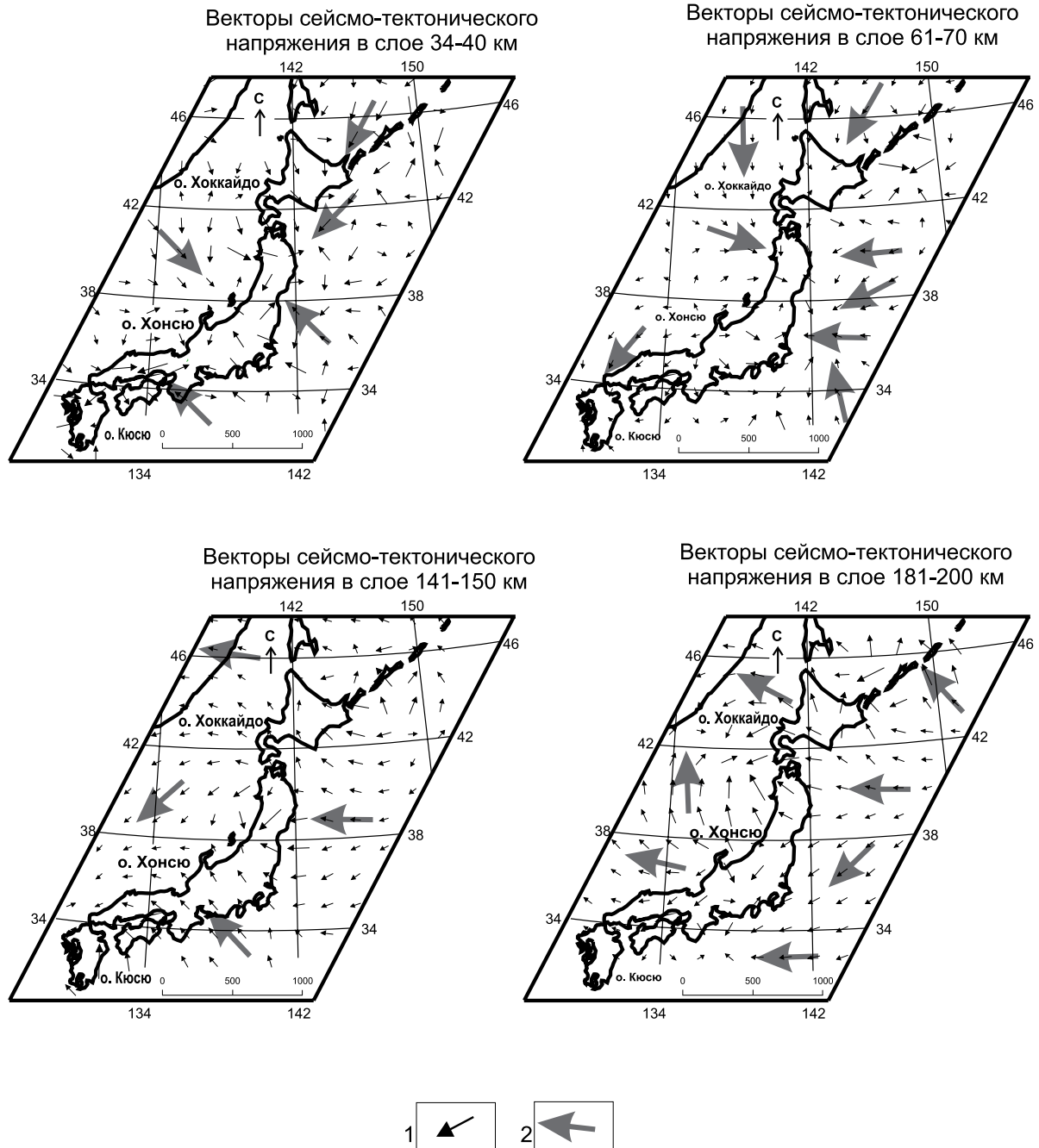


Рис. 2. Направления сеймотектонических напряжений в земной коре и верхней мантии Япономорского региона.

1 – локальные векторы сейсмо-тектонических напряжений, соответствующие трендам магнитуд, 2 – региональные векторы сейсмо-тектонических напряжений.

Сопоставление роев гипоцентров в разных глубинных срезах литосферы указывает на вертикальное положение локальных зон сейсмичности. В первой зоне, по линейной концентрации гипоцентров землетрясений регистрируется три смещения вертикальных осей сейсмичности. В диапазоне глубин 34 – 90 км (рис. 3 а, б) гипоцентры занимают одинаковое пространственное положение южнее Курильских островов. В интервале глубин 111 – 200 км (рис. 3 в) гипоцентры группируются под южным отрезком Курильской островной дуги. В диапазоне глубин 200 – 450 км (рис. 3 г) большая часть гипоцентров расположена севернее Курильских островов, но малое количество гипоцентров не дает возможности определить положение сейсмофокальной оси. Ниже глубины 450 км, в первой зоне, гипоцентры землетрясений отсутствуют. Во второй

зоне, в диапазоне 34 – 60 км (рис. 3 а), линейная ось концентрации гипоцентров землетрясений занимает близ меридиональное положение на побережье Северо-Восточного Хонсю. В интервале глубин 61 – 90 км ось гипоцентров смещается к западу (рис. 3 б). Третья зона глубоководной сейсмичности северо-западного простираения (поперечная к островной дуге). Гипоцентры занимают одинаковое положение в интервале глубин 34 – 110 км (рис. 3 а, б).

Ниже, в диапазоне глубин 111 – 200 км (рис. 3 в) ось сейсмической зоны смещается к юго-западу. В интервале глубин 200 – 450 км (рис. 3 г) регистрируется резкое смещение концентрации гипоцентров к юго-западу. Она маркирует Восточно-Нампо-Танакура-Восточно-Япономорский сейсмолиамент [8].

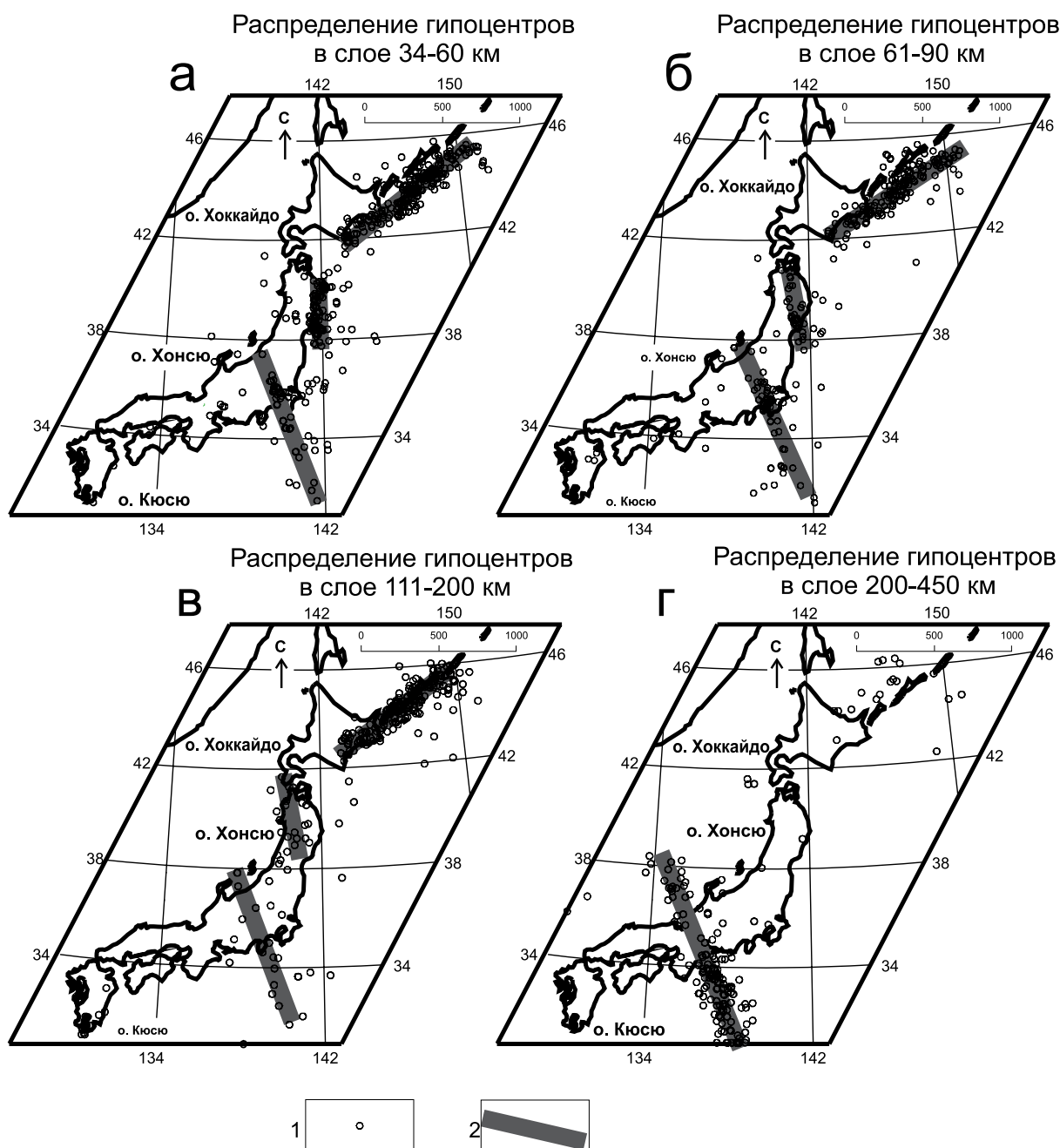


Рис. 3. Структура Японской сейсмофокальной зоны по распределениям гипоцентров землетрясений. 1 - гипоцентры землетрясений; 2 - фрагменты сейсмофокальной зоны.

ВЫВОДЫ

В результате анализа 3D-модели поля сейсмичности Японских островов и окружающих акваторий обнаружены новые особенности зоны субдукции Тихоокеанской плиты под островную дугу, характеризующиеся разрывами и горизонтальными смещениями осей сейсмичности в разных глубинных диапазонах (ломаная линия СФЗ).

Северные отрезки СФЗ характеризуются северо-западным наклоном осей сейсмичности, что соответствует известным признакам субдукции Тихоокеанской литосферы. Южный отрезок СФЗ характеризуется юго-западным наклоном оси сейсмичности. Взаимное расположение фрагментов СФЗ характеризуется признаками трансформного сдвига.

В вертикальных разрезах 3D-модели распределения магнитуд землетрясений наблюдаются отчетливые признаки расслоения тектоносферы Япономорского региона. В нижней коре маркируется сейсмологическая граница между Тихоокеанской плитой и Японской островной дугой. Она смещена к северо-западу от тектонической границы. Выполненные исследования обнаружили противоположные тренды сейсмогенных тектонических напряжений: в нижнем слое земной коры Японского моря вектор сейсмогенных напряжений ориентирован в направлении к Тихому океану, а в подастеносферной мантии – к континенту. В пределах северо-западной котловины Тихого океана вектор напряжения направлен к континенту в широком диапазоне глубин (0 - 450 км).

ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В. А. Зоны землетрясений. М.: Мысль, 2000. 461 с.
2. Губанова М.А. Петрищевский А. М. Гравитационные и сейсмологические признаки реологического расслоения литосферы Дальневосточных окраин России // Литосфера. 2014. № 6. С. 150-161.
3. Губанова М.А. Петрищевский А. М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья Манчжурии // Региональные проблемы. 2011. Т. 14, №. 2. С. 51-56.
4. Дальневосточные моря России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования / гл. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. 503 с.
5. Изосов Л.А. Перспективы алмазности Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент-океан: новые данные и проблемы // Региональные проблемы. 2010. Т. 13, № 2. С. 45-61.
6. Захаров В.С., Карпенко А.И., Завьялов С.П. Особенности сейсмических «гвоздей» в разных геодинамических обстановках // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2013. № 1. С. 11-18.
7. Тараканов Р.З. Обобщенная скоростная модель зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану (уточненный вариант) // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. I Российско-Японский семинар, Хабаровск, 26-29 сентября 2000 г. / под ред. Ф.Г. Корчагина. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 72-91.
8. Уломов. В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Изд-во «Фан» УзССР, 1974. 110 с.
9. <http://www.ceme.gsras.ru/>

АНАЛИЗ ПОЛОЖЕНИЯ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА ЧЕРСКОГО

Н. К. Гайдай^{1,2}

¹ Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан, Россия;

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Россия;
nataly_mag@rambler.ru

В связи с увеличением на территории Магаданской области количества ответственных объектов и соответственно повышением нагрузки на ее недра, важна любая дополнительная информация о сейсмической опасности отдельных ее участков.

Неоднородности различной природы, формирующие особенности глубинной структуры любой территории, являются одним из определяющих факторов ее сейсмической активности. Сегодня наиболее достоверным источником информации о существующих глубинных неоднородностях являются результаты интерпретации глубинного сейсмического зондирования. Однако профилей ГСЗ крайне ограниченное количество. Особенно актуальна эта проблема для территории северо-востока России. Поэтому для исследования связи сейсмичности с глубинным строением необходимо привлечение результатов других геофизических исследований. В нашем случае строение земной коры изучается путем создания ее трехмерных плотностных моделей, в основе которых лежит интерпретация аномалий поля силы тяжести методами новой интерпретационной гравиметрии (НИГ) [2, 4]. Выбор данного метода определяется наличием гравитационной съемки для всей территории региона.

Стремительное развитие компьютерных технологий в последние годы позволило увеличить детальность создаваемых трехмерных плотностных моделей земной коры. Соответственно, детализировались и исследования, для которых использовались результаты плотностного моделирования. В частности, они позволяют на количественной основе проследить закономерности распределения гипоцентров землетрясений относительно плотностных неоднородностей в земной коре.

Продолжая количественные исследования связи землетрясений с внутренним строением, рассмотрим территорию Тенькинского рудного района, на которой расположены несколько рудных улов. Данная территория располагается в юго-западном крыле Аян-Юряхского антиклинория, в Тенькинской антиклинали и занимает площадь 14 тыс. км² (61 ÷ 62.2° с.ш. и 147 ÷ 149° в.д.). Здесь находятся Пионерский рудный узел (с месторождениями Игуменское и Родионовское), Дегдеканский рудный узел (месторождение Дегдекан) и крупный Омчакский РУ (месторождения Наталка, Павлик и Омчакское). Всего за период с 1968 по 2013 г. на указанной территории зафиксировано 137 землетрясений с энергетическим классом от 5.8 до 11 [7]. Для 77 из них имеется информация о глубине гипоцентра.

Методами НИГ для данной территории установлен рельеф и глубина плотностной границы расслоения в земной коре. Наиболее вероятной причиной формирования данной границы можно считать повышенный тепловой поток, приведший к преобразованию вещества в нижней части земной коры, к его глубинной метаморфизации и переводу в гомогенное состояние (в плотностном смысле). Анализ положения гипоцентров землетрясений относительно указанной плотностной границы расслоения в земной коре показал, что 60 из 77 гипоцентров расположены выше установленной границы, что составляет 78%. Возможно, повышенный тепловой поток, ставший причиной формирования плотностной границы, способствовал переводу вещества, находящегося ниже нее, в более пластичное состояние, препятствующее

накоплению механической энергии. Аналогичные результаты были получены ранее для другого района исследования, расположенного на территории, по которой проходит участок профиля 3-ДВ Сусуман-Оротукан, где 76% гипоцентров локализованы выше плотностной границы расслоения [5].

Энергетический класс всех 17 гипоцентров, расположенных ниже плотностной границы, не превышает 9 (подобный факт также устанавливался ранее для другой территории). Вероятно, пластическое состояние вещества на данных глубинах препятствует накоплению энергии и дальнейшей ее разрядке в виде мощных землетрясений.

Основным разломом, контролирующим мощность и фации триасово-юрских отложений, а также размещение гранитоидных интрузивов и собственно положение золотого оруденения, на данной территории является Тенькинский глубинный разлом. Разлом является малоамплитудным в верхнем структурном этаже и не картируется продольными дизъюнктивными структурными элементами [3]. В то же время, Тенькинский разлом фиксируется на гравиметрических картах симметричными аномалиями и интерпретируется в глубинном строении валообразным поднятием фундамента [1].

По мнению С.И. Шермана определяющим параметром разлома, контролирующим сейсмические процессы, является его современная интенсивность и возраст активизации [8]. Длина, амплитуда смещения и другие параметры при этом не играют определяющей роли, т.к. нарушение неустойчивого равновесия трещиноватой среды может быть вызвано различными триггерными механизмами как эндогенной, так и экзогенной природы.

Методами НИГ построена трехмерная плотностная модель земной коры для рассматриваемого участка. Вся земная кора разбита на элементарные ячейки в виде треугольных пятигранных многослойных призм, для каждой из которых определены мощности отдельных слоев, а также значения их аномальных плотностей ($\Delta\sigma$).

С использованием установленных в ходе интерпретации параметров элементарных ячеек построен плотностной разрез земной коры вдоль Тенькинского разлома (рис. 1). В начале разреза отмечается повышенная концентрация гипоцентров землетрясений различного энергетического класса. В этой области в земной коре фиксируется резкое изменение плотности – зона мощного разуплотнения. Кроме этого, в данной части земной коры устанавливается плотностная аномалия, прослеживающаяся на всю глубину земной коры.

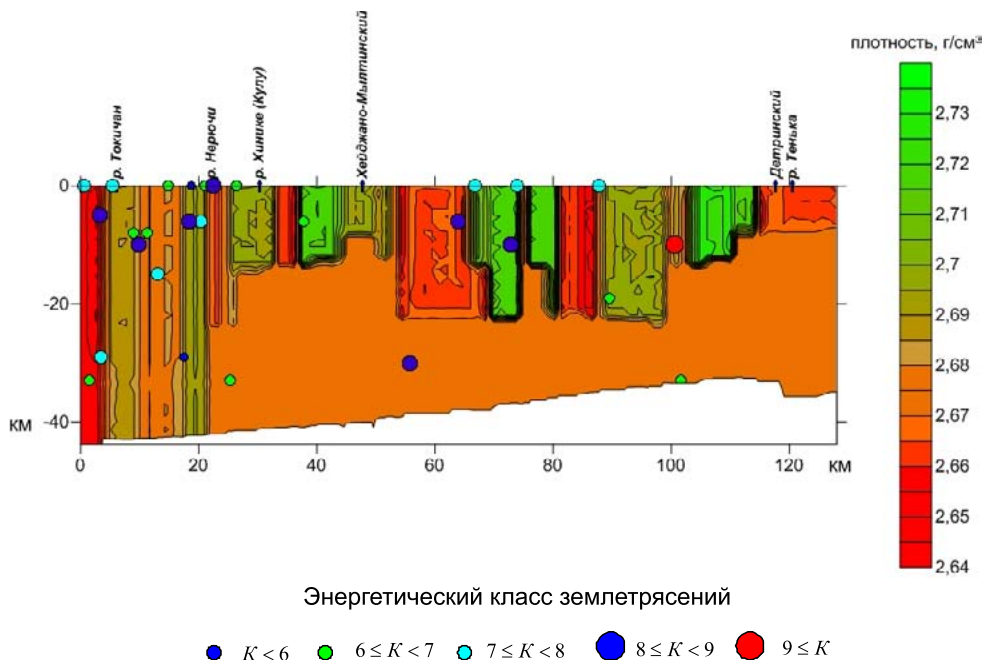


Рис. 1. Плотностной разрез земной коры вдоль Тенькинского разлома и локализация в земной коре ближайших гипоцентров землетрясений.

Локализация гипоцентров в остальных частях разреза также наблюдается в областях с резким изменением плотности пород, т.е. на границах устанавливаемых плотностных блоков. Этот факт согласуется с представлением о высвобождении упругих напряжений в областях, где наблюдается скачкообразное изменение физических свойств вещества [6]. При этом сейсмичность отдельных участков разлома неравноценна, что характерно для активных разломов [8].

Следует заметить, что в расположении эпицентров землетрясений на данной территории явно выделяются две полосы повышенной их концентрации. Первая из них наблюдается в направлении северо-запад - юго-восток, повторяя расположение Тенькинского и Янского глубинных разломов, находясь между ними. Данная полоса повторяет преимущественное простираие геологических структур в этой области. Вторая полоса повышенной концентрации землетрясений расположена в направлении, ортогональном первому, протягиваясь с юго-запада на северо-восток. Концентрация эпицентров здесь также наблюдается между Детринским и Хейджано-Мылтинским разломами. Вероятно, повышение разрядки напряжений в данных областях и их протяженность объясняется наложением зон динамического влияния этих разломов.

Концентрация землетрясений неравномерна вдоль контролирующего расположение золотого оруденения Тенькинского разлома. Повышенная концентрация землетрясений отмечается в области Декдеканского рудного узла, расположенного в зоне Тенькинского разлома, и в то же время, находящегося между поперечными ему Хейджано-Мылтинским и Берелехским разломами, т.е. в области наложения зон их динамического влияния. То же характерно и для Омчакского рудного узла, хотя концентрация землетрясений здесь ниже, чем в Декдеканском, что объясняется отличием глубинного строения данного участка, а точнее отсутствием в данной области сквозной (на всю мощность земной коры) плотностной аномалии. Тем не менее, Омчакский рудный узел также находится в области наложения зон динамического влияния двух параллельных разломов - Детринского и Хейджано-Мылтинского. Третий рудный узел данной территории (Пионерский) находится в зоне пересечения двух поперечных разломов (Тенькинского и Детринского), и здесь зафиксировано значительно меньше землетрясений.

Таким образом, гипоцентры землетрясений локализованы в областях с резким изменением плотностных характеристик, т.е. на границах плотностных блоков, концентрируясь преимущественно в верхней части земной коры. Проявление гипоцентров на глубине вероятнее в зонах, где плотностные аномалии наблюдаются на всю мощность земной коры, что вероятно связано с ослабленностью данных зон и повышенной их неустойчивостью в отношении механических воздействий. Возможно также, что проявление сейсмичности в данных областях объясняется и современными динамическими процессами.

Высокий рудный потенциал рудных узлов, как правило, связан с многократно повторяющимися вулканическими и плутоническими инъекциями, «перемешиванием» корового и мантийного вещества в надсубдукционной зоне, в сочетании с благоприятными структурными условиями - наличием глубинных разломов, которые играли ключевую роль в формировании месторождений. Области, по которым проходили процессы тепломассопередачи, в настоящее время представляют собой зоны разуплотнения в земной коре, часто прослеживающиеся на всю ее мощность. Следовательно, проявление сейсмических процессов в данных областях более вероятно. Также, вероятно, более опасными с сейсмической точки зрения нужно считать рудные узлы, расположенные в областях наложения зон динамического влияния поперечных разломов (северо-восточного простираия).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ващилов Ю.Я. Разломы и мощность отложений верхоянского комплекса юго-восточной части Яно-Колымской складчатой зоны по геофизическим данным // Колыма. 1970. № 3. С. 45-47.
2. Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Сахно О.В. Трехмерная глубинная плотностная модель Паутовского горста и ее геологическая интерпретация (северо-восток России) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 22-38.
3. Вестник золотопромышленника. <http://gold.1prime.ru/documents/> (дата обращения 20.01.15).
4. Гайдай Н.К. Новая интерпретационная гравиметрия. Понятия. Возможности. Перспективы использования // Вестник Северо-Восточного государственного университета. Спецвыпуск. Магадан: Изд-во СВГУ, 2010. № 13. С. 10-14.
5. Гайдай Н.К., Калинина Л.Ю. Влияние рельефа плотностной границы расслоения в земной коре на сейсмическую активность // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: мат-лы Девятой Международ. сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 119-121.
6. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 172 с.
7. Шарафутдинов В.М., Малиновский С.Б. Геоинформационная система «Сейсмичность Магаданской области»: св-во о государственной регистрации Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2011615022 от 24.06.2011.
8. Шерман С.И. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // ДАН. 2005. Том 401, № 3. С. 395-398.

УДК 528.8:551.466

СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЮГА ПРИМОРСКОГО КРАЯ И ИХ СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ

*М.Д. Герасименко^{1,2}, Н.В. Шестаков^{1,2}, А.Г. Коломиец^{1,2},
Г.Н. Герасимов², Н. Такахаси³, Д. Сысов¹*

¹ Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, Россия;

² Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток, Россия;

³ Институт сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета, г. Саппоро, Япония
mdg@iam.dvo.ru

Проведен анализ результатов GPS измерений на юге Приморья и повторного геометрического нивелирования от станции Угольная (здание вокзала) до центра г. Владивосток, выполненного аэрогеодезическими предприятиями ГУГК при Совете Министров СССР в 1941, 1970 и 1987 гг. (рис. 1). Конечная точка линии нивелирования в г. Владивосток в 1941 и 1987 гг. – здание железнодорожного вокзала, в 1970 г. – район центральной площади (здание дома физкультуры ТОФ), поэтому конечный отрезок линии не идентичен в разные годы и результаты анализа по нему следует принимать с осторожностью. Кроме того, данные о точности нивелирования II класса 1941 года утеряны и считается, что для них средняя квадратическая ошибка измерений лежит в пределах от 0.2 до 2.0 мм/км. Нами для надежности анализа принято наихудшее значение 2.0 мм/км. Точность нивелирования I класса 1970 и 1987 гг., согласно данным ДВ АГП, характеризуется ошибками: средняя квадратическая случайная ошибка равна 0.32 мм/км, систематическая – 0.05 мм/км.

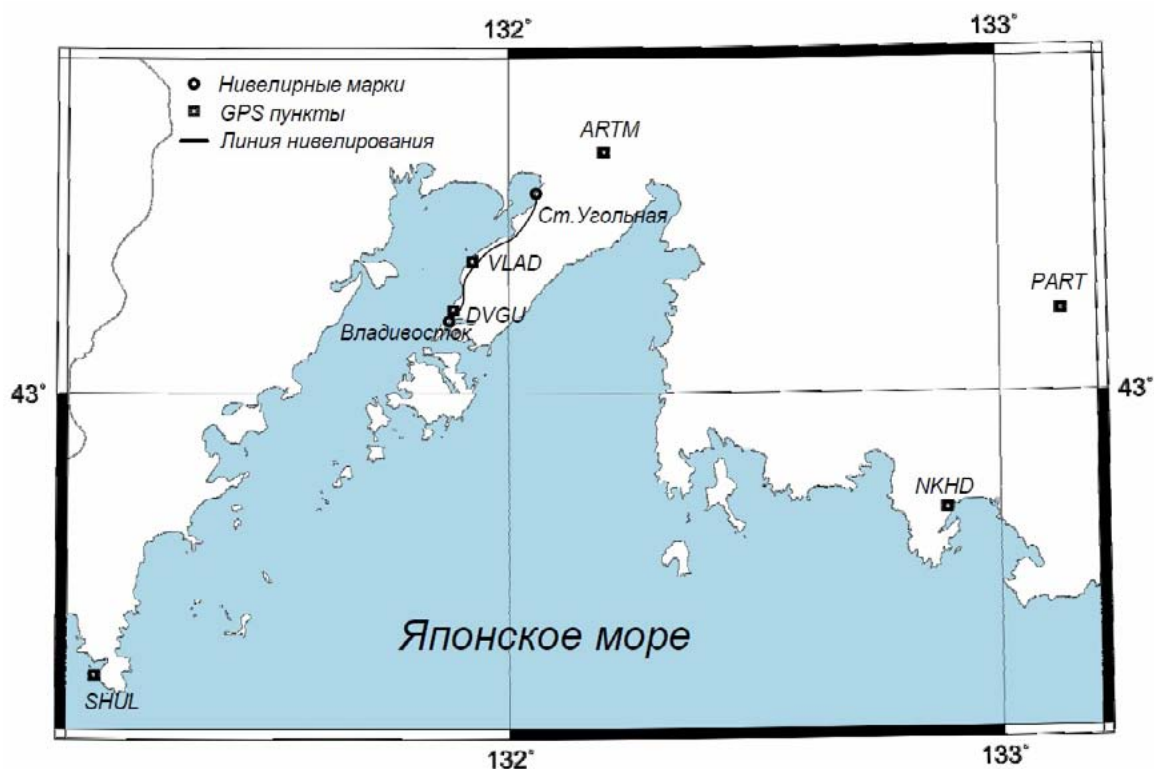


Рис. 1. Схема расположения нивелирных и GPS геодезических пунктов.

Результат анализа данных нивелирования представлен на рисунке 2, где приведены графики накопления разностей превышений по линии ст. Угольная – Владивосток нивелировок 1970 и 1987 гг. относительно нивелирования 1941 г. Главный вывод, следующий из рисунка 2, – современные вертикальные движения земной коры (СВДЗК) неравномерны во времени: если в период 1941 – 1970 гг. отмечается систематическое опускание всех пунктов относительно ст. Угольная, то с 1970 по 1987 гг. на всей линии, практически в пределах точности определения, наблюдается отсутствие вертикальных перемещений реперов.

Как показали результаты детальных вычислений, вертикальные скорости движений земной поверхности в разные периоды времени и по разным участкам колеблются от -0.80 до +0.64 мм/год. Вертикальные скорости движений центра г. Владивосток относительно стенового репера на ст. Угольная составили за 1941 – 1970 гг. (-1.56 ± 0.41) мм/год (по всем участкам линии – опускание в направлении моря), а за 1941 – 1987 гг. – (-0.93 ± 0.26) мм/год, причем полученные скорости превосходят их средние квадратические ошибки более чем в 3 раза. На участке Вторая Речка – Первая речка за 1941 – 1987 гг. проявилось относительное поднятие со средней скоростью $(+0.12 \pm 0.10)$ мм/год. В период 1970 – 1987 гг. поднятие равнялось $(+0.64 \pm 0.06)$ мм/год.

Приведенные выводы качественно подтверждаются и картой градиентов СВДЗК [2], согласно которой на участке Угольная – Владивосток наблюдается опускание по результатам нивелирования 1913 – 1941 гг. со скоростью -0.5 мм/год, за 1913 – 1970 гг. – 1.5 мм/год, за 1941 – 1970 гг. -2.5 мм/год. Последний результат отличается от полученного нами на 1 мм/год и, вероятно, в него закралась опечатка или ошибка вычислений. Неизвестна и точность приведенных на карте [2] градиентов.

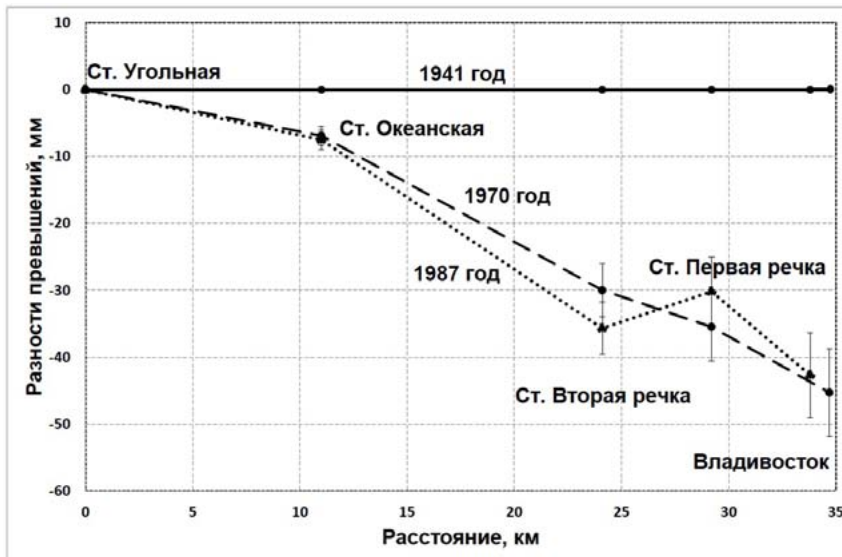


Рис. 2. График накопления разностей превышений по линии ст. Угольная – Владивосток.

Полученные расхождения скоростей СВДЗК по данным нивелирования разных лет легко объяснимы. Во-первых, величины вертикальных движений земной коры могут существенно меняться во времени, что общеизвестно. Во-вторых, на их определение существенное влияние могут оказывать собственные движения нивелирных знаков, обусловленные гидротермальными причинами, выпучиванием или оседанием знаков и т.п. Некоторую роль может играть и недостаточная точность измерений в отдельные эпохи.

Следует особо подчеркнуть, что выше речь идет лишь об относительных величинах вертикальных движений земной коры. Приведенные выше результаты с таким же успехом можно трактовать как поднятие ст. Угольная относительно Владивостока, что с достаточно большой вероятностью подтверждается обобщением работ по определению среднего уровня моря [1], согласно которым современные вертикальные движения суши вблизи уровнемерного поста г. Владивосток лежат в пределах от 0.0 до -0.2 мм/год.

Проблема в том, что получить абсолютные значения СВДЗК значительно труднее по техническим причинам. Возможно, что эта проблема будет решена в ближайшее время благодаря развитию GPS технологий. На современном же этапе можно использовать для этой цели лишь равномерные данные, точность которых пока явно недостаточна и колеблется, согласно работе [3], «в пределах 0.5 – 1.7 мм/год», а предельная точность достигает 0.3 мм/год. Учитывая, что в рассматриваемом районе имеется лишь один равномерный пункт (Владивосток), с учетом точности его определения не лучше 0.3 мм/год, делать уверенно какие-либо выводы о СВДЗК преждевременно, и нужны дальнейшие исследования. Об этом же утверждается и в [1]: «... все результаты расчетов скоростей современных вертикальных движений суши по уровненным наблюдениям следует оценивать как весьма ориентировочные.» Здесь следует также учесть, что на оценку равномерных определений существенное влияние оказывает эвстатический подъем уровня Мирового океана, который в работе [1] считается приблизительно равным +1.0 – 1.5 мм/год. По поводу последнего следует заметить, что по современным равномерным данным это значение равно +1.8 мм/год, а по спутниковым данным в различные периоды времени лежит в пределах от +2.5 до +3.1 мм/год [4].

В целом, по результатам геометрического нивелирования с вероятностью не хуже 99.7%, при условии стабильности положения по высоте стенного репера на станции Угольная, расположенной на расстоянии 33.8 км от станции Владивосток, можно заключить, что полуостров Муравьева-Амурского систематически наклонялся в прошлое столетие в сторону Японского моря со скоростью ≈ 1 мм/год, причем наклон после 1970 года практически остановился по сравнению с предыдущим периодом времени. Хотя в отдельные периоды времени и/или на отдельных участках может наблюдаться как изменение скорости опускания, так и относительное поднятие.

Дальнейшие исследования вертикальных движений стали возможными лишь после начала ИПМ ДВО РАН систематических геодинимических GPS измерений в Приморье. Результаты обработки этих измерений в системе координат ITRF2008 на шести GPS пунктах на юге Приморья (рис. 1) показали, что характер вертикальных движений на всех GPS пунктах резко изменился после катастрофического мегаземлетрясения Тохоку 11.03.2011 г., $M_w = 9.0$, что явно указывает на их взаимосвязь с процессами, происходящими в зоне субдукции. Практически все пункты до землетрясения испытывали опускание со скоростями в пределах 1.5 – 13.8 мм/год. Косейсмического скачка по высоте, в отличие от горизонтальной составляющей, во всех наших измерениях не зафиксировано. Типичные примеры временных серий координат по всем трем составляющим приведены для пунктов DVGU и VLAD на рисунке 3.

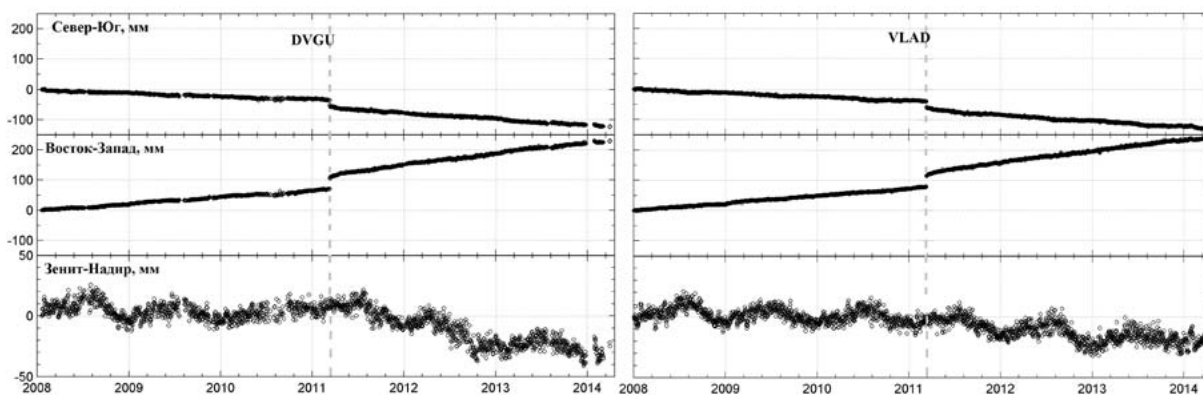


Рис. 3. Изменения пространственного положения GPS пунктов DVGU и VLAD до и после землетрясения Тохоку. Прерывистой серой линией обозначен момент главного толчка.

После землетрясения зафиксировано значительное увеличение скорости опускания практически всех пунктов (от 6.0 до 14.5 мм/год), причем скорость опускания существенно увеличилась везде, за исключением пункта ARTM, на котором она уменьшилась с -13.8 до -7.5 мм/год, т.е. почти в два раза. Следует отметить, что ARTM расположен в зоне, где велась

добыча угля шахтным способом, и на его опускания/поднятия с большой вероятностью могли наложиться техногенные влияния, поэтому его использование для анализа СВДЗК проблематично. Кроме того, начало системы ITRF2008 привязано к центру тяжести Земли, который совершает колебания порядка первых мм/год, в связи с чем полученные опускания следует считать относительными, не абсолютными, и связать их с приведенными выше результатами геометрического нивелирования не представляется возможным, тем более, что нивелирные марки и пункты GPS не совпадают.

По указанным причинам до и после землетрясения вычислены скорости изменения взаимных превышений между ближайшими к линии нивелирования GPS пунктами VLAD и DVGU (расстояние между пунктами равно 8.6 км), оказавшиеся равными $+0.7 \pm 0.3$ мм/год и -7.5 ± 0.3 мм/год, соответственно. Отсюда следует, что наклон вдоль линии нивелирования в период с 1987 года (а, возможно, и ранее) по 11 марта 2011 г. изменился на обратный. После землетрясения знак наклона и его величина опять резко изменились в связи с постсейсмическим опусканием юга Приморья, причем величина опускания увеличивается с приближением пунктов к берегу моря.

Одной из возможных причин смены знака СВДЗК, может быть накопление напряжений перед землетрясением Тохоку, вызванных давлением Тихоокеанской литосферной плиты на Евро-Азиатскую (Амурскую?). В отличие от медленных долгопериодических вертикальных движений земной коры юга Приморья, механизмы которых очень сложно идентифицировать, выраженное постсейсмическое опускание юга Приморья после землетрясения является следствием вязкоупругих деформаций нижней литосферы и/или верхней мантии, что подтверждается результатами моделирования выполненных за 2011 – 2014 гг. GPS измерений [5].

Работа выполнена при поддержке Дальневосточного федерального университета, проект № 14-08-01-05_м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Средний уровень моря // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VIII. Японское море. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. С. 270-272.
2. Карта градиентов скорости современных вертикальных движений земной коры Дальнего Востока. Масштаб 1:2500000. Предприятие № 2 ГУГК при СМ СССР, 1980.
3. Якушко Г.Г. Точность океанографических методов определения вертикальных движений земной коры // Современные движения земной коры: тез. докл. VIII Всес. Совещания по изучению современных движений земной коры, 21 – 23 июня 1982 г. Кишинев: «Штиинца», 1982. С. 135-136.
4. Cazenave A., Lombard A., Llovel W. Present-day sea level rise: A synthesis // Comptes Rendus Geoscience. 2008. Vol. 340, № 11. P. 761-770.
5. Shestakov N., Gerasimenko M., Ohta-Ohzono M., Takahashi H. Analysis of the far-field postseismic displacements in the south of the Russian Far East caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // Finding clues for science and disaster mitigation from international collaboration (JKASP8 Sapporo 2014): Abstracts of 8th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, Hokkaido University, Sapporo, Japan, 22-26 September, 2014. Abstract No. R-39-1.

РОТАЦИОННО-ВОЛНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ БЛОКОВОЙ ГЕОСРЕДЫ

А.И. Герус^{1,2}, А.В. Викулин¹¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;²Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

gerus@kscnet.ru

В геофизическом приближении на небольших временах рассмотрения процесса (до сотен тысяч лет) земная кора является эффективно «твердой», состоящей из большой совокупности структурных элементов – блоков [14] (работы А.В. Пейве, М.А. Садовского и др., которыми разработаны модели геофизических процессов в блоковых средах).

Ротационная модель с собственным моментом блока для сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана построена А.В. Викулиным и А.Г. Иванчиным [9, 10]. Она опирается на представления, согласно которым движение блока вдоль поверхности вращающейся Земли (в неинерциальной системе координат) механически эквивалентно его движению в инерциальной (не вращающейся) системе координат под действием собственного момента (спина). Такое движение блока создает в окружающей его земной коре напряжения с моментом силы, сопровождается формированием волн поворотных деформаций и позволяет объяснить многие закономерности геодинамического процесса, включая особенности волновых движений геосреды, ее нелинейные, реидные и «вихревые» свойства [4, 6]. Уравнение движения сейсмофокального блока в рамках этой модели представляет собой известное уравнение синус–Гордона (СГ) [5, 9, 10], которое в безразмерном виде выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta, \quad (1)$$

где $\theta = \beta/2$, $\xi = k_0 z$ и $\eta = v_0 k_0 t$ – безразмерные координаты, z – расстояние вдоль цепочки блоков, t – время, β – функция угла поворота, v_0 – характерная скорость процесса, k_0 – волновое число.

Анализировался в большей степени соответствующий реальному сейсмическому процессу случай цепочки с неоднородными вращениями блоков, характеризующимися отклонениями моментов сил от равновесных положений μ , с учетом сил трения α вдоль их границ. В результате закон движения блока в цепочке получен в виде модифицированного уравнения СГ [8]:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta + \alpha \frac{\partial \theta}{\partial \eta} + \mu \delta(\xi) \sin \theta, \quad (2)$$

где $\delta(\xi)$ – функция Дирака. Оно решалось численно методом МакЛафлина–Скотта. Анализ показал, что для режима замедленного сейсмического процесса, при котором взаимодействие блоков (очагов землетрясений) между собой осуществляется в основном за счет медленных движений – крипа, асимптотическое значение скорости передачи ротационных деформаций составляет $c_0 \approx 1-10$ см/с [8].

СГ уравнение имеет много решений. Моделируя движения в длинных молекулярных цепях, А.С. Давыдов показал [12], что волновые движения в таких цепях описываются двумя типами возбудений: солитонами и экситонами (в смысле [12]) (рис. 1). Характерными для таких решений являются «предельные» скорости, соответствующие максимальным энергиям возбуждения E_{\max} : V_{01} и V_{02} .

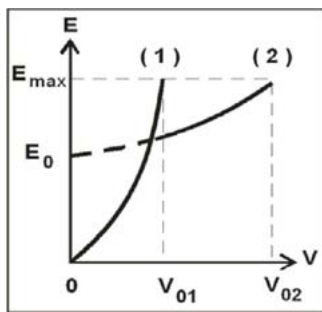


Рис. 1. Волновые решения $E(V)$ СГ-уравнения [12]: 1 – солитоны; 2 – экситоны; V_{01} и V_{02} – характерные скорости процесса, соответствующие «предельным» энергиям $E = E_{max}$.

Справедливы следующие соотношения: $0 \leq E \leq E_{max}$, $0 \leq V \leq V_{01}$ для солитонного решения и $0 \leq E_0 \leq E \leq E_{max}$, $V_{01} \leq V \leq V_{02}$ для экситонного. E_{max} – максимальное значение энергии, соответствующее наибольшим значениям магнитуд землетрясений; E_0 – значение энергии, соответствующее коллективному возбуждению всей совокупности молекул в цепочке (т.е. очагов землетрясений в сейсмическом поясе в геосреде), как целой, остающейся неподвижной, со скоростью $V = 0$.

По данным о скорости миграции очагов тихоокеанских землетрясений с глубинами гипоцентров менее 100 км, опубликованным в [1, 4-6], глобальная (вдоль окраины Тихого океана) и локальная (в очагах индивидуальных землетрясений) миграционные зависимости, предельные значения скоростей и соответствующие им наибольшие магнитуды составляют (рис. 2):

$$M_1 \approx 2 \lg V_1, V_{1,max} \approx 1-10 \text{ см/с}, M_{1,max} = 8.5-9, \quad (3)$$

$$M_2 \approx \lg V_2, V_{2,max} \approx 4-8 \text{ км/с}, M_{2,max} = 8.3. \quad (4)$$

Показано [2], что теоретические модельные для молекулярных цепей и экспериментальные миграционные для цепочек очагов землетрясений зависимости качественно совпадают между собой. Это позволяет интерпретировать экспериментальные миграционные зависимости (3) и (4) как солитонное и экситонное решения СГ уравнения, имеющие характерные предельные скорости $V_{01} = V_{1,max}$ и $V_{02} = V_{2,max}$. При этом предельное значение скорости миграции $V_{1,max} \approx 1-10 \text{ см/с}$ совпадает с характерной скоростью c_0 в рамках ротационной блоковой модели геосреды, что дает возможность интерпретировать последнюю как предельную скорость солитонного решения СГ уравнения V_{01} .

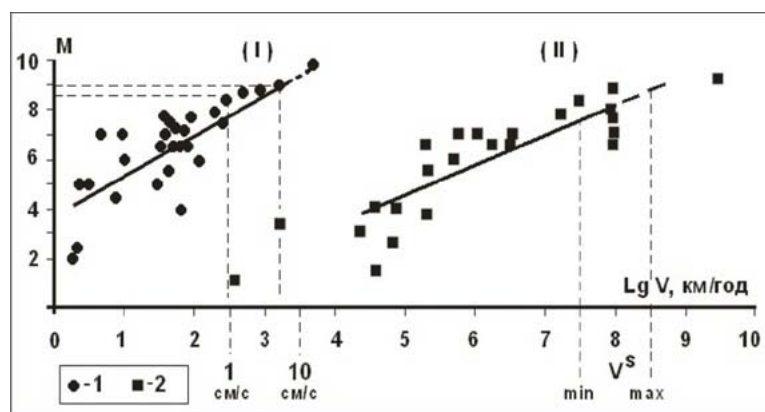


Рис. 2. Значения скоростей глобальной (1 — вдоль всей окраины) и локальной (2 — в пределах индивидуальных очагов сильных землетрясений) миграций тихоокеанских землетрясений как функции их магнитуды M [4]: I, II — глобальная и локальная зависимости $M(LgV)$ соответственно, определенные методом средних квадратов; V_s — скорость сейсмических волн.

Известно, что солитонные решения СГ-уравнения характеризуются рядом важных свойств, соответствующих свойствам реальных элементарных частиц [11], в то время как экситоны являются такими возмущениями, которые в линейном приближении вырождаются

в обычные волны [12], в нашем случае – в продольные (P) и поперечные сейсмические (S) волны V^s . Поэтому выявленные в рамках ротационной модели солитонное V_{01} (3) и экситонное V_{02} (4) решения с характерными предельными скоростями:

$$V_{1,max} \approx V_{01} \approx c_0, \quad V_{2,max} \approx V_{02} \approx V^s \quad (5)$$

по сути являются новым типом упругих волн в твердых телах — ротационными волнами [3, 7], которые представляют собой уединенные волны, поляризованные перпендикулярно к направлению распространения [8].

В работе [10] показано, что в рамках ротационной модели взаимодействие между блоками имеет своеобразный корпускулярно-волновой характер и осуществляется двумя способами. Во-первых, близкодействием – путем обмена моментами K_{int} рядом расположенных блоков, а не за счет (как в моментной теории упругости) трения вдоль их границ, которое в рамках ротационной модели препятствует взаимодействию блоков. В качестве примеров такого взаимодействия можно привести сильнейшие землетрясения-дуплеты (и мультиплеты) с близкорасположенными очагами. Здесь кроме сильнейших сотрясений на обширных участках поверхности Земли всегда возбуждаются интенсивные собственные колебания планеты. Во-вторых, дальнодействием – путем обмена энергиями W_{int} между блоками на больших (много больше размера блока) расстояниях. Примеры такого взаимодействия в сейсмологии также широко известны – это «миграция» очагов землетрясений вдоль сейсмических поясов на многие десятки тысяч километров, удаленные форшоки и афтершоки и пары землетрясений.

В течение геологических отрезков времени (миллион лет и более) «твердая» Земля с достаточно хорошим приближением может рассматриваться как жидкость. В этой связи в «геологическом» приближении, когда геосреду можно считать реидной (невязкой) жидкостью, можно наметить другой путь изучения ее движения. А именно, в рамках известной задачи Дирихле (1860 г.) о вращающемся объеме гравитирующей невязкой жидкости, сохраняющей свою эллиптическую форму. Важные результаты, доказывающие существование во вращающихся реальных системах, включая планеты и звезды, внутренних движений «вихревой» природы, были получены Б. Риманом (1866 г.), Чандрасекхаром (1983 г.), Б.П. Кондратьевым (2003 г.) и др. [13]. Геологическим аналогом таких движений могут являться вихревые структуры земной коры, впервые описанные в 1928 г. Ли Сыгуаном.

Это направление исследований созвучно представлениям нелинейной акустики, где движения среды (твердого тела) возникают вследствие ее нелинейных свойств в результате возникновения радиационного давления.

Приведенные «предельные» модели («блоковая» и «вихревая») необходимо объединить в рамках общей модели, которая, на наш взгляд, может описывать движение реальной геологической среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1179-1190.
2. Викулин А.В. Акустика Земли // Система «Планета Земля»: XX лет семинару «Система «Планета Земля». М.: ЛЕНАНД, 2014. 608 с.
3. Викулин А.В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 2. С. 119-141.
4. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика: сб. тр. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с.
5. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с.
6. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика: учеб. пособие. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2009. 463 с.
7. Викулин А.В. Энергия и момент силы упругого ротационного поля геофизической среды // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 559-570.

8. Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н. Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычисл. технологии. 2000. Т. 5, № 1. С. 31-39.
9. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Модель сейсмического процесса // Вычисл. технологии. 1997. Т. 2, № 2. С. 20-25.
10. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно–иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физико–технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013. № 3. С. 67-84.
11. Гапонов-Грехов А.В., Рабинович М.И. Л.И. Мандельштам и современная теория нелинейных колебаний и волн // Успехи физ. наук. 1979. Т. 128, вып. 4. С. 579-624.
12. Давыдов А.С. Солитоны в квазиодномерных молекулярных структурах // Успехи физ. наук. 1982. Т. 138, вып. 4. С. 603-643.
13. Кондратьев Б.П. Теория потенциала и фигуры равновесия. М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2003. 624 с.
14. Садовский М.А. Геофизика и физика взрыва. Избранные труды. М.: Наука, 2004. 440 с.

УДК 551.590.21+550.348.3

**АНАЛИТИЧЕСКАЯ СВОДКА НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ СИТУАЦИЙ,
СООТНОСИМЫХ С ПРОЯВЛЕНИЯМИ КОСМОПОГОДОЗАВИСИМОЙ
МЕТЕОГЛЯЦИОЭКЗОГЕОДИНАМИКИ (ВСЛЕДСТВИЕ ДЕЙСТВИЯ ПРОРЫВНЫХ
ИНЖЕКЦИЙ В ПРИПОВЕРХНОСТНУЮ ОБЛАСТЬ ЗЕМЛИ СГУСТКОВ
ОТСОЕДИНИВШИХСЯ В ГЕОМАГНИТОСФЕРУ
КОМПОНЕНТ ГЕОЭФФЕКТИВНОГО СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА)¹**

Д.Г. Гонсировский

ФГУП «ВСЕГИНГЕО», г. Москва, Россия
mailnir@mail.ru

Как показывают результаты исследования, корпускулярное излучение Солнца достаточно интенсивно проявляет себя у поверхности Земли, выступая как энергоснабжающий триггер многих процессов в неживой материи. Геомангнитосфера не обеспечивает 100-процентную защиту от ударных волн, раз за разом выбрасываемых Солнцем в сторону Земли высокоскоростных сгустков солнечноветровой плазмы, состоящей преимущественно из электронов и протонов. В секторе действия космической погоды полярными сияниями дело не ограничивается, влияние фактора распространяется и на низкие широты. В пределах пространства всего земного шара то здесь, то там происходят прорывающие магнитное поле Земли магнитоканализированные инъекции сгустков компонент солнечного ветра (СВ) [2, 3]. От привносимой ими энергии начинают свою многодневную, уже по земным правилам, жизнь ураганы и тайфуны [6], над слоем облаков атмосферных фронтов циклонов вырастают порождающие суперливни и наводнения водообильные облачнобашенные образования [2, 9, 10], подтаивает подошвенный слой ледников вплоть до их схода [6, 8], всплесковым образом изменяются гидрогеологические условия [11], в связи с нарушением неустойчивого равновесия на контактах литосферных блоков происходят приповерхностные землетрясения [7].

Чтобы получать наибольшую доказательность и практическую пользу от работ в целом по теме (как это видно по приводимому ниже списку литературы), автором решено, не отвергая иную информацию, при аналитических исследованиях космопогодной направленности в первую очередь использовать временные ряды количественных значений плотности и скорости плазмы и энергии СВ, полученные измерительными приборами поближе к Земле, начиная с орбит космических аппаратов SOHO, ACE, NOAA POES [2, 6]. Применен метод множественной графической корреляции [1, 2, 4, 5]. После проведения расчетов и графических построений обнаружено много примеров событий, в характере динамики которых усмотрен след действия прорывных инъекций в приповерхностную область Земли сгустков, отсоединившихся в геомангнитосферу компонент геоэффективного СВ [6]. Так, в период высокой солнечной активности, когда в авроральный овал севера Земли привносилось до 581 GW плазменной энергии (разовые данные КА NOAA POES), с 14.08 по 17.09.2002 г. в пространстве вокруг ледника Колка с его известным газогидродинамическим выбросом 20.09.2002 г. [8, 9] зафиксировали 7 слабых толчков с глубинами очагов до 2 м [ftp://ftp.gsras.ru/pub/Regional_Catalogs/2002/] (влияние взрывов в карьерах в этот счет не входит). По мнению автора настоящего доклада, здесь проявляет себя соотносимость данного явления с воздействием инъекций СВ-плазменных сгустков в приповерхностную область Земли. Под таким углом зрения рассматриваются срывы предшествовавшей стабилизации и начало развития событий тропикоциклонической деятельности («Катрина» 2005 г. и др., гибельная для самолетов атмосферная обстановка в «Бермудском треугольнике» 5 декабря 1945 г. [2, 6, 7]) и селепроявлений (по р. Герхожансу в

¹ **Примечание редактора:** данный доклад публикуется в авторской редакции.

г. Тырнаузе в 2000 г. и др. [2, 4]). Не без основания подозревается изначальное участие СВ-инжекций в «запуске» землетрясений в Чили (см. текст ниже), Спитаке и Иране [7, 11]. Как пример, соответствующие события в Японии характеризуются рисунками 1 и 2. С геоэффективными всплесками солнечной активности увязываются пролеты болидов, в том числе весьма вероятная мегаинжекция «Тунгусский метеорит» в 1908 г. [7], близкий метеосиноптически, пространственно и по времени Великому японскому землетрясению 11.03.2011 г. Иркутско-Осинский болид 01.03.2011 г. Представляется, что от действия инъекций произошли предвзрывные события и окончательное трубообразное прожигание фундамента на Чернобыльской АЭС в 1986 г. [7]. Подобное предполагаем и для аварии на канадской электросети Гидро-Квебек, оказавшейся в зоне поражения особо масштабной СВ-инжекцией 13.03.1989 г. [http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsavneur.html].

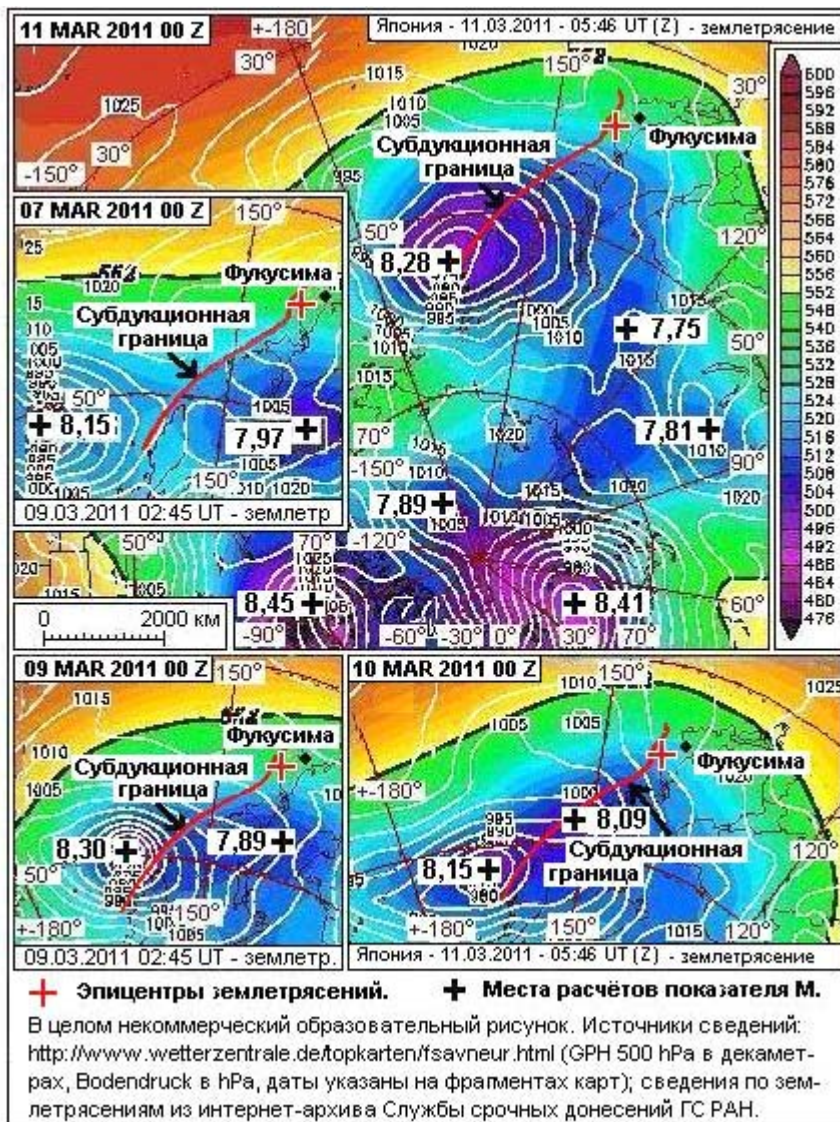


Рис. 1. Графическое исследование вероятной триггерной роли циклоноидных соларвиндинжектблем в зарождении землетрясений в Японии в марте 2011 г.

При доказательстве гипотезы наличия инъекций в приповерхностную область Земли проводится измерительный анализ в пределах участков с одними и теми же географическими координатами, отображенных на наземных и высотных синоптических картах атмосферы Земли отрицательных замкнутых элементарных бародеформаций. Мерой значимости циклоноидных

Последствиям действий СВ-инжекций, отраженным на метеосиноптических картах [www.wetterzentrale.de/], присваивается название «циклоноидные соларвиндинжектблемы». «Соларвинд» – «солнечный ветер», «инжект» – «инжекция», «блема» – по-гречески «рана». Аналог – «астроблема».

соларвиндинжектблем на первых порах принят эклектический показатель М, фиксируемый на картах числами (типа 8, 22 и т. п.) рядом со знаками «+». Для установления значения показателя М для того или иного участка с наличием отрицательной бародеформации выполняется следующее. Сначала для поверхности геопотенциала 500 hPa устанавливается в метрах и переводится в разряд числовых значений величин глубина ее наибольшего удаления вниз от плоскости сравнения 6000 м. Выявленное число делится на 500. Получается первый промежуточный результат. Затем, не удаляясь в сторону от направления вертикальной проекции, ради второго промежуточного результата число 6000 делится на числовое значение минимальной величины атмосферного давления у поверхности земли (в hPa). Оба результата в сумме составляют значение показателя М.

Япония. Землетрясения в марте 2011 г. Многие уже отражено на рисунках 1 и 2. Ограничиваемся в суждениях только тем, что видим на первый взгляд на дополненных нами новыми сведениями метеосиноптических картах. Произошло неблагоприятное приближение к очагам землетрясений всей приполярной депрессии топографической поверхности геопотенциала GPH 500 hPa в атмосфере Земли. Особенно примечателен высокий результат измерения циклоноидных соларвиндинжектблем ($M = 8$ и более). Всё происходит в согласии с интенсивной авроральной активностью (рис. 2). Как только инжекционные образования 9-11 марта 2011 г. в упор приблизились к субдукционной границе тамошних литосферных плит, так и произошли землетрясения.

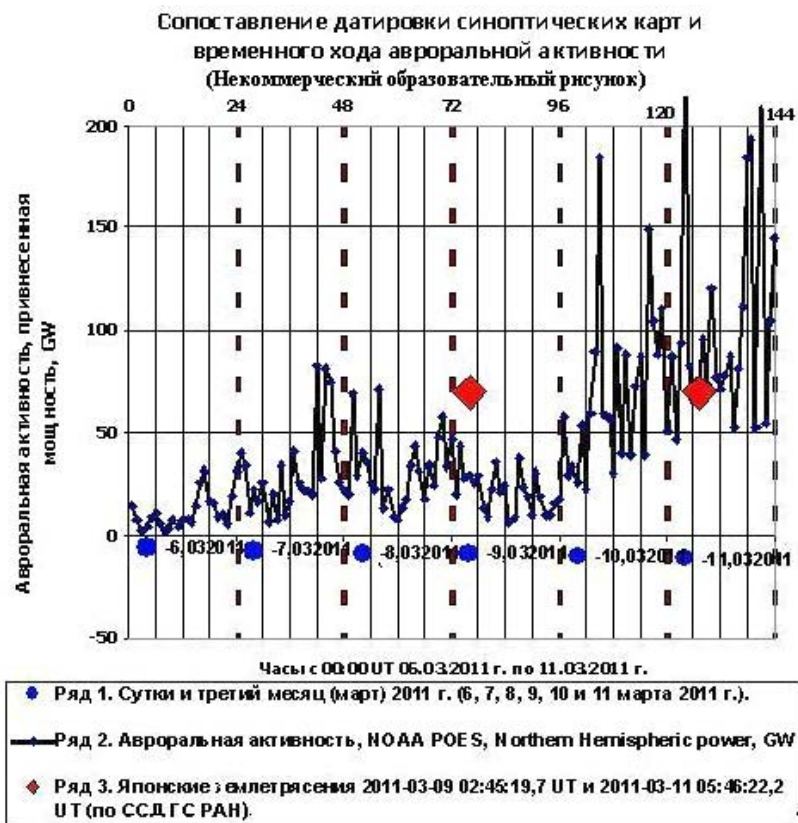


Рис. 2. Соотношение всплесков мощности энергии компонент солнечноветрового происхождения, поступавших в северное полушарие Земли, и дат землетрясений в Японии в марте 2011 г.

Землетрясения в Чили с магнитудой 8.2 01.04.2014 г. в 23:46 UT, магнитудой 6.2 04.04.2014 г. в 01:38 UT и магнитудой 9,5 22.05.1960 г. в 19:11 UT. Все они произошли на полосе Андской окраинно-материковой зоны субдукции на глубинах 10 – 33 м в районе особо сейсмоопасного сочленения ее с Западно-Чилийской рифтовой зоной. Особых предвестников не наблюдали. Однако это не исключает гипотетическую вероятность триггерного воздействия космической погоды и здесь. Как пример, ниже рассматривается вариант ее характеристик

для 04.04.2014 г. Имели место удары по геомагнитосфере высокоскоростного, до 500 км/с, СВ с последующим внедрением в нее отсоединившихся сгустков плазменных корпускул солнечноветрового происхождения («свидетели» – полярные сияния). Разовые энергетические поступления в южный авроральный овал достигали 22.8 GW, чему способствовало южное направление показателя V_z межпланетного магнитного поля. Приземные и высотные синоптические карты содержат на своем поле такие же следы СВ-инжекций, какие были показаны при анализе причин Крымского наводнения 2012 г. [9, 10, 11]. Самая интересная циклоноидная соларвиндинжекционная проблема при Чилийском землетрясении 04.04.2014 г. в 01:38 UT характеризовалась значением $M = 6.80$. Барическая депрессионность поверхности GPH 500 hPa здесь не такая большая, как у соседнего Южного полюса (там в пределах сравнительно небольшой площади значения M очень значимые – 8.45, 8.51 и 8.68), зато территориально это как раз то место, где сочленяются полоса субдукции и рифтовая зона. И в 1960 г. произошло Чилийское крупнейшее из когда-либо измеренных землетрясений с магнитудой 9.5. По признаку наличия одинаковости СВ-активизации в дни сейсмопроявлений (суточные значения чисел Вольфа достигали 115) и приуроченности к зонам субдукций это землетрясение 1960 года похоже на Великое японское землетрясение (Тохоку) 11.03.2011 г. с магнитудой 8.9 и гипоцентром глубиной до 33 км [11]. Гипотетически можно предполагать, что, как и при землетрясении Тохоку в 2011 г., в 1960 г. события могли начать развиваться вследствие случайно попавшей в это место СВ-инжекции.

Большая благодарность архивистам сайтов с фактическими данными, использованными для разработки темы, в частности <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsavneur.html>, <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsavnsh.html> (04.04.2014 г., 06:00 UT, GPH 500 hPa в декаметрах, Bodendruck в hPa), <http://www.swpc.noaa.gov/pmap/Plots.html>, <http://www.swpc.noaa.gov/pmap/OverviewS.html>, spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/, www.seismograph.ru/magnitude.html.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гонсировский Д.Г., Хаджиев М.М. Графический метод ежесуточной прогнозной оценки опасности возникновения гляциальных селей // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: докл. и выступления на VIII науч.-практ. конф. (8–10 окт. 2008 г., Санкт-Петербург, Центр «Антистихия» МЧС РФ). М., 2009. С. 284-296.
2. Гонсировский Д.Г. Изучение примеров синхронности временного хода суточных значений чисел Вольфа и метеорологических факторов селевых процессов в Баксанском Приэльбрусье // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: докл. и выступления на IX науч.-практ. конф. (14–15 мая 2009 г., Москва, Центр «Антистихия» МЧС РФ). М., 2009. С. 41-54.
3. Гонсировский Д.Г. Исследование вопроса связи проявления селей и солнечной активности с помощью метода множественной графической корреляции // Проблемы снижения природных опасностей и рисков: мат-лы VII Междун. науч.-практ. конф. «ГЕОРИСК – 2009» (21 мая 2009 г., Москва, ИГЭ РАН, ВНИИ ГО ЧС). М., 2009. Т. 1. С. 6-11.
4. Гонсировский Д.Г. Изучение возможных дополнительных импульсных факторов развития катастрофического многофазного селепроявления 18–25 июля 2000 г. в районе г. Тырнауза [Электронный ресурс] // Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений: мат-лы VII Междун. науч. конф. (14–16 сент. 2010 г., Владикавказ, СКГМИ (ГТУ)). Владикавказ: Изд-во «Терек», 2010. 1 электрон. опт. диск. 9 с.
5. Гонсировский Д.Г. Опыт проведения ежесуточной прогнозной оценки селеопасности в 2009 г. в Баксанском Приэльбрусье с использованием метода ретроспективных аналогий [Электронный ресурс] // Устойчивое развитие горных территорий в условиях глобальных изменений: мат-лы VII Междун. науч. конф. (14–16 сент. 2010 г., Владикавказ, СКГМИ (ГТУ)). Владикавказ: Изд-во «Терек», 2010. 1 электрон. опт. диск. 8 с.
6. Гонсировский Д.Г. Выявление прорывных проникающих инъекций сгустков компонент солнечного ветра в приповерхностную область Земли // Физика плазмы в Солнечной системе: сб. тез. докл. (14–18 февр. 2011 г., Москва, Ин-т космич. исслед. Рос. акад. наук). М.: ИКИ РАН. С. 80. <http://solarwind.cosmos.ru/txt/2011/conf2011thesis.pdf>, (02.02.2011).

7. Гонсировский Д.Г. Анализ ситуаций, соотносимых с феноменом инжекций сгустков компонент солнечного ветра в приповерхностную область Земли // Физика плазмы в Солнечной системе: сб. тез. докл. (06–10 фев. 2012 г., Москва, Ин-т космич. исслед. Рос. акад. наук). М.: ИКИ РАН. С. 142. <http://www.plasma2012.cosmos.ru/sites/plasma2012.cosmos.ru/files/conf-plasma7-iki-feb2012.pdf>, (30.01.2012).
8. Гонсировский Д.Г. Вклад Башкаринских 2008 года работ МЧС России в опознание прилетающих к Земле солнечноветровых плазменных сгустков как фактора космопогодозависимой метеогляциоэкзогеодинамики // Проблемы снижения природных опасностей и рисков (ГЕОРИСК – 2012): мат-лы VIII Междун. науч.-практ. конф. по проблемам снижения природных опасностей и рисков («Геориск-2012») (18-19 окт. 2012 г., Москва, ИГЭ РАН, ВНИИ ГОЧС-ФЦ, РФФИ). М., 2012. Т. 1. С. 48-53.
9. Гонсировский Д.Г. Эпигноз начальной ситуации при наводнении в городе Крымск 7 июля 2012 года с позиции наличия феномена инжекций сгустков компонент солнечного ветра в приповерхностную область Земли как фактора космопогодозависимой метеогляциоэкзогеодинамики // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: докл. и выступления на XII науч.-практ. конф. (17–18 окт. 2012 г., пос. Быково Подольск. р-на Моск. обл., Центр «Антистихия» МЧС РФ). М., 2012. С. 127-132.
10. Гонсировский Д.Г. Взгляд на предварявшие наводнения 2012 г. в Крымске и 2002 г. на Кавказских Минеральных Водах земные атмосферные синоптические барические депрессионные детали как на следствие солнечноветровых инжекций в роли фактора космопогодозависимой метеогляциоэкзогеодинамики // Физика плазмы в Солнечной системе: сб. тез. докл. (4–8 фев. 2013 г., Москва, Ин-т космич. исслед. Рос. акад. наук). М.: ИКИ РАН. С. 106-107.
11. http://plasma2013.cosmos.ru/sites/plasma2013.cosmos.ru/files/Abstract_Book_IKI_Plasma-2013.pdf, (25.01.2013).
12. Гонсировский Д.Г. Фиксация приборами соотносимых с космической погодой гидрогеологических явлений в окрестностях города Крымск в часы прохождения там водяного вала ночью 7 июля 2012 года // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: докл. и выступления на XIII науч.-практ. конф. (14–15 мая 2014 г., Москва, Центр «Антистихия» МЧС РФ). М., 2014. С. 41-49.

УДК 550.361

СЕЙСМИЧНОСТЬ, ГРАНИЦЫ И ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРАЗИИ

П.Ю. Горнов

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия
gornov@itig.as.khb.ru

Изучаемый регион находится в зоне взаимодействия трех крупнейших литосферных плит Земли: Евразийской, Северо-Американской, Тихоокеанской и плит меньшего порядка – Северо-Китайской, Охотоморской, Амурской, Беринговоморской. Взаимодействие этих тектонических структур, по всей вероятности, предопределяет разнообразную геодинамическую обстановку и большую неоднородность измеренных значений теплового потока (рис. 1).

Литосферные плиты, блоки отделены друг от друга разломами (швами), как правило, по осевым линиям сейсмических поясов Земли. Рассматривая вопрос о положении межплитных границ, остановимся на известных признаках. К ним относятся: конфигурация, палеоклиматическая информация, особенности разломных структур, наличие рифтов, распределение возраста пород, полосовые магнитные аномалии, повышенные значения теплового потока, молодой базальтовый вулканизм, особенности глубинной структуры и рельефа [3]. Новые данные получены с помощью активно развивающихся в последние десятилетия методов космической геодезии. Они позволяют определять параметры современного движения плит и уточнять их границы. Наличие сейсмических поясов является главным признаком выделения современных границ и оконтуривания самих литосферных плит [6].

Главным индикатором границ плит является сейсмичность. Сейсмические пояса очерчивают главные границы литосферных плит. Границам раздвижения свойственны мелкофокусные землетрясения, в очагах которых регистрируется растяжения поперек простирания этих зон. Границы сближения плит отмечены поясами глубокофокусной сейсмичности с преобладанием компоненты сжатия по падению этих зон.

Значительная часть северо-востока Евразии подвержена воздействию сильных землетрясений, тяготеющих к неотектоническим структурам, которые формирует, в основном, Арктико-Азиатский и Байкало-Становой сейсмические пояса и субдукционная зона взаимодействия Тихоокеанской плиты с Евроазиатской и Северо-Американской плитами. Пояса высокой, глубокофокусной сейсмичности прослеживаются вдоль островных дуг (Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Идзу-Бонинской). Арктико-Азиатский сейсмический пояс пересекает Северный Ледовитый океан, северо-восток Азии и разграничивает Северо-Американскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит. Высокая сейсмичность зарегистрирована в переходной зоне, расположенной между структурами растяжения срединно-океанического хр. Гаккеля и структурами сжатия хр. Черского. Для переходной зоны характерно расширение пояса сейсмичности до 600 км, к которому приурочены очаги землетрясений с магнитудой 6.0 – 7.0 [4]. Очаги местных землетрясений в виде субмеридиональной полосы протягиваются с севера на юг-юго-восток, соединяя проявление сейсмичности в море Лаптевых и хр. Черского.

Северо-западная часть области взаимодействия Евразийской и Амурской плит [3] проводится по Байкальскому рифту, а далее на восток по Байкало-Становому сейсмическому поясу. Обстановка растяжения в Байкальском рифте сменяется далее обстановкой сжатия и сдвига-сжатия, при этом в западной части распространены левые сдвиги, а в восточной – правые. Характер распределения эпицентров землетрясений изменяется от полосового до рассеянного, к востоку рассеянность эпицентров усиливается [4].

Одним из вариантов проведения границы между Амурской и Северо-Китайской литосферными плитами является северный край Северо-Китайской платформы, характеризующийся

развитием различных типов взаимодействия плит: конвергентной, дивергентной, трансформной [12]. Граница отделяет слабосейсмичную Амурскую плиту от высоко сейсмичной Северо-Китайской платформы, смещаясь параллельно ей внутрь платформы, что может свидетельствовать о надвиговых процессах на северной границе платформы с ее складчатым обрамлением.

Наибольшая и уверенно оконтуренная со всех сторон Тихоокеанская плита расположена под дном Тихого океана. Северо-восточная сторона плиты представляет конвергентную границу с плитами Эксплорер, Хуан де Фука, Горда. С середины восточной стороны – трансформная граница с Северо-Американским континентом по разлому Сан Андреас и граница с плитой Кокос. Юго-восточная сторона – граница с плитой Наска. Южная сторона представляет собой расходящуюся границу с Антарктической плитой. Западная сторона ограничена Охотской плитой, Курило-Камчатским и Японским глубоководными желобами и формирует конвергентную границу, субдуктирующая под Курило-Камчатскую дугу и плиту Филиппинского моря. Активные вулканы восточной Камчатки и Курильской гряды расположены над погружающейся к северо-западу сейсмофокальной зоной, маркирующей поверхность Тихоокеанской плиты. Глубина расположения очагов землетрясений достигает глубин 300 – 400 км, а в некоторых местах и до 700 км. Северная сторона Тихоокеанской плиты погружается под Северо-Американский континент и формирует Алеутский желоб и Алеутские острова. В целом в настоящее время плита движется на северо-запад с высокой скоростью 5 – 8 см/год [9].

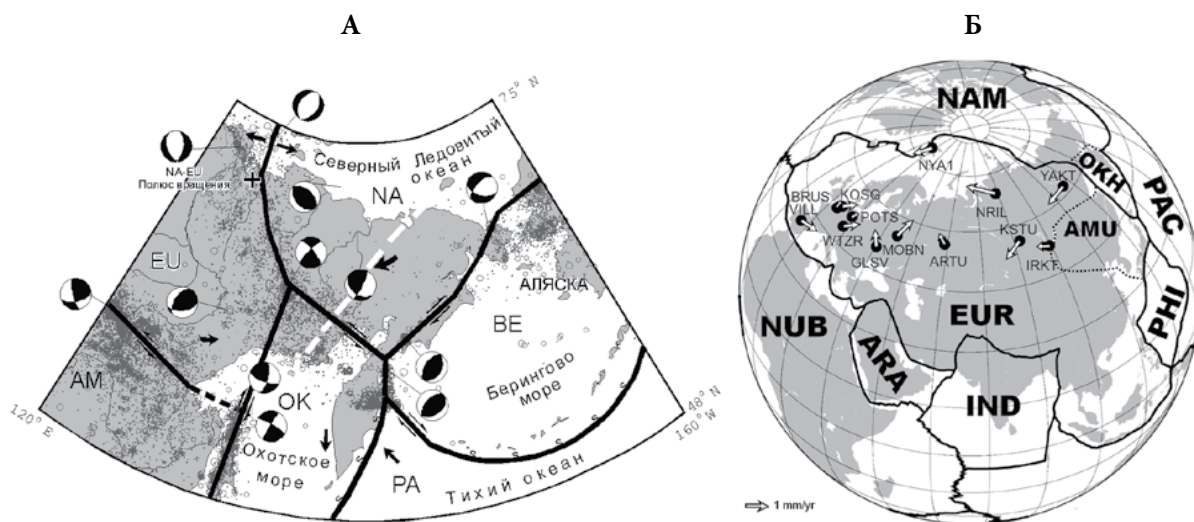


Рис. 1. Положение и границы тектонических плит на северо-востоке Евразии [4] (А) и положение Евразийской и окружающих ее плит на сфере по [8] (Б).

А – белой штриховкой показано положение сейсмического профиля г. Магадан – о. Врангеля и механизмов очагов землетрясений на границах, стрелками схематично обозначено направление смещения плит; Б – показано положение станций IGS-сети и стрелками остаточные значения векторов смещений относительно Евразийской плиты.

Эффективность геофизических исследований при изучении земной коры и верхней мантии давно признана. Одним из основных методов исследований является геотермический, в основе которого лежит изучение распределения теплового потока (ТП) и оценка глубинных температур в литосфере. Температура, давление – основные параметры, определяющие состояние вещества в Земле, его физические свойства, направление и скорость физико-химических реакций. В основу всех геотермических расчётов, моделей, взяты значения ТП, приведённые на карте использованного фактического материала (рис. 2). На карте показано порядка 700 измеренных значений ТП на суше и свыше 1500 измерений ТП на акваториях. Там, где существует высокая плотность измеренных значений ТП, проведено осреднение по сетке $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ – это участки дна Японского, Охотского и Берингова морей, Татарского пролива. Количество измеренных значений ТП позволяет охарактеризовать геотермический режим практически всех структурно-формационных и возрастных зон земной коры региона.

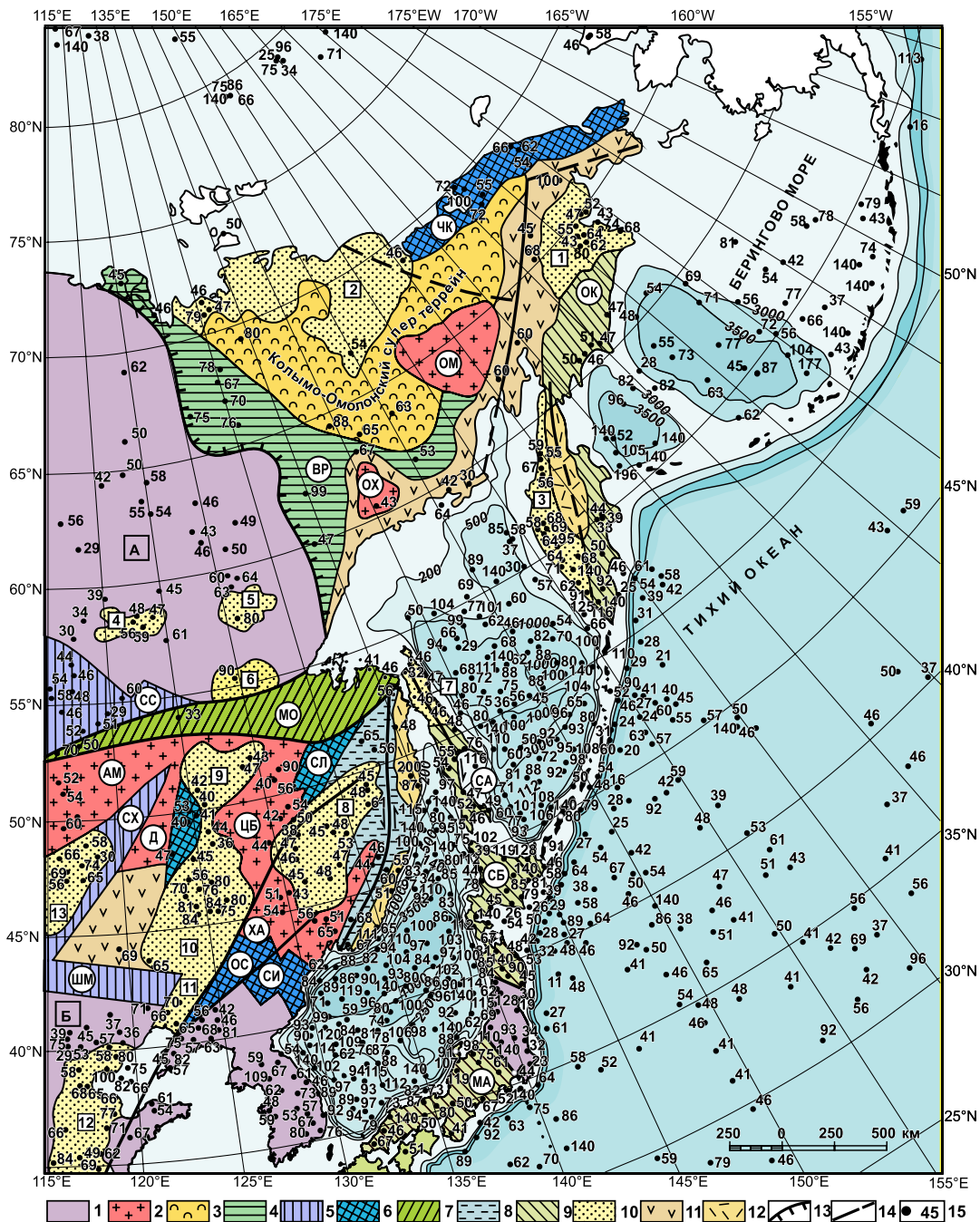


Рис. 2. Карта использованного фактического материала.

Тектоническое районирование [2, 5, 7, 10]. 1- древние платформы: А – Сибирская; Б – Северо-Китайская; 2 – микроконтиненты с докембрийским фундаментом (буквы в кружках): ОМ – Омолонский, ОХ – Охотский, АМ – Аргуно-Мамынский, Д – Дягдачи, ЦБ – Цзямусы-Буреинский, ХА – Ханкайский; 3 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 4 – Верхояно-Колымская палеозойско-мезозойская складчатая система; 5–9 – орогенные пояса (буквы в кружках): 5 – каледонские (СС – Селенга-Становой, СХ – Северо-Хинганский, ШМ – Шара-Мурэнский); 6 – герцинские (ЧК-Чукотский, СЛ – Сулукский, ЛС – Луньцзян-Селемджинский, ОС – Ондоро-Сумский, СИ – Силамулунь-Иэнбэнский); 7 – позднегерцинский-индосинийский (МО – Монголо-Охотский); 8 – киммерийский-(Сихотэ-Алинский); 9 – позднекиммерийские-альпийские (ОК – Олюторо-Камчатский, СБ – Санбагава, МА – Мино-Тамбо-Ашио); 10 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны (цифры в квадратах): 1 – Анадырский, 2 – Ленско-Зырянский, 3 – Западно-Камчатский, 4 – Чульманский, 5 – Токитский, 6 – Верхне-Зейский, 7 – Северо-Сахалинский, 8 – Средне-Амурский, 9 – Амуру-Зейский, 10 – Сунляо, 11 – Ляохэ, 12 – Северо-Китайский, 13 – Хайлар; 11 – 12 – вулканические пояса: 11 – мезозоские, 12 – позднемезозойские-кайнозойские; 13 – надвиги; 14 – сдвиги; 15 – измеренные значения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) [11; 1].

Тектонические структуры материковой части региона обладают невысокими значениями геотермических параметров. Средние значения величин ТП тектонических структур имеют небольшой разброс – $50 \div 70$ мВт/м², наибольшие величины характерны для вулканогенных поясов – $90 \div 200$ мВт/м² и осадочных, в основном, нефтегазоносных бассейнов региона – $80 \div 90$ мВт/м², а наименьшие для докембрийских блоков, массивов и орогенных поясов – $50 \div 60$ мВт/м² (табл. 1).

Таблица 1. Сводная таблица теплового потока структурных элементов региона

Структурный элемент	Количество определений	Тепловой поток, мВт/м ²		
		минимальный	средний	максимальный
Докембрийские блоки и массивы	170	20	52	60
Орогенные пояса	140	45	60	69
Вулканогенные пояса	120	40	90	200
Осадочные впадины	280	45	75	90

Анализируя геотермические данные, можно видеть увеличение ТП по мере омоложения возраста структур. Тепловой поток складчатых структур формировался под влиянием эрозии, наличия структурно-теплофизических неоднородностей, палеоклиматических вариаций температуры, динамики подземных вод, присутствия циклов позднейшей тектоно-магматической активизации и механизма преобразования океанической коры в континентальную. Области мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации характеризуются современным проявлением вулканизма, многочисленными гидротермальными проявлениями с резко нестационарным режимом подкорового разогрева и значительной дифференциацией ТП.

Тепловой поток окраинных морей высокий ($80 \div 100$ мВт/м²) и имеет общую тенденцию – во впадинах он значительно выше, чем на поднятиях. Среднее значение ТП Японского моря составляет 93 мВт/м². Вся акватория характеризуется аномалиями ($100 \div 150$ мВт/м² в их центральных частях). В южной части Татарского пролива ТП превышает 100 мВт/м². Среднее значение ТП Охотского моря в центральной и южной частях составляет 85 мВт/м². Увеличены значения ТП во впадинах Дерюгина, ТИНРО, Курильской (87 и более 100 мВт/м²). Центральное-Охотское поднятие характеризуется как зона относительно пониженного ТП (60 мВт/м²). В районах Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов ТП понижен до $30 \div 40$ мВт/м². В районах вулканических дуг ТП повышается до $80 \div 120$ мВт/м², в зонах задугового спрединга (впадины Хонсю, Курильская) ТП достигает аномально высоких значений $140 \div 180$ мВт/м².

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведён анализ геодинамической обстановки и теплового поля региона. Проходящие по континенту границы представляют собой «веер», занимающий территорию до первых сотен километров. Рассмотрено положение границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит на северо-востоке России. Она простирается с севера на юго-восток России от побережья моря Лаптевых вдоль хребта Черского. Согласно сейсмологическим и результатам GPS измерений эта граница выделяется обстановкой современного сжатия (смещения до 5 мм/год). В южной части хребта Черского широким поясом проходит граница Северо-Американской и Охотоморской плит, смещения здесь носят преимущественно сдвиговый характер – до $3 \div 4$ мм/год. Землетрясения, зарегистрированные на границах литосферных плит, в основном, расположены в пределах земной коры, мощность которой достигает 40 км. Максимальная зарегистрированная магнитуда землетрясений в этих районах достигала 7.0

Тепловой поток областей взаимодействия литосферных плит заметно превышает фоновый окружающих территорий. Таким образом, области взаимодействия литосферных плит северо-востока Евразии характеризуются как высокой сейсмичностью, так и повышенными

значениями ТП. На границе взаимодействия Северо-Американской и Евразийской плит ТП составляет ($60 \div 70$ мВт/м²). Температуры на поверхности Мохоровичича (М) и глубины до кровли астеносферы в первую очередь зависят от величин ТП. Значения ТП и мощности литосферы связаны обратным соотношением. Зонами повышенных и высоких значений ТП характеризуются области с сокращенной мощностью литосферы и высокими температурами на поверхности М. Это может свидетельствовать о тепловой активности верхней мантии, термической деструкции земной коры и, отчасти, о ее теплоизолирующем эффекте. Мантийная составляющая ТП окраинных морей достигает $80 \div 90\%$ от общей величины, тогда как для областей континентального обрамления мантийный ТП не превышает $30 \div 40\%$. Локальные аномалии ТП, температуры, мощности литосферы в первые десятки километров в основном обусловлены нерегулярностью форм рельефа, контрастной теплопроводностью нижних слоев осадочного чехла относительно вмещающей толщи кристаллического фундамента, наличием источников дополнительного тепла. В этом случае амплитуда ТП в два – три раза превышает среднее для области значения, а источники этих аномалий располагаются на глубинах $10 \div 20$ км или менее. Температуры в источниках дополнительного тепла близки к температурам вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока <http://www.maps.nrcgit.ru/geoterm/>.
2. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / отв. ред. А.Н. Диденко. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. 662 с.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.
6. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьёв В.М. и др. Межплитные границы дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 4. С. 489-507.
7. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция северо-востока Азии. М.: Научный мир, 2000 г. 204 с.
8. Boucher C., Altamimi Z., Sillard P., Feissel-Vernier M.. The ITRF 2000 // IERS Technical Note. 2001. No 31. 270 p.
9. DeMets Charlees, Gordon Richard G. and Argus Donald F. Geologically current plate motions // Geophys J. Int. 2010. Vol. 181. P. 1-80.
10. Li Jianghai, Kroner Alfred, Xianglin Qian and Drien P.O. Tectonic Evolution of an Early Precambrian High-Pressure Granulite Belt in the North China Craton // Acta Geologica Sinica. 2000. Vol. 74, No 2. P. 246-258.
11. Word Date Center. <http://www.wdcb.ru/sep/data.html/>.
12. Zhai Yusheng, Deng Jun, Tang Zhong et al. Metallogenic systems on the paleocontinental margin of the North China craton // Acta Geologica Sinica. 2004. Vol. 78, No 2. P. 592-603.

УДК 551.24+552.3 (571.64)

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ОСТРОВА САХАЛИН И ДНА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЙ

В.М. Гранник

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
v.grannik@imgg.ru

В геологической структуре о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий выделяются два структурных этажа. Палеозойские, мезозойские и палеогеновые образования, слагающие фрагменты структурных элементов раннемеловой и поздне меловой-палеогеновой континентальных тихоокеанских окраин, были интенсивно дислоцированы в ларамийскую фазу сжатия (поздний мел-палеоген). Они образуют нижний структурный этаж. Ларамийские складчатые сооружения Сахалина, начиная с палеоцена подверглись деструкции. В результате был сформирован верхний структурный этаж, сложенный менее дислоцированными окраинно-морскими и континентальными палеоценовыми-четвертичными рифтовыми, синсдвиговыми и пострифтовыми угленосными и нефтегазоносными отложениями, а также сопряженными с рифтами и сдвигами вулканическими и интрузивными образованиями (рис. 1 – 3) [1].

В геологическом строении нижнего структурного этажа принимают участие Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, ограниченные с востока соответственно Центрально-Сахалинским и Охотоморским коллизионными швами субдукционных палеозон, блокированных соответственно в альб-сеноманское время Поронайским, а в поздне меловое-палеогеновое время – Охотморским микроконтинентами.

Западно-Сахалинская складчатая система включает Западно-Сахалинский террейн, сложенный меловыми отложениями преддугового прогиба и окраинного моря, и Ребун-Монеронский террейн, являющийся фрагментом раннемеловой Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинской ВОС (вулканической островной системы), сложенный переслаивающимися лавофирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями и аккрецированными океанскими и континентальными вулканогенно-осадочными и изверженными породами [2].

Центрально-Сахалинский коллизионный шов представлен зоной меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65 – 70 км, ограниченной глубинными разломами. В зоне меланжа присутствуют крупные блоки и террейны триасовых-раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных пород океанской плиты и более мелкие их фрагменты, перекрытые окраинно-морскими образованиями, сцементированные серпентинитовым меланжем и перетертыми обвальными-оползевыми отложениями. В строении коллизионного шва принимают участие также субдуцированные террейны палеозойско-мезозойской океанской плиты, установленные по геологическим и геофизическим данным [3].

Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов аккреционных призм, восточной зоны террейнов аккреционно-коллизионных комплексов, Северо-Набильского и Озерско-Свободненского террейнов Охотоморского коллизионного шва и террейна океанской плиты. Вальзинский, Гомонский, Набильский, Тонино-Анивский террейны Восточно-Сахалинского составного террейна западной зоны являются фрагментами средне меловых аккреционных призм когерентного и хаотического строения, перекрытых вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями с турбидитами, олистостромами и зонами серпентинитового меланжа. Вальзинский террейн является фрагментом интенсивно дислоцированной и метаморфизованной аккреционной призмы, покровно перекрывшим Поронайский микроконтинент. Он состоит из Абрамовского, Витницкого и Тундровского тектонических блоков или субтеррейнов, имеющих внутреннее чешуйчатое строение. Блоки сложены юрскими-поздне меловыми вулканогенными, карбонатными, кремнистыми и терригенными породами, метаморфизованными в

пренит-пумпелиитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях средних давлений. В основании тектонических пластин встречаются блоки пород, метаморфизованных в глаукофан-лавсонитовой фации высоких давлений. Гомонский террейн является фрагментом аккреционной призмы и глубоководного желоба, сложенным раннемеловыми и альб-сеноманскими кремнистыми, карбонатными, вулканогенными и терригенными отложениями и олистостромами, в том числе и меланжированными, которые перекрыты верхнемеловыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими отложениями. Набильский террейн является фрагментом аккреционной призмы преимущественно хаотического строения, сложенным юрскими-меловыми отложениями с преобладанием в составе брекчий, грейнитов и олистостром, перекрытыми позднемеловыми-палеогеновыми вулканогенно-осадочными окраинно-морскими образованиями. Тонино-Анивский террейн отделен от Озерско-Свободненского террейна субширотным ориентированным пакетом надвиговых пластин и покровов шириной 5 – 8 км (Вавайский меланж). Тонино-Анивский террейн включает юрско-раннемеловую кремнисто-вулканогенно-терригенную скальную толщу (900 – 950 м), апт-сеноманскую аккреционную призму, сложенную олистостромами, турбидитами и тектоническими меланжами с чешуйчато-надвиговыми дислокациям (утеснинская толща, более 1000 м), турон-маастрихтскую евстафиевскую свиту с пачками флишомидно переслаивающихся кемнисто-терригенных пород и флиша (2600 м). Охарактеризованные отложения перекрыты залегающей несогласно с размывом ниже-среднемиоценовой туфогенно-терригенной угленосной верхнедуйской свитой (450 м) [4–6]. Шмидтовский, Рымникский, Терпеньеvский террейны восточной зоны являются фрагментами позднемеловых-палеогеновых аккреционно-коллизионных комплексов, состоящих из серий надвиговых пластин, включающих фрагменты структурных элементов ранне-позднемеловой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужной системы и позднеюрской-раннемеловой Шельтингской энсиматической ВОД. Тюлений террейн установлен по данным драгирования и предположительно является фрагментом океанской плиты, перекрытым аккреционно-коллизионными комплексами [1].

Охотоморский коллизионный шов представлен довольно мощной (40 – 70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, сопоставляемой с океанской земной корой. Протягивается он вдоль восточной кромки Сахалина на расстояние более 1200 км. Охотоморский шов довольно отчетливо проявлен в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии, в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивностью до 2000 гамм. Детали строения и состава Охотоморского коллизионного шва можно уточнить на примере его фрагментов: Северо-Набильского и Озерско-Свободненского террейнов, которые в маастрихтское и палеогеновое время были перемещены в центральную часть о. Сахалин и на Тонино-Анивский п-ов, соответственно, а также офиолитового меланжа надвиговых пластин, обдуцированных в конце позднемелового-палеогеновое время на восточную часть п-ова Шмидта. Озерско-Свободненский террейн состоит из крупноблокового меланжа, включающего различно ориентированные блоки пермско-сеноманской океанской коры, кампан-раннеэоценовой аккреционной призмы, отложений позднемелового-палеоэоценового окраинного моря. Северо-Набильский террейн включает юрский-нижнемеловой вулканогенно-кремнистый океанский комплекс, перекрытый альб-сеноманскими кремнисто-терригенными и позднемеловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями (грейнитами, дресвяными брекчиями, олистостромами), осложненными Набильской зоной крупноблокового серпентинитового меланжа. Набильская зона серпентинитового меланжа (50 × 2 - 5 км) состоит из глыб и блоков (от первых метров до сотен метров в поперечнике) ультрабазитов, габброидов, амфиболитов, зеленых сланцев, родингитов, офикальцитов, листовитов, плагиогранитов, красных сургучных яшм, спилитов, туфов основного состава, известняков, граувакк, щелочных интрузивных и эффузивных пород. Цемент меланжа представлен апогарцбургитовыми серпентинитами. Аналогичный состав имеет Восточно-Шмидтовская зона крупноблокового офиолитового меланжа, которая, кроме того, включает фрагменты орлинской толщи и серии параллельных даек диабазов и плагиогранитов [7].

Предложенный петрохимический способ [8] позволил уточнить геодинамические обстановки формирования мезозойско-раннекайнозойских изверженных пород, установить магмогенерирующие тектоно-магматические структуры и уточнить геодинамические

обстановки формирования геологической структуры Сахалина и дна прилегающих акваторий. Было установлено, что в раннемеловое время, до начала заложения ранне-позднемеловой-палеогеновой континентальной окраины, на территории Сахалина и прилегающих акваторий образовался обширный Сахалинский окраинно-морский палеобассейн. Он представлял собой часть плиты Кула, отделенную от океана вместе со спрединговыми зонами и океанскими вулканическими островами Охотоморским микроконтинентом и юрско-меловой Шельтингской ВОД. В этом окраинно-морском палеобассейне примерно со второй половины раннемелового времени происходит интенсивное терригенное осадконакопление и одновременно продолжается формирование океанских изверженных пород в спрединговых зонах, на вулканических внутриплитных островах и в океанских окраинно-морских и островодужных обстановках [9]. Было показано также, что ранне-позднемеловая-палеогеновая сложная по строению Восточно-Сахалинская островодужная система состояла из тылового вулканоплутонического пояса, фронтальной вулканической островной дуги, преддугового и междугового прогибов, тыловой глубоководной впадины, Сахалинского окраинно-морского бассейна. Петрохимический состав изверженных пород структурных элементов этой системы свидетельствует о том, что она формировалась на гетерогенном фундаменте, включавшем блоки с континентальной и океанской земной корой [10]. Магматические комплексы складчатых систем Сахалина и дна прилегающих акваторий представлены океанскими, окраинно-морскими, островодужными и континентальными рифтовыми образованиями, офиолитами и гранитоидами [1–10].

Кайнозойские отложения верхнего структурного этажа занимают большую часть территории острова. Палеоцен-эоценовые отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, углистые аргиллиты, угли) накопились в субконтинентальных условиях и на подстилающих верхнемеловых отложениях залегают с небольшим стратиграфическим несогласием. Олигоценовые отложения (кремнисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, туффиты, туфы, эффузивы среднего и основного состава) накопились в результате общих погружений и обширных трансгрессий. Нижне-среднемиоценовые отложения (алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, угли и углистые аргиллиты) залегают согласно или с размывом на более древних породах. Накопились они главным образом в морских условиях, но среди них в отдельных местах присутствуют мелководно-морские, лагунно-баровые, и озерно-болотные отложения. Средне-верхнемиоценовые преимущественно морские по происхождению отложения содержат обилие кремнистого материала, имеют регрессивный тип строения и в отдельных местах содержат вулканические комплексы. Верхнемиоцен-плиоценовые тонкозернистые отложения открытого моря накопились большей частью в обстановке крупной трансгрессии. В верхней части разреза развиты прибрежные мелководно-морские и субконтинентальные отложения с большим количеством грубообломочного материала, накопившиеся в обстановке регрессии. В этой части разреза в отдельных районах присутствуют вулканические образования [1]. Магматические породы кайнозойских структурных элементов представлены интрузивными, субвулканическими и вулканическими континентальными рифтовыми и синсдвиговыми породами вулканоплутонических поясов и локальных вулканических зон.

Структурные элементы Сахалина и дна прилегающих акваторий сформировались в процессе развития раннемеловой, позднемеловой-палеогеновой и кайнозойской континентальных окраин, которое сопровождалось проявлением насубдукционного магматизма и субдукционного метаморфизма пород, формированием преддуговых прогибов и задуговых впадин, аккреционных призм и аккреционно-коллизионных комплексов, а в кайнозое, кроме того – деструкцией в задуговых областях континентальной земной коры, зарождением и развитием, рифтовых, синсдвиговых и пострифтовых осадочных бассейнов, рифтовых и синсдвиговых вулканоплутонических поясов и зон локального вулканизма. Все ранее образовавшиеся разрывные нарушения в этот период были трансформированы главным образом в правые сдвиги, взбросо-надвиги, сбросы и взбросы со сдвиговой компонентой, которые вызывали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложняли ларамийские структурные элементы. Проявление интенсивного сжатия в плиоцен-четвертичное время (сахалинская фаза сжатия) сформировало современную структуру о. Сахалин и дна прилегающих акваторий [1].

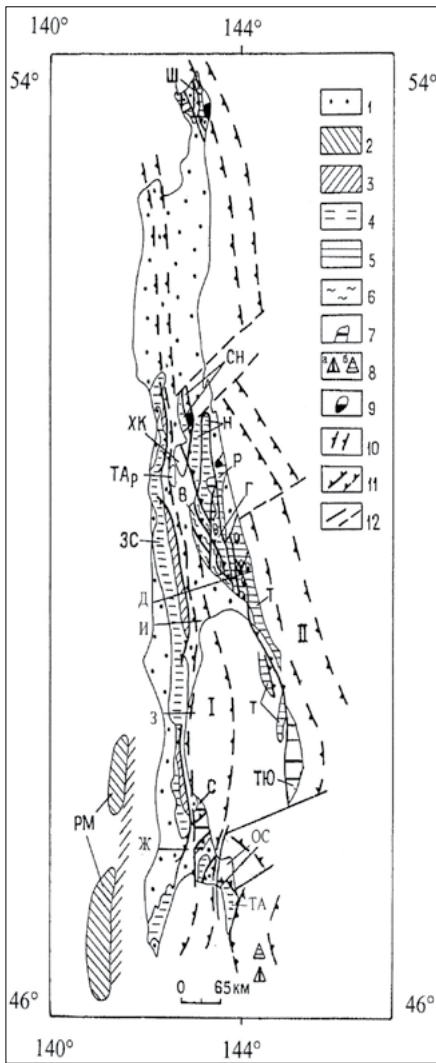


Рис. 1. Тектоническая схема острова Сахалин [1].

1 – кайнозойские отложения; 2-4 – образования Западно-Сахалинской складчатой системы: 2 – ребун-монеронские вулканогенно-осадочные раннемеловой Монероно-Самаргинской островной дуги, 3 – туфогенно-осадочные раннемелового Западно-Сахалинского преддугового прогиба, 4 – окраинно-морские вулканогенно-осадочные поздне мелового-палеогенового Сахалинского окраинного моря; 5-9 – образования Восточно-Сахалинской складчатой системы: 5 – среднемеловые аккреционные, перекрытые окраинно-морскими вулканогенно-осадочными ранне-поздне мелового-палеогенового Сахалинского окраинного моря, 6 – вулканогенно-осадочные ранне-поздне меловой Восточно-Сахалинской островодужной системы, 7 – океанские и окраинно-морские динамометаморфизованные юрско-раннемеловые и поздне меловые, слагающие чешучатонадвиговые пакеты и покровные пластины, 8 – зеленокаменно-измененные океанской плиты, перекрытые окраинно-морскими ранне-поздне меловыми-палеогеновыми, 9 – установленные по данным драгирования: а – океанские ранне-поздне меловые, б – островодужные ранне-поздне меловые-палеогеновые, 10 – останцов офиолитовых аллохтонов; 11 – субдукционные сuture: I – Центрально-Сахалинская, II – Охотоморская; 12 – достоверные и предполагаемые надвиги и взбросо-надвиги; 13 – достоверные и предполагаемые сбросы, сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. Буквами на схеме обозначены террейны: ЗС – Западно-Сахалинский; РМ – Ребун-Монеронский; ХК – Хановско-Красно-тымковский; ТАр – Таулан-Армуданский; С – Сусунайский; ТЮ – Тюлений; В, Г, Н, ТА – террейны среднемеловых аккреционных призм и глубоководных желобов Восточно-Сахалинского составного террейна, перекрытые окраинно-морскими образованиями: В – Вальзинский, Г – Гомонский, Н – Набильский, ТА – Тонино-Анивский; Ш, Р, Т – террейны поздне меловых-палеогеновых аккреционно-коллизонных комплексов: Ш – Шмидтовский, Р – Рымникский, Т – Терпеньевский; СН – Северо-Набильский, ОС – Озерско-Свободненский террейны Охотоморской субдукционной сuture, перемещенные по надвигам и сдвигам в центральную часть о-ва Сахалин.

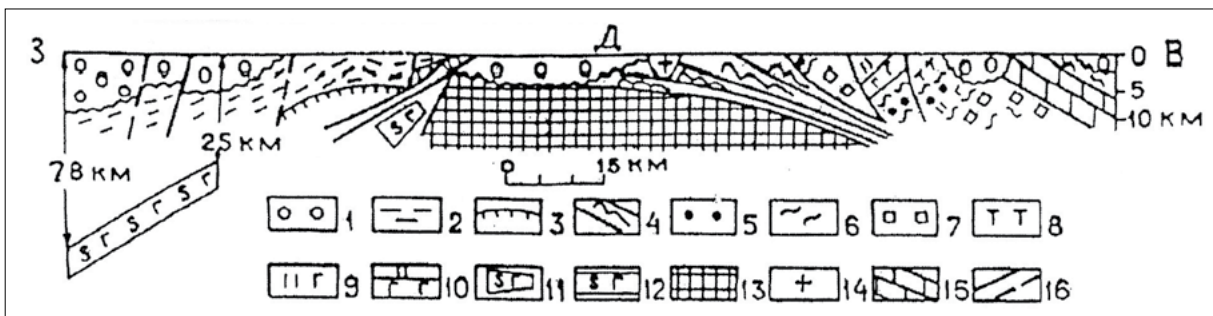


Рис. 2. Схематический геологический разрез через среднюю часть острова Сахалин [1].

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнемеловые отложения; 3 – альб-сеноманские отложения преддугового прогиба; 4-12 – мезозойские породы: 4 – метаморфические вальзинского террейна, 5 – песчаники и турбидиты, 6 – кремнисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, 7 – олистостромы, 8 – туфы, 9 – яшмы, кремнистые породы и базальты Сахалинского окраинного моря, 10 – то же юрско-раннемеловой океанской плиты, 11 – крупноблоковый меланж Центрально-Сахалинской субдукционной сuture с блоками (террейнами) триасово-раннемеловой океанской плиты, 12 – субдцированный террейн палеозойско-мезозойской океанской плиты (соответствует Красногорскому гравитационному максимуму); 13 – Поронайский микроконтинент; 14 – гранитоиды; 15 – покровно-надвиговые пластины, включающие пакеты юрско-раннемеловых и поздне меловых-палеогеновых пород, ослаженные чешуйчатыми надвигами, тектонические блоки и останцы офиолитовых аллохтонов; 16 – надвиги, сбросы, взбросы, сдвиги достоверные и предполагаемые. Расположение разреза см. на рис. 1

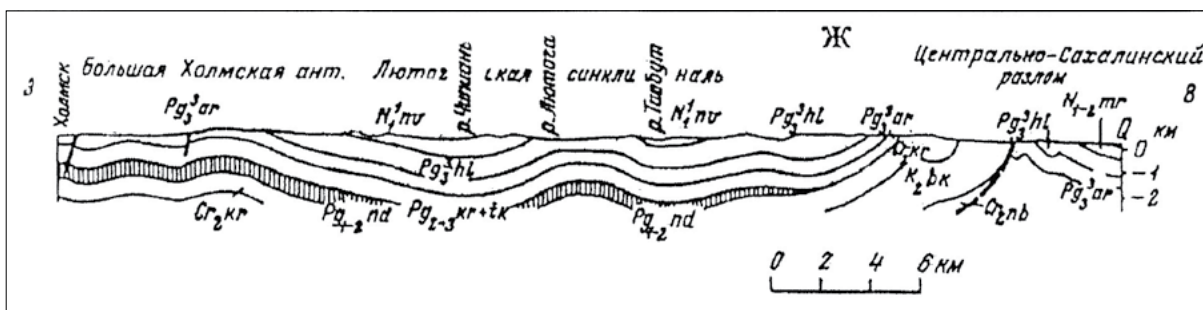


Рис. 3. Геологический разрез верхнемеловых и кайнозойских отложений Западно-Сахалинской складчатой системы в районе шоссе Южно-Сахалинск – Холмск.

Вертикальная штриховка на разрезе отложения нижнедуйской (снежинкинской) свиты (палеоцен-эоцен. Буквы на разрезе обозначают возраст отложений и названия свит: Q – четвертичные отложения; свиты: mg – маруямская, nv – невельская, hl – холмская, nd – нижнедуйская, kr+tk – краснопольская и такарадайская объединенные, Pg3 – невельская, холмская и аракайская свиты объединенные, kr – красноярковская, bk – быковская, nb – найбинская. Расположение разреза – на рис. 1.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
2. Гранник В.М. Изверженные породы острова Монерон (Татарский пролив) // ДАН. 2014. Т. 457, № 1. С. 64-68.
3. Гранник В.М. Изверженные породы Центрально-Сахалинского коллизионного шва (о. Сахалин) // ДАН. 2012. Т. 446, № 4. С. 423-426.
4. Гранник В.М. Изверженные породы аккреционных и аккреционно-коллизионных комплексов Тонино-Анивского полуострова (о. Сахалин) // ДАН. 2012. Т. 447, № 6. С. 648-652.
5. Гранник В.М. Изверженные породы Вальзинского террейна Восточно-Сахалинских гор (о. Сахалин) // ДАН. 2014. Т. 454, № 5. С. 556-560.
6. Гранник В.М. Изверженные породы Гомонского и Набильского террейнов Восточно-Сахалинских гор (о. Сахалин) // ДАН. 2014. Т. 454, № 6. С. 683-688.
7. Гранник В.М. Изверженные породы Охотоморского коллизионного шва (о. Сахалин) // ДАН. 2014. Т. 455, № 2. С. 179-183.
8. Гранник В.М., Левин Б.В. Петрохимический способ определения геодинамических обстановок формирования изверженных пород (на примере Шмидтовского террейна, о. Сахалин) // ДАН. 2011. Т. 441, № 4. С. 499-503.
9. Гранник В.М. Реконструкция Сахалинского окраинно-морского палеобассейна по геологическим и петрохимическим данным // ДАН. 2012. Т. 442, № 6. С. 784-788.
10. Гранник В.М. Восточно-Сахалинская островодужная система Охотоморского региона // Литосфера. 2013. № 1. С. 36-51.

УДК 51.7+551.2+316.4

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ, ВРЕМЕННЫХ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ (СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ВУЛКАНИЧЕСКОЙ) АКТИВНОСТИ

А.А. Долгая^{1,2}, А.В. Викулин¹, А.И. Герус^{1,3}

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН;

² Камчатский государственный технический университет;

³ Камчатский государственный университет им. В. Беринга;

г. Петропавловск-Камчатский, Россия

adolgaya@kscnet.ru

Геодинамическая активность планеты проявляется в основном в виде сейсмических и вулканических событий, происходящих в пределах наиболее активных регионов Земли: окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта. Важность изучения закономерностей сейсмического и вулканического процессов объясняется необходимостью понимать и в результате иметь возможность уменьшать трагические последствия от катастрофических землетрясений и извержений вулканов.

Проводимые авторами исследования основаны на комплексном подходе к изучению закономерностей планетарного геодинамического (сейсмического и вулканического) процесса. Информационной основой исследования является составленная и зарегистрированная авторами база [2], содержащая в едином формате данные о землетрясениях за последние 4.1 тыс. лет и извержениях вулканов за последние 12 тыс. лет.

Каждое событие в каталогах характеризуются следующими параметрами: дата события, время, координаты очага землетрясения или вулкана, глубина очага землетрясения (для вулканических извержений принята за ноль), энергетическая характеристика события. В качестве таковой для землетрясений используется магнитуда M ; для извержений – W (индекс вулканической активности), значениям которого $W = 1, 2, \dots, 5, 6, 7$ соответствуют объемы выброшенного материала $10^{-(4-5)}, 10^{-3}, \dots, 1, 10, 10^2$ км³.

Каталог землетрясений содержит данные о 16675 событиях, произошедших за последние 4,1 тыс. лет: все известные данные о землетрясениях за 2150 г. до н.э. – 1899 г. и данные о сильных с $M \geq 6$ землетрясениях за 1900 – 2013 гг. Каталог извержений включает данные о 617 вулканах мира, извергавшихся 6959 раз в последние 12 тыс. лет: 9650 г. до н.э. – 2013 г. Формат базы позволяет исследовать особенности распределений сейсмической и вулканической активности в рамках единых представлений с использованием известных и разработанных авторами новых методов.

Исследование сейсмичности и вулканизма наиболее геодинамически активных регионов планеты включает в себя изучение временных и пространственно-временных закономерностей распределений очагов землетрясений и извержений вулканов.

Исследование временных закономерностей сейсмической и вулканической активности проводилось авторами с помощью ряда методов. Для анализа временных рядов очагов землетрясений и извержений вулканов авторы применяли методы спектрального и спектрально-корреляционного анализа, а также разработанный авторами метод, основанный на построении «квазифазовых» плоскостей [9]. С помощью оригинальной информационно-вычислительной системы [6] анализировались каталоги сейсмических и вулканических событий как планеты в целом, так и наиболее геодинамически активных регионов планеты – окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского пояса и Срединно-Атлантического хребта. В ходе вычислительных экспериментов исследуемые исходные совокупности данных проверялись на устойчивость

выявляемых для них периодов путем изменения граничных условий формирования выборок (временных и энергетических диапазонов).

Для изучения временных (квазипериодических) закономерностей сейсмической активности авторами разработан новый подход, который расширяет известный метод «точечного» анализа распределения чисел землетрясений по временным интервалам между ними. Методика позволяет адаптировать метод построения фазовых плоскостей в механике к исследованию закономерностей геодинамического процесса (прежде всего, сейсмической и вулканической его составляющих). Наличие замкнутых вложенных друг в друга изолиний разных значений доверительной вероятности на таких плоскостях в соответствии с известными представлениями статистической физики определяют исследуемый региональный геодинамический процесс как периодический и/или квазипериодический. Для проведения вычислительных экспериментов по разработанной авторами методике была разработана специализированная информационно-вычислительная система [1]. В результате изучения временных закономерностей сейсмического и вулканического процессов с помощью указанных методов было установлено существование общего основного $T_0 \approx 250 \pm 30$ лет и кратных ему четных $T_1 \approx 2T_0 \approx 500 \pm 50$, $T_2 \approx 4T_0 \approx 1000 \pm 100$ и $T_3 \approx 8T_0 \approx 2000 \pm 200$ лет периодов [10]. По мнению авторов существование для обоих процессов таких периодов может являться основанием для рассмотрения сейсмического и вулканического процессов как составных частей единого волнового геодинамического процесса.

Для исследования пространственно-временных закономерностей геодинамического процесса авторами был разработан новый метод исследования миграции сейсмической и вулканической активности (метод ИМСИВА). Методика предполагает выполнение ряда этапов [1, 12]:

1. Формирование исходной выборки событий; определяются географический регион, временной интервал, энергетический диапазон.
2. Построение координатных линий, вдоль которых изучается миграция сейсмической и вулканической активности. Линии строятся путем интерполяции систем узловых точек, которые формируются по наиболее активным областям (наибольшим скоплениям событий) и потому, как правило, повторяют линии стыков тектонических плит.
3. Пересчет географических координат событий в расстояния вдоль этой линии.
4. Построение миграционных цепочек очагов землетрясений и извержений вулканов; алгоритм выделения миграционных цепочек сейсмических и вулканических событий в пределах каждой зоны сводится к следующему: для каждого i -го события каталога со временем t_i и координатой l_i искомое такое $i + 1$ -е событие, время и координата которого удовлетворяли условиям $t_{i+1} \geq t_i$, $l_{i+1} \geq l_i$.

В результате изучения пространственно-временных закономерностей (миграции) сейсмической и вулканической активности с помощью описанного подхода были получены следующие важные результаты:

1. Для наиболее тектонически активных поясов Земли показано, что миграция является неотъемлемым пространственно-временным свойством геодинамического процесса.
2. Установлено существование зависимостей между скоростями миграции очагов землетрясений и извержений вулканов (V) и их энергетическими характеристиками (M , W).

Графически полученные зависимости представлены на рис. 1.

Значения коэффициентов зависимостей, представленных на рис. 1, равны (1):

$$M \approx (7.6 \pm 1.0)LgV; \quad M \approx (6.7 \pm 0.5)LgV; \quad M \approx (-4.6 \pm 0.2)LgV \quad (1a, б, в)$$

$$W \approx (-3.1 \pm 0.6)LgV; \quad W \approx (-3.9 \pm 1.0)LgV; \quad W \approx (-0.8 \pm 0.2)LgV \quad (1г, д, е)$$

3. Показано, что параметр p , характеризующий наклон зависимостей $LgV(M)$ и $Lg(W)$, «чувствителен» к тектоническим обстановкам в поясах [12]: положителен для областей сжатия (1a, б) и отрицателен для областей растяжения (1 в-е).

4. Такой результат позволяет предположить, что миграционные сейсмический и вулканический процессы являются отражениями единого волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах активных поясов Земли.

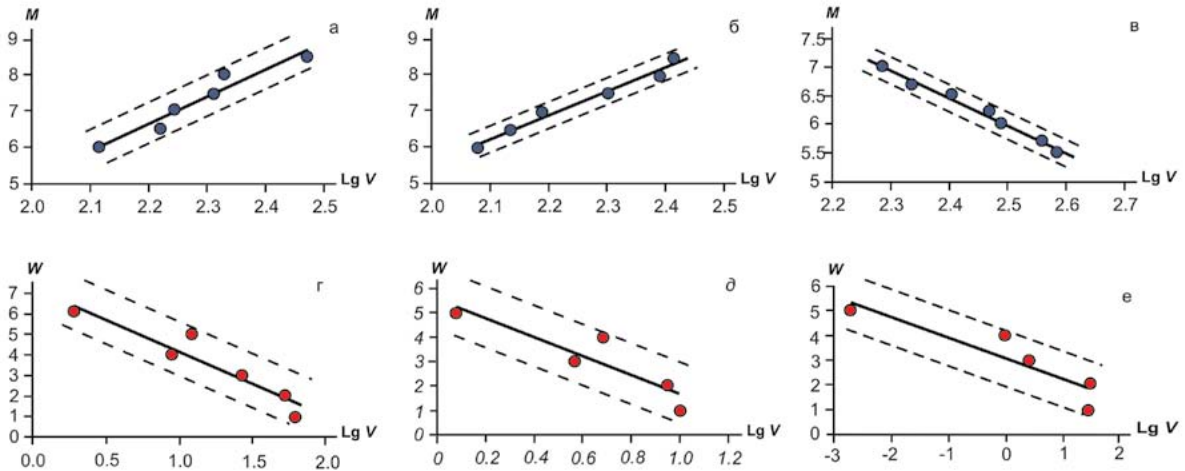


Рис. 1. Зависимости скоростей миграции V очагов землетрясений (а, б, в) и вулканических извержений (г, д, е) от энергетических характеристик событий M и W : а, г – для окраины Тихого океана; б, д – для Альпийско-Гималайского пояса; в, е – для Срединно-Атлантического хребта.

Обращают на себя внимание следующие особенности в распределении значений коэффициентов p в соотношениях (1 а-е). Сумма значений наклонов всех сейсмических (а-в) и вулканических (1 г-е) зависимостей с учетом точности их определения близка нулю:

$$\sum_{i=1}^3 p_{M,i} + \sum_{i=1}^3 p_{W,i} \pm 6\Delta p = 1.5(\pm 5.2) \approx 0, \quad (2)$$

при примерно равных по модулю средних «положительных» $p_+ = \{p_{M,2} > 0\}$ и «отрицательных» $p_- = \{p_{W,1,2,3,M1} < 0\}$ значениях наклонов:

$$p_+ = +14.4 \pm 2.9; p_- = -12.9 \pm 2.3; |p_+| \approx |p_-|. \quad (3)$$

Такое разбиение коэффициентов p на две примерно равнозначные совокупности p_+ и p_- , которые в сумме «компенсируют» друг друга (3), представляется неслучайным. Совокупность значений $p_{m,w}$ описывает закономерности разных процессов, протекающих в различных геодинамических обстановках. Тем самым, сейсмический и вулканический процессы (проявления единого геодинамического процесса) стремятся «скомпенсировать» друг друга.

5. Таким образом, анализ значений наклонов $LgV(M,W)$ показал, что параметр p можно рассматривать как аналог физической векторной сохраняющейся величины, которая, на наш взгляд, может соответствовать моменту импульса.

Для верификации полученных с помощью описанного метода результатов на основании списка сейсмических событий Срединно-Атлантического хребта было создано два искусственных каталога: в первом реальные даты событий были заменены аналогичной по параметрам случайной последовательностью чисел; во втором каталоге были сгенерированы случайные значения координат событий вдоль осевой линии.

Для обоих искусственных каталогов были получены цепочки миграции и построены итоговые графики зависимостей логарифма скорости от магнитуды. Полученные «искусственные» графики характеризуются низкими значениями коэффициента корреляции (порядка 0.1), то есть, фактически, в таких искусственных каталогах не существует зависимости скорости миграции событий от их магнитуды. Эти данные свидетельствуют о том, что выявленные с помощью метода ИМСиВА зависимости скорости миграции от энергетической характеристики (1) процесса являются не случайным явлением («артефактом»), а реальными характеристиками геодинамической активности планеты.

Для проверки положения о чувствительности параметра p к тектонической обстановке в регионе с помощью метода ИМСиВА был проанализированы данные об очагах землетрясений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В качестве информационной основы исследования был взят каталог землетрясений, произошедших вблизи озера Байкал в период с 1902 по 2013 годы

по данным Геологической службы США [11]. В выборку были включены события с магнитудой $4.0 \leq M \leq 7.4$ и глубиной гипоцентра $h \leq 100$ км. Размер выборки составил 406 событий.

С помощью созданной авторами информационно-вычислительной системы [1] исследовались совокупности событий в магнитудных интервалах $M_1 \geq 4$, $M_2 \geq 4.3$, $M_3 \geq 4.6$, $M_4 \geq 4.9$, $M_5 \geq 5.2$ и $M_6 \geq 5.5$. Для всех указанных диапазонов удалось выявить цепочки миграции очагов землетрясений [8].

Полученные данные, во-первых, подтверждают применимость разработанного авторами метода исследования миграции сейсмической активности для анализа совокупностей событий с различными энергетическими, пространственными и временными параметрами. Во-вторых, явно прослеживается зависимость между скоростными и энергетическими характеристиками сейсмической активности Байкальской рифтовой зоны – с увеличением магнитуды очагов землетрясений скорость их миграции уменьшается. По аналогии с проведенными ранее исследованиями было получено аналитическое выражение выявленной зависимости в виде уравнения: $M = (-2.8 \pm 0.46) \text{Lg}V + 8.9$.

Байкальская рифтовая зона является зоной преимущественного растяжения, следовательно, полученное значение коэффициента $p = -2.8 < 0$ подтверждает сформулированное авторами предположение о том, что коэффициент зависимости скорости миграции очагов землетрясений и извержений вулканов от их энергетической характеристики чувствителен к геодинамической обстановке в регионе: положителен для областей сжатия и отрицателен для областей растяжения. Необходимо отметить, что на характер параметра p не повлияли меньшие по сравнению с изученными ранее регионами значения магнитуд сейсмических событий и географический масштаб БРЗ.

Выявленные авторами временные и пространственно-временные закономерности сейсмического и вулканического процессов положены в основу феноменологической модели волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах наиболее активных регионов Земли. Построенная авторами модель описывается следующими положениями:

1. Геодинамический процесс является периодическим (квазипериодическим) с основным периодом $T_0 \approx 250$ лет.
2. Миграция является неотъемлемым свойством геодинамического процесса, протекающего в пределах наиболее тектонически активных регионов планеты.
3. Параметр p , характеризующий зависимости между скоростями миграции сейсмической и вулканической активности и их энергетическими характеристиками, чувствителен к геодинамической обстановке в регионе, имеет тенденцию сохраняться и может быть интерпретирован как аналог векторной сохраняющейся величины – момента импульса.

Описание выявленных волновых характеристик геодинамического процесса, протекающего в блоковой геосреде, как показано в работах [4, 5], следует проводить с использованием уравнения синус-Гордона и его модификаций [3, 4]. С учетом полученных данных уравнение движения, описывающее миграционный геодинамический процесс с векторным параметром p , можно записать в виде:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \text{sgn}(p) \sin \theta . \quad (4)$$

Наличие в модифицированной версии уравнения синус-Гордона функции знака введенного авторами параметра p как геодинамического аналога момента импульса позволяет для областей сжатия ($p > 0$) получать солитонные решения, характеризующиеся прямопропорциональной зависимостью между энергетическими и скоростными параметрами волнового геодинамического процесса (рис. 1 а-в). Для областей растяжения ($p < 0$) уравнение (4) должно иметь решения с обратнопропорциональным характером зависимостей между параметрами скорость-энергия (рис. 1 г-е).

Полученные данные позволяют по-новому подходить к исследованию закономерностей геодинамического процесса и в рамках концепции блокового строения геосреды строить модели, опирающиеся как на волновые представления о сейсмическом и вулканическом процессах, так и на законы сохранения энергии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17, № 3. С. 34-54.
2. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Каталог сейсмических и вулканических событий. База данных № гос. рег. 2014620569 от 17.04.2014.
3. Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н. Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычисл. технологии. 2000. Т. 5, № 1. С. 31-39.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно-иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 3. С. 67-84.
5. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.
6. Долгая А.А., Николаев А.Н. Информационно-вычислительная система «Квазипериодичность». Программа для ЭВМ № гос. рег. 2013661748 от 16.12.2013.
7. Долгая А.А., Анкваб А.А. Информационно-вычислительная система «Периодичность» // Программа для ЭВМ № гос. рег. 2013661747 от 16.12.2013.
8. Долгая А.А., Викулин А.В. Исследование пространственно-временных закономерностей сейсмичности Байкальской рифтовой зоны // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты: мат-лы XLVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2015. Т. 1. С. 130-133.
9. Долгая А.А., Викулин А.В. Квазипериодичность геодинамического процесса и законы сохранения // Академический журнал Западной Сибири. 2013. Том 9, № 6(49). С. 6-7.
10. Долгая А.А., Акманова Д.Р., Викулин А.В. О периодичности геодинамического процесса // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различия, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: мат-лы XLVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. Т. 1. С. 124-128.
11. Earthquake Hazards Program. United States Geological Survey. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
12. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A. et.al. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysic. 2012. Vol. 3, No 1. P. 1-18.

УДК 551.35:552.313 (265.53+265.54)

**ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИКА
ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ
ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ**

Т.А. Емельянова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
emelyanova@poi.dvo.ru

В Японском и Охотском морях установлены две крупные фазы тектономагматической активизации – позднемезозойско-раннекайнозойская и позднекайнозойская. Позднемезозойско-раннекайнозойские вулканы развиты в основном в Охотском море, где они подразделяются на ранне-, позднемеловые и эоценовые; в Японском море – на позднемеловые и палеоэоценовые [2]. Все породы характеризуются многими общими химическими чертами как друг с другом, так и с вулканидами Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов [4]. Они относятся к известково-щелочной серии активных континентальных окраин и являются производными субконтинентальной литосферной мантии – шпинелевых перидотитов надсубдукционного мантийного клина. Породы характеризуются Ta-Nb отрицательной аномалией и обогащены LILE и LREE, что указывает на изначальное обогащение источника в результате метасоматической проработки его водными флюидами. Среди позднемезозойско-раннекайнозойских вулканических пород выделяются эоценовые вулканы, которые демонстрируют и адакитоподобные свойства (Sr/Y – более 50). Это указывает на смену субдукционного (конвергентного) режима на окраине континента в позднем мелу на режим трансформной окраины (или скольжения плит) в эоцене. Этот режим проявился на окраине континента в конце мезозоя – маастрихт-дате и был спровоцирован столкновением Индийской плиты с Евразийским континентом [10]. В результате субдукционная пластина была разрушена и через субдукционные «окна» в литосферу стала проникать горячая астеносферная мантия океана, формирующая деплетированные базальтовые расплавы, которые смешивались с надсубдукционными известково-щелочными магмами. Но подобное проникновение невозможно без привноса дополнительного тепла, поскольку на западе Тихого океана литосфера достаточно мощная (около 100 км) [1]. Тепло обеспечивалось распространяющимися в сторону континента апофизами Тихоокеанского суперплюма, возраст которого совпадает с возрастом Тихого океана – 150 млн. лет [3, 8 и др.].

В позднемкайнозое выделяется три этапа вулканизма – позднеолигоцен-раннемиоценовый, миоцен-плиоценовый и плиоцен-плейстоценовый [2, 5]. Позднеолигоцен-раннемиоценовые вулканы развиты в основном в Японском море, но в последние годы были открыты на севере Курильской котловины. В Японском море этот этап вулканизма формирует две группы пород – известково-щелочные андезиты и кислые субщелочные вулканокластиты. Эти породы значительно друг от друга отличаются, но все же имеют одинаковые химические свойства – Ta-Nb отрицательную аномалию, свидетельствующую о субконтинентальном литосферном источнике. Известково-щелочные андезиты, развитые в основном на возвышенности Ямато, формировались в режиме трансформной окраины, но ассимиляция расплавами мощной континентальной коры в Японском море нивелировала адакитоподобные черты. Кислые субщелочные вулканокластиты южной части Японского моря сочетают в себе как известково-щелочные, так и внутриплитные свойства (WPB), что демонстрирует ряд диаграмм – $Zr/Nb-Y/Nb$, $Zr/Y-Ba/Y$, $Ti-V$, $Zr/Y-Nb/Y$. Некоторые образцы обладают почти одинаковыми значениями отношений $Nb-Ta$, близкими к хондритовым – 17.6, что характерно для закрытого нижнемантийного плюмового резервуара [9]. Это может служить одним из доказательств

наличия такого источника под южной частью Японского моря, через которую проходит граница апофизы Северо-Азиатского суперплюма, установленного рядом исследователей к западу от Японского моря [8, 13 и др.]. Тепло, исходящее от этого источника, поднималось вверх и способствовало плавлению литосферной мантии, а затем «выплавки» из него формировали гибридные расплавы, сочетающие известково-щелочные и внутриплитные свойства. Наиболее ярко плюмовый вулканизм, связанный с подъемом апофизы Северо-Азиатского суперплюма, будет проявлен на юге Японского моря в плиоцен – голоцене. Он выразится в формировании типичных для континентальных плюмов щелочных базальтоидов Цусимской котловины.

Миоцен-плиоценовые окраинноморские (ОМ) базальтоиды были установлены в 80-х гг. В.Т. Съединым [11]. Они слагают многочисленные вулканические постройки в котловинах Японского моря и являются производными нижнемантийного источника [6]. На это указывает спектр редких элементов на многокомпонентных диаграммах с Ta-Nb положительной аномалией, характерной для вулканитов OIB, а также концентрации изотопов Nd и Sr и значения La/Yb, La/Nb, Zr/Nb, Y/Nb, Nb/Y, Zr/Y и Ba/Y отношений. Породы обладают почти одинаковыми значениями Nb/Ta, что характерно, как было сказано выше, для закрытого нижнемантийного (плюмового) резервуара. В скважинах глубоководного бурения в Японском море предшественниками были обнаружены деплетированные вулканиты, близкие к N-MORB [12]. Они датированы концом раннего – началом среднего миоцена и сформировались в период максимального окраинноморского спрединга, спровоцированного столкновением двух апофиз Северо-Азиатского (континентального) и Тихоокеанского суперплюмов [7]. Максимальный разрыв субдукционной пластины и проникновение в субдукционные «окна» большого объема океанической астеносферы привело к смешению известково-щелочных и базальтовых расплавов и образованию самых деплетированных магм в Японском море. В последствии, в среднем – позднем миоцене, происходит максимальный подъем апофизы Тихоокеанского суперплюма к поверхности и формируются самые обогащенные магматические расплавы (OIB). Обогащенность обеспечивалась низкой степенью частичного плавления плюмового источника (0.1 ÷ 0.5%), в результате чего сначала выплавлялись легкоплавкие (Na и K) и несовместимые элементы – LILE, HFSE и LREE, а также частично элементы группы Fe (Ni, Cr, V, Co), которые в большинстве своем оставались в рестите. В будущем, когда начнется плавление рестита, в Японском море сформируется толеитовое основание, аналогичное основанию под океаническими островами.

В Охотском море плиоцен-плейстоценовый этап вулканизма проявлен в основном в южной части – Курильской котловине, а также на одноименной дуге и подводном хребте Витязя. Все породы относятся к известково-щелочной серии активных континентальных окраин и подразделяются на толеитовые, известково-щелочные и субщелочные разновидности. Все породы являются производными субконтинентальной литосферной мантии – шпинелевых перидотитов надсубдукционного мантийного клина, метасоматически проработанного водными флюидами, отделяющимися в процессе дегидратации осадков субдуктирующей океанической плиты. Это свидетельствует о возобновлении в плиоцен-плейстоцене субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. Необходимо отметить, что на юго-востоке Курильской котловины (хребте Гидрографов) обнаружены трахитоидные вулканические породы, по многим химическим чертам сходные с ОМ базальтоидами Японского моря. На это указывают классификационные и дискриминантные диаграммы, а также значения отношений многих несовместимых элементов. Все эти обстоятельства могут свидетельствовать о влиянии апофизы Тихоокеанского суперплюма на магмогенерацию и петрогенезис трахитоидных вулканитов и в сопредельной Японскому морю Курильской котловине.

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект №15-1-0060).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45-60.
2. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 1957-1973.
4. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.
5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Миоцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 58-69.
6. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 2. С. 63-72.
7. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм и происхождение Японского и Охотского морей как результат влияния Тихоокеанского суперплюма // ДАН. 2014. Т. 456, № 2. С. 181-183.
8. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // ДАН. 2011. Т. 437, № 1. С. 68-73.
9. Лазаренко В.Г. Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1240-1248.
10. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 13, № 1. С. 1-16.
11. Съедин В.Т. Формационно-геохимические типы кайнозойских базальтоидов Японского моря // ДАН. 1987. Т. 296, № 6. С. 1441-1446.
12. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33-56.
13. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Северо-Азиатский суперплюм и платиноносность юго-востока России // ДАН. 2011. Т. 436, № 3. С. 356-359.

УДК 551.24.01 (571.61/.64)

РАЗЛОМНЫЕ СИСТЕМЫ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

*Е.Г. Иволга, Ю.Ф. Манилов*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия
ymanilov@itig.as.khb.ru

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория включает прибрежную часть континента от Магадана до Владивостока, Охотоморский регион и северную часть Японского моря. В тектоническом отношении это область взаимодействия Евразийской, Амурской, Охотской, Тихоокеанской и Северо-Американской плит [10,12]. Центральное место занимает Охотская плита. Наиболее надежно картируется ее южная граница с Тихоокеанской плитой по Курило-Камчатскому сейсмическому поясу [3]. Северная граница с Северо-Американской и Евразийской плитами и восточная с Амурской, до сих пор являются предметом дискуссий, т.к. они не имеют четкого контроля гипоцентрами землетрясений. Исследования тектонического развития данного региона изложены в многочисленных работах, которые сопровождались составлением карт разрывной тектоники [1, 2, 4, 8, 11]. Материалы основываются на разных фактурной основе и тектонических подходах. Информация о разломной тектонике Охотоморского региона базируется на сейсмических данных при поисково-оценочных работах на нефть и профильных работах методом ГСЗ¹. Для построения карт дизъюнктивной тектоники на континенте преимущественно привлекалась гравиметрическая информация в сопоставлении с профильными данными по ГСЗ и МТЗ². В связи с тем, что созданные в недалеком прошлом тектонические карты континентальной части и морской акватории существенно отличаются как по уровню геолого-геофизической изученности, так и по степени учета геофизических материалов, при их создании требуется дополнительное изучение области сочленения континент – океан. Актуальной задачей при создании унифицированного представления границы континент – океан является всестороннее изучение дизъюнктивных систем этого региона.

Цель данных исследований – картирование и глубинный анализ основных дизъюнктивных систем региона на основе разносторонней интерпретации гравиметрической информации. В первую очередь ставилась задача – оценить возможность прослеживания континентальных нарушений в пределы морских акваторий и наоборот.

МЕТОДИКА

В качестве исходной информации выбрана карта гравитационного поля масштаба 1:5000000. Это обусловлено несколькими причинами. Во-первых, данная информация площадная, равномерно покрывающая всю территорию. Во-вторых, гравитационное поле отражает изменение физической среды на достаточно большую глубину. В-третьих, в гравитационном поле лучше всего отражается блоковая делимость литосферы, т.е. межблоковые границы контрастно проявлены. Исходя из гипотезы всеобщей относительной подвижности концентрических оболочек Земли, согласно которой «...каждая из оболочек составляет автономную динамическую систему...» [9], можно предположить, что структурный план на разных уровнях литосферы будет различаться. Следовательно, для более детального представления о строении и эволюции разрывных систем необходим разноуровневый анализ поля. Провести подобные исследования позволил комплекс спектрально-корреляционного анализа данных «Коскад – 3D» [7]. В процессе изучения выполнен вероятностно-статистический анализ поля, рассчитаны градиентные характеристики, проведено

¹ *глубинное сейсмическое зондирование;*

² *магнитотеллурическое зондирование.*

разложение поля на региональную и локальную составляющие по опробованной методике [5]. Посредством решения обратной задачи рассчитаны 3D-плотностные модели с различными исходными параметрами. Полученные модели позволяют изучить взаимодействие разрывных структур континента и океана. По результатам обработки рассчитанных 3D моделей построена серия карт дизъюнктивной тектоники, которая базируется на информации полученных из моделей плотностных разрезов, низкочастотных и высокочастотных характеристиках, на расчетах полного горизонтального градиента наблюдаемого поля. Для интерпретации полученных результатов использована информация по глубинным и разведочным сейсмическим профилям, данные МТЗ, специально составлена компилятивная тектоническая карта на рассматриваемую территорию на основе карт Богданова и Красного [1, 4] с упрощениями.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Структурная особенность низкочастотной составляющей поля, отражающей неоднородности поля на глубинах свыше 60 км, заключается в том, что для этого уровня преобладающим направлением разрывных структур является северо-восточное и меридиональное (рис.1А). Северо-восточное направление приурочено к широкой области перехода от низкоплотной к высокоплотной литосфере, а меридиональное – представляет собой относительно узкое внедрение низкоплотной литосферы по меридиану 142° (Сахалин – Хоккайдо). По уровню поля территория делится на два блока: северо-западный пониженной плотности и юго-восточный – повышенной. Граница проходит от 42° на западе до 50° с.ш. на востоке. На глубине 40 – 50 км северо-восточный разлом (продолжение Пограничного) срезает меридиональный, разворачивая его северную часть на северо-запад. На уровне 30 – 35 км четко оформляется структура, простирающаяся от Курил до Джугджура, а на более высоком уровне уже в коре в пределы Алданской плиты. В эту структуру входит большая часть Сахалина (от залива Анива на север) и прибрежная часть Сихотэ-Алиня. В дальнейшем происходит формирование серии оперяющихся северо-восточных систем, которые в свою очередь делят тело самой плиты на блоки. На этом уровне обособляется Восточно-Сихотэ-Алинский блок, в связи с которым формируется север-северо-восточная система нарушений. На глубине 10 – 15 км на севере вдоль Охотского побережья начинает проявляться субширотная система разломов. На глубине 5 – 7 км четко выделяется северо-восточная Шантарская система разломов, связанная, вероятно, с молодым кайнозойским рифтогенезом. На этом уровне зарождается запад-северо-западная система нарушений, простирающаяся от Камчатки до Алданского щита.

Погоризонтное рассмотрение структурных планов указанной территории на основе низкочастотных аномалий показало, что на самых глубинных горизонтах доминируют меридиональная и северо-восточная системы разрывных структур, которые на более высоких горизонтах трансформируются в северо-западную, а на самых высоких горизонтах и запад-северо-западную системы.

В поле высокочастотной составляющей указанные дизъюнктивные системы проявляются более густой сетью нарушений (рис. 1Б). Преобладающим направлением разрывных структур этой части территории в океане – северо-западное, разделенных на блоки северо-восточными разломами. Фоном на континенте и в океане является субширотная система нарушений. Северо-западная часть Охотского моря в интенсивности поля выражена как единая структура, в пределах которой выделяются положительные и отрицательные гравитационные аномалии с некоторым понижением интенсивности с запада на восток. Это указывает на то, что для этой территории в целом, вероятно, характерна континентальная литосфера.

Отрицательные локальные аномалии здесь отражают конструктивные процессы в литосфере (Становой, Баджальский, Сихотэ-Алинский, Южно-Сахалинский, Камчатский минимум), связанные с орогенезом или внутриплитным интрузивным магматизмом. Положительные аномалии отражают деструктивные процессы в литосфере (Алданский, Шантарский, Средне-Амурский, Дерюгинский, Шелехова-Тинро). Указанная выше граница раздела четко фиксируется в дисперсии поля, и делится на две области – с высокой на юге и низкой на севере дисперсией. Соответственно субширотная система сформировалась позже уже в пределах этого блока.

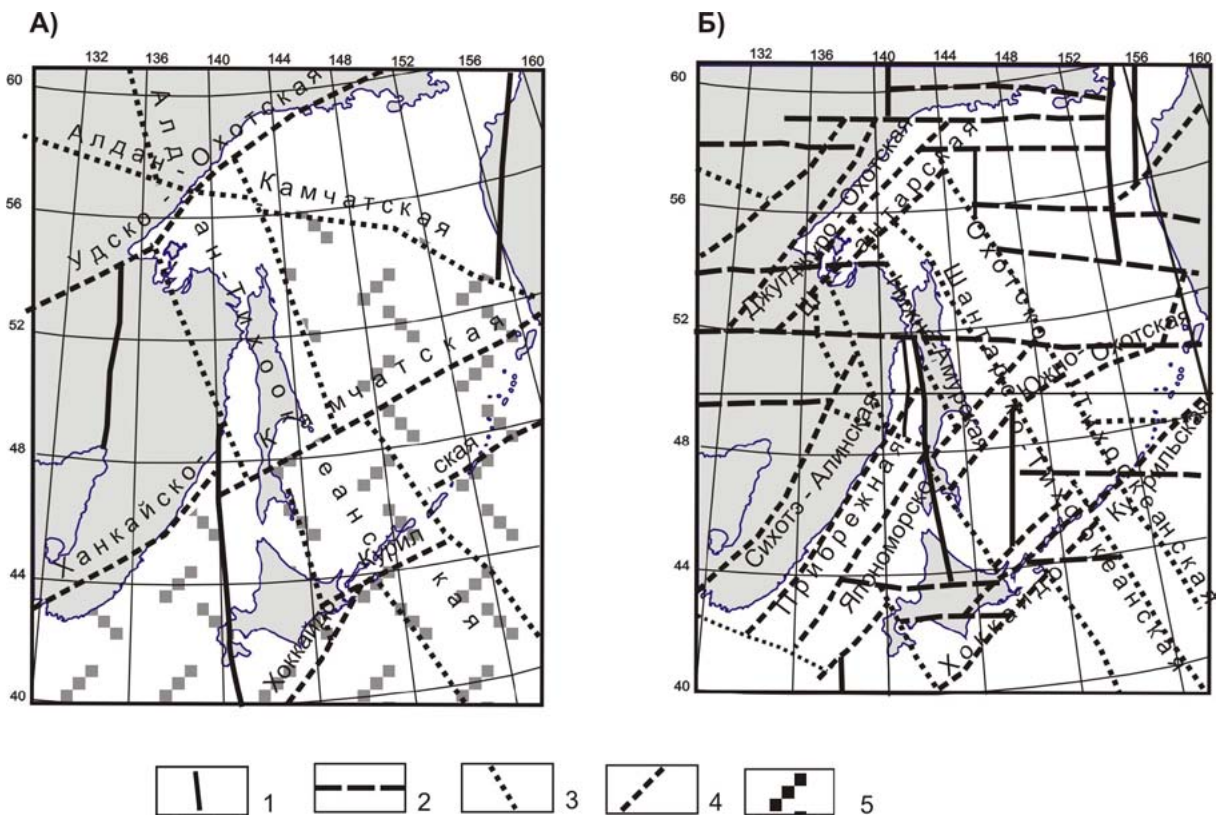


Рис. 1. Проявленность разрывной тектоники в разночастотных аномалиях гравитационного поля на уровне 60 км: А) в низкочастотных аномалиях; Б) в высокочастотных аномалиях. Системы разрывных нарушений разных направлений: 1 – меридиональные; 2 – широтные; 3 – северо-западные; 4 – северо-восточные; 5 - предполагаемая область океанической литосферы.

От острова Хоккайдо до 52°с.ш. Северного Сахалина вдоль Западно-Сахалинского поднятия проходит меридиональная система разрывных нарушений. Она разделяет Сихотэ-Алинскую север-северо-восточную орогенную систему от северо-западной Охотской, являясь своеобразной шовной структурой [2, 3]. Это узкая зона пониженной дисперсии, которая характеризуется в асимметрии и эксцессе линейными максимумами. По восточному побережью Сахалина от п-ова Шмидта по 142-му меридиану до о-ва Хоккайдо протягивается зона повышенной дисперсии, что вероятно может быть обусловлено проявлением магматизма и высокой тектонической расслоенностью, в частности, во впадине Дерюгина.

Погоризонтное рассмотрение структурных планов на основе высокочастотных аномалий показывает, что на более глубоких горизонтах лучше проявлена ортогональная система нарушений, а к поверхности все большее значение приобретает диагональная. Причем, если широтная является фоном для всей территории, то меридиональная имеет более локальную проявленность: в пределах морской акватории – это хоккайдо-сахалинское, камчатско-магаданское направления, а на континенте – южно-верхоянское. Для диагональной системы северо-восточные направления преобладают на более глубоких горизонтах, а чем ближе к поверхности тем большее значение приобретает северо-западное.

Геодинамика. Совместный анализ палеодинамических построений [12] с результатами настоящих исследований показывает, что картируемые системы тектонических нарушений являются долгоживущими, развивались, преимущественно, на границах тектонических плит как современных, так и палеоплит. Наиболее значительная из рассмотренных дизъюнктивных систем Хоккайдо-Сахалинская существовала с позднего триаса и являлась, по-видимому, границей между океанической плитой Фараллон, Сино-Корейской и Сибирской плитами. В мелу эта система разделяла плиты Изанаги и Азиатскую, в палеоцене и миоцене это граница между Охотской и Азиатской плитами. В миоцене, когда образовался единый Евразийский материк,

включающий и Охотскую плиту, по этой системе произошли левосторонние сдвиги, повлекшие за собой формирование в оперяющих разломах впадин северо-восточного направления (Японской и Курильской).

Северо-западные нарушения активно проявились в нижней юре, вначале как спрединговая зона плиты Фараллон, затем с верхнего мела как граница плит Изанаги и Охотоморской. Впоследствии, вдоль последней произошли правосдвиговые перемещения. Следующая активизация северо-западных дизъюнктивов происходила в миоцене в связи с субдукцией Тихоокеанской плиты под Евразийскую и Северо-Американскую.

Возраст заложения северо-восточных дизъюнктивов преимущественно мезозойский, что соответствует последней крупной перестройке континентальных тектонических структур. По мере объединения малых континентальных плит в единую Евразийскую, их морфология все более усложнялась и вышла за пределы современного континента в акватории Японского и Охотского морей.

Первый этап образования субширотных нарушений на континенте, вероятно, связан с формированием Монголо-Охотской сутуры. В более позднее время развивающийся континентальный рифтогенез обусловил широтное движение блоков Евразийской литосферной плиты к океану. В свою очередь движение крупных блоков литосферы способствовало созданию общего тренда разрывных структур широтного направления.

В миоцене вдоль границы взаимодействия Амурской (Евразийской) и Охотоморской (Северо-Американской) плит формируется меридиональная Хоккайдо-Сахалинская аккреция. По мере становления единой плиты меридиональная система нарушений затухает, и на передний план по значимости выдвигаются объекты северо-восточного направления, которые в связи с орогенными континентальными процессами развиваются уже в едином Амурско-Охотоморском литосферном блоке. Южная граница этого блока проходит по Хоккайдо-Курильской разломной системе. Последующее движение Тихоокеанской океанической плиты на северо-запад привело к дальнейшей деструкции южной окраины этого единого литосферного блока. Граница деструкции контролируется линией глубокофокусных землетрясений и четко фиксируется элементами гравитационного поля. Дальнейшее движение Тихоокеанской плиты спровоцировало продолжение северо-западной системы нарушений на континенте на севере, захватывая весь Средний и Северный Сахалин и уходя в пределы Алдано-Станового щита. Дальнейшее формирование Удско-Охотской рифтогенной системы приводит к тому, что видимая связь между океаническими и континентальными структурами теряется. Деструктивные процессы в плиоцене привели к формированию меридиональной Хоккайдо-Сахалинской рифтогенной системы, которая проходит вдоль Западно-Сахалинского поднятия от острова Хоккайдо до 52° с.ш. на северном Сахалине. Рифтогенная система отделяет Сихотэ-Алинский север-северо-восточный ороген от северо-западного Охотского, являясь своеобразным швом [2], который разделяет Япономорскую и Охотоморскую части азиатской окраины Тихого океана. По меридиану 148° в.д. наблюдается выступ литосферы повышенной плотности, который может интерпретироваться как фронт максимального продвижения Тихоокеанской плиты под Охотоморскую. На континенте с процессами деструкции связано формирование вулcano-плутонических поясов (ВПП) и кольцевых структур [6], контролируемых мантийными диапирами линейного или очагового типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н.А. и др. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М., 2000. 193 с
2. Гранник В.М. Сопоставление структурных элементов Сахалина и Хоккайдо // ДАН. 2005. Т. 400, № 5. С. 654-659.
3. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2002. 98 с.
4. Красный Л.И. и др. Объяснительная записка к геологической карте Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Санкт-Петербург – Благовещенск – Харбин, 1999. 135 с.
5. Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера. 2014. № 2. С. 144-151.
6. Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения юго-восточной части Аргуно-Мамынского массива (по геофизическим данным) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 6. С. 39-48.
7. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие. 2-е издание. М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114 с.
8. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
9. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // ДАН. 1989. Т. 308, № 6. С. 1437-1440.
10. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
11. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
12. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. Vol. 5-6. P. 121-142.

УДК 550.82+571.642

О СКВАЖИННЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

П.А. Каменев, Л.М. Богомолов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
p.kamenev@imgg.ru

ВВЕДЕНИЕ

Активизация ряда государств, в том числе и России, в освоении арктических шельфовых месторождений продиктована истощением месторождений на суше. Освоение этих месторождений сдерживается высокой стоимостью проектов, технической сложностью их реализации, экологическими требованиями и отсутствием инфраструктуры. Между тем в России имеется передовой опыт освоения шельфа в субарктических условиях на севере острова Сахалин. Сахалинская нефтегазоносная область (СНГО) является одной из старейших нефтегазоносных областей России. Разработка месторождений ведется здесь с 1918 года. Однако в столь активно развивающейся нефтегазоносной области проблема аномально высоких давлений (АВПД) до сих пор является малоизученной. Уже по теории образования АВПД на территории СНГО присутствуют такие геологические признаки АВПД, как молодое осадконакопление, высокая тектоническая активность, грязевой вулканизм. Существует большое количество работ, посвященных проблеме АВПД Сахалина. Однако, несмотря на интенсивное освоение месторождений, степень изученности вопроса АВПД для этого региона остается недостаточной. Исследователи условно выделяют Северо-Сахалинскую и Южно-Сахалинскую зоны АВПД. В частности, в работе [4] оценка АВПД месторождений северного Сахалина проведена на основе данных 18 скважин, сделано предположение о возможном конседиментационном генезисе АВПД и указаны методики прогноза АВПД для данной зоны. В работе [5] были выделены зоны АВПД в Северо-Сахалинской нефтегазоносной области по материалам ГИС (электрометрия и ультразвуковой метод) по двум площадям Паромайской антиклинальной зоны – Горомайской и Паромайской. В работе [9] на карте нефтегазоносных районов месторождения северного Сахалина отмечены как месторождения со сверхвысокими пластовыми давлениями, но их характеристики не даются. Б.Л. Александров в своей работе [1] выделил Южно-Сахалинскую зону АВПД, но карты или характеристики этой зоны отсутствуют. В работе [3] выделены две зоны АВПД Сахалина: на юге острова вдоль восточного крыла Центрально-Сахалинского глубинного разлома (площади Владимирская, Бачинская и др.), на севере вдоль Северо-Сахалинского глубинного разлома (площади Паромай, Пильгун и др.). Протяженность зоны АВПД на юге острова равна 60 км, и она включает все площади глубокого бурения вдоль восточного крыла разлома. На севере острова АВПД отмечены только в пределах пяти площадей, хотя зона глубинного разлома изучена бурением на значительно большей длине. Таким образом, район с активным освоением нефтегазовых месторождений при наличии зон АВПД остается недостаточно изученным, не существует каких-либо точных карт распределения АВПД и АНПД (аномально низкие пластовые давления) Сахалина, выделены лишь отдельные зоны с огромными площадями. При этом у большинства специалистов, работающих на месторождениях Сахалина, бытует мнение о том, что АВПД на Сахалине нет. С точки зрения техногенных чрезвычайных ситуаций, случай проявления неконтролируемого АВПД является наиболее опасным, поскольку представляет непосредственную угрозу для жизни людей. Кроме того, крайне высок риск значительного экологического ущерба или катастрофы, что и имело место в Мексиканском заливе [14]. В арктических условиях морского шельфа сложность предотвращения или ликвидации подобного инцидента многократно увеличивается [13, 15]. В истории сахалинского бурения также имели место случаи газонефтеводопроявлений, например,

при разбуривании Анивского газового месторождения полностью сторел буровой станок. Летом 2013 года случай газопроявлений имел место на Кирином месторождении проекта «Сахалин 3». Оценка значений и вариаций пластовых давлений также важна при эксплуатации нефтегазовых месторождений и связанных с ней истощения, наведенной сейсмичности и деформационных процессов района разработки.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

При выборе исходных данных предпочтение отдавалось разведочным скважинам, на которых проводился наиболее полный комплекс геологических и геофизических методов исследования скважин. Таким образом, были отобраны Полярнинское нефтяное месторождение, расположенное на севере о. Сахалин, и Анивское газовое месторождение, расположенное в южной части о. Сахалин (рис. 1).

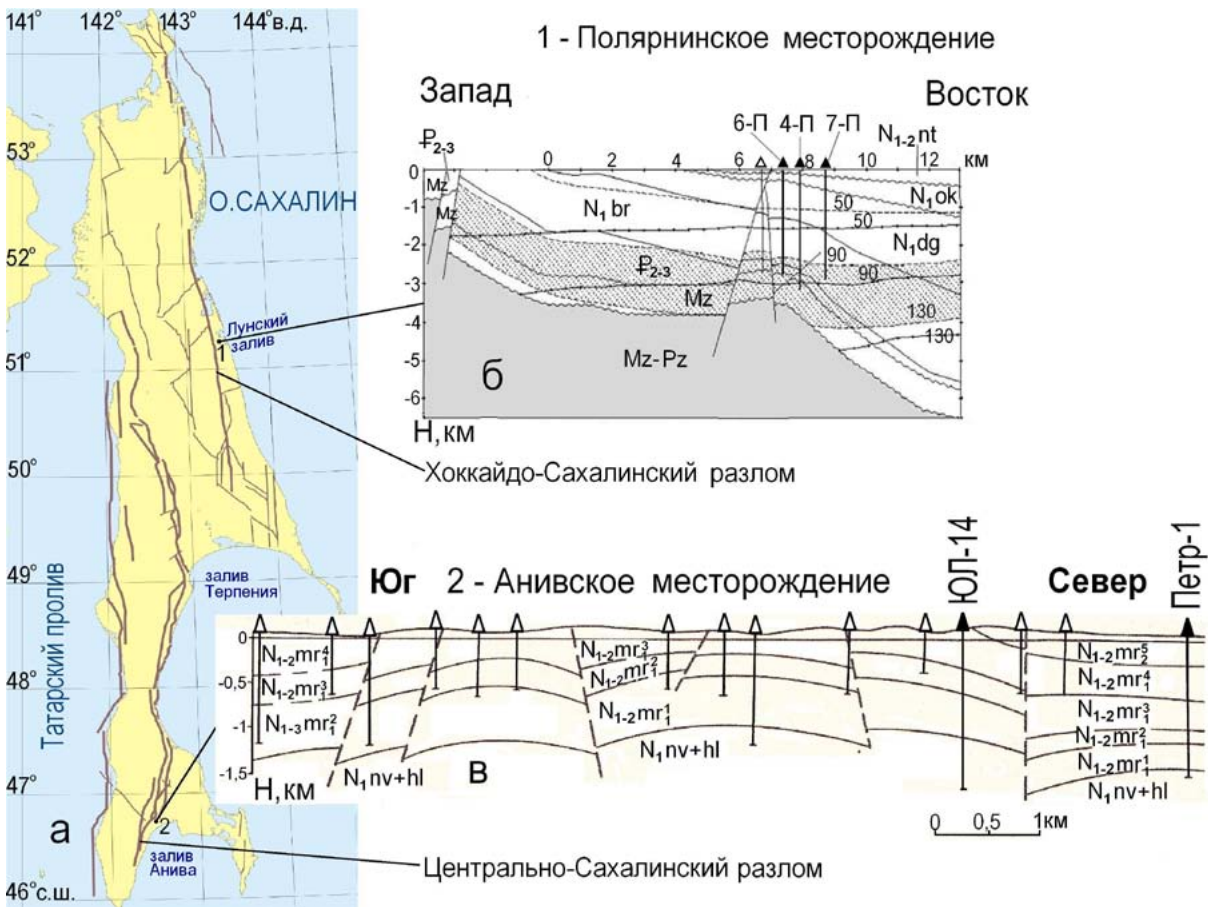


Рис. 1. Расположение Полярнинского нефтяного и Анивского газового месторождений (а) и основных разломов на территории о. Сахалин, согласно [8]; б – субширотный геологический разрез Полярнинского месторождения, проходящий вблизи скважин 4-П, 6-П и 7-П; в – субмеридиональный разрез вблизи скважин ЮЛ-14, Петр-1 Анивского месторождения.

Полярнинское нефтяное месторождение приурочено к отложениям нижнего миоцена. На этом месторождении имеется сеть вертикальных скважин с глубиной более 3000 м. В данной работе используются данные скважин 4-П с глубиной 3126 м, 6-П с глубиной 2806 м и 7-П с глубиной 2938 м. Анивское газовое месторождение расположено в 4 км к западу от г. Анива. Месторождение приурочено к верхнемиоцен-плиоценовым отложениям. В работе использованы материалы скважины Южно-Луговская-14 с глубиной 1539 м и Петропавловская-1 с глубиной 1485 м. Для оценок пластовых давлений по данным исследования скважин, использовалась формула Терцаги, по которой пластовое давление P выражается как разность между литостатическим давлением σ_3 и эффективным напряжением в твердом скелете $\sigma_{эф}$:

$$P = \sigma_3 - \sigma_{эф}. \quad (1)$$

Для оценки изменения литостатического давления с глубиной, h , существует ряд подходов. Один из них использует эмпирическую формулу из работы [11]:

$$\sigma_3 = 0,85 + 2,6 \cdot 10^{-5} h - 2 \cdot 10^{-9} h^2 + 6,6 \cdot 10^{-14} h^3 - 6 \cdot 10^{-19} h^4. \quad (2)$$

Сравнение расчетных значений литостатики, полученных по формуле (2), со значениями, рассчитанными на основе данных плотностей в работе [6], показывает удовлетворительное согласие и возможность применения формулы (2) для расчета плотностей нефтегазовых месторождений севера и юга Сахалина. Расчет эффективного напряжения $\sigma_{эф}$ «в матрице» можно произвести по аппроксимационной формуле из работы [10], которая связывает относительное значение $\sigma_{эф}$ с раскрытием пор, проявляющимся через измеряемое электросопротивлением обводненных пород (суть закон Арчи):

$$\sigma_{эф} = \sigma_{max} [1 - (R_w / R_{sh})^{1/m}]^{7,5}, \quad (3)$$

где: σ_{max} – максимальное напряжение матрицы, R_w – сопротивление воды в глинистых сланцах, R_{sh} – сопротивление глинистых сланцев, m – экспонента пористости в формуле Арчи (была принята равной двум). После того как независимыми методами определены значения литостатического давления и $\sigma_{эф}$, по формуле Терцаги (1) можно найти пластовые давления. Полученные зависимости литостатического и пластового давления от глубины представлены на рисунке 2.

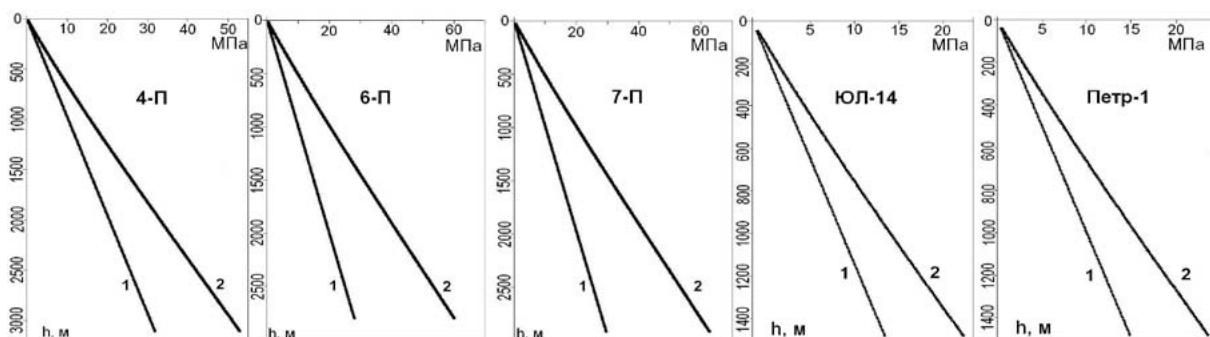


Рис. 2. Распределение пластового 1 и геостатического 2 давления для различных глубин скважин Полярнинского месторождения 4-П, 6-П, 7-П и скважин Анивского месторождения ЮЛ-14 и Петр-1.

На рисунке 2 видна линейность зависимости от глубины как литостатического, так и пластового давлений. Существенных отклонений от нормальных давлений, зон аномально высоких или аномально низких пластовых давлений не наблюдается. Таким образом, полученные данные отражают взгляды на природу АВПД Сахалина, которая выражена в современных тектонических процессах, проявляющихся в активной сейсмичности, грязевом вулканизме, движениях блоков земной коры различных масштабов. Одна часть месторождений Сахалина может иметь нормальные пластовые давления, другие же могут иметь повышенные давления, причем даже на небольших глубинах, что подтверждается в работе [5]. По результатам [5] большинство месторождений северного Сахалина имеют давления, близкие к нормальному гидростатическому давлению.

К сожалению, геофизические методы исследования скважин не гарантируют успех при оценке стабильности скважины, поскольку при бурении скважин зачастую осложнения стабильности стенок возникают в зонах разломов с естественной трещиноватостью, при приближении к зонам АВПД. Именно трещиноватость, степень ее развития, и будет определять в конечном итоге механические свойства горных пород в этом интервале, а, следовательно, и стабильность стенок скважины. В этом случае может быть полезно исследование морфологии обвальской породы. В случае разбухания месторождений с АВПД наличие обвальской породы может являться дополнительным индикатором приближения к зоне аномального пластового давления. Поэтому изучение и систематизация морфологии обвальской породы является важной задачей для обеспечения безопасности бурения и как следствие экологической безопасности

региона. Среди обвальной породы в основном выделяют три морфологических типа: угловатый, пластинчатый, блочный, осколочный (рис. 3).



Рис. 3. Типы обвальной породы: а – угловатый, б – пластинчатый, в – осколочный, г – блочный.

Угловатый тип обвальной породы формирует сдвиговый тип обрушения. Главные характеристики этого типа обвальной породы: а) грани недавно созданы поверхностями разрыва; б) грани не параллельные; в) грани могут быть плоскоизогнутыми; г) обрушения происходят в двух областях скважины, угол между которыми 180° .

Пластинчатый тип обвальной породы представлен в виде фрагментов ранее существовавших зон трещиноватости. К главным характеристикам этого типа обвальной породы относятся: а) одна или более параллельных плоскостей; б) поверхности относительно гладкие и плоские; в) обрушение инициируется на верхней части скважины, когда скважина практически параллельна направлению трещиноватости или напластованию пород.

Блочный тип обвальной породы схож с пластинчатым. Он также проявлен фрагментами ранее существовавших зон трещиноватости. Степень разрушения пород этого морфотипа меняется со временем при длительной экспозиции буровым раствором зон трещиноватости вдоль разломов или соляных куполов.

Осколочный тип обвальной породы образуется в результате воздействия растягивающих напряжений. Главные характеристики этого типа обвальной породы: а) поверхности имеют перьевую структуру, указывающую на растягивающий тип обрушения; б) типичная литология: плохо проницаемые глинистые сланцы; в) обрушение может произойти по всей окружности скважины; в) часто возникает при чрезмерной скорости бурения через плохо проницаемые глинистые сланцы. Осколочный тип указывает на возможное наличие зоны АВПД.

Часто бывает, что присутствуют сразу несколько морфологических типов обвальной породы. В этом случае необходимо определить, какой морфологический тип является доминирующим, и провести соответствующие меры по предотвращению дальнейшего ухудшения стабильности стенок скважины [7].

Для месторождений севера Сахалина наиболее характерны угловатый, пластинчатый и блочный типы обвальной породы. Угловатый тип образуется под воздействием доминирующего горизонтального напряжения, что подтверждается данными четыреххрычажного каверномера в работе [2]. Пластинчатый и блочный тип пород встречаются в областях разломов и интервалах естественной трещиноватости [12].

ВЫВОДЫ

Наличие на территории СНГО зон АВПД создает значительные техногенные и экологические риски, связанные с разработкой месторождений. Эти риски могут быть снижены путем более детального исследования зон аномальных давлений. Совместное использование данных каротажа, морфологии обвальных пород, позволяет выработать комплекс мер, направленных на предотвращение аварийности при бурении скважин. Такая комплексная интерпретация данных геофизических методов исследования скважин, геомеханики и геологии позволяет существенно снизить риски при разработке и эксплуатации месторождений со сложными геологическими условиями. Данные каротажа и морфологии обвальных пород также могут быть полезны для понимания локальной геодинамики [7]. Описанные морфологические типы обвальной породы могут использоваться для оперативного предотвращения аварийных ситуаций, связанных с нестабильностью стенок скважин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Б.Л. Аномально высокие пластовые давления в нефтегазоносных бассейнах. М.: Недра, 1987. 216 с.
2. Али А.Х., Марти Ш., Еса Р. и др. Передовой метод гидравлического разрыва пласта с использованием геомеханического моделирования и механики пород – технически интегрированный подход // Нефтегазовое обозрение. Осень 2002. С. 75-83.
3. Аникиев К.А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л.: Недра, 1971. 168 с.
4. Белонин М.Д., Славин В.И., Чилингар Д.В. Аномально высокие пластовые давления. Происхождение, прогноз, проблемы освоения залежей углеводородов. СПб.: Недра, 2005. 324 с.
5. Добрынин В.М., Серебряков В.А. Геолого-геофизические методы прогнозирования аномальных пластовых давлений. М.: Недра, 1991. 288 с.
6. Каменев П.А. Оценка плотностей осадочных пород по данным акустического каротажа с использованием эмпирических соотношений на примере Сахалина // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. 23. С. 69-78.
7. Каменев П.А., Богомолов Л.М. Комплексное исследование напряжений на основе данных каротажа и бурения на примере Сахалина // НТВ Каротажник. 2013. № 228. С. 13-23.
8. Рождественский В.С., Сапрыгин С.М. О гидротермальных проявлениях о. Сахалин, связанных с грязевым вулканизмом и газонефтеносностью // Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974. 227 с.
9. Сапрыгин С.М. Тектоническая флюидодинамика. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное изд-во, 1997. 80 с.
10. Bryant T.M. A Dual Shale Pore Pressure Detection Technique // Paper SPE 18714 presented at the SPE/IADC Drilling Conference held in New Orleans. USA. 28 March 1989.
11. Bell L.N. Pressures and Fracture Gradient. New York: Scientific Publishing Company, 1969. 319 p.
12. Mohammed N., Chernov M., Mañalac-Trøan E., et al. Focussed Risk-Management Brings a Step-Change Improvement in Drilling Performance at Sakhalin's Odoptu ERD Development // Paper SPE 102818 presented at the SPE Russian Oil and Gas Technical Conference and Exhibition. Moscow. Russia. 3-6 October 2006.
13. Oien K., Nielsen L. Proactive Resilience Based Indicators: The Case of the Deepwater Horizon Accident // International Conference on Health, Safety and Environment in Oil and Gas Exploration and Production. 11-13 September 2012. Perth. Australia. DOI: <http://dx.doi.org/10.2118/156771-MS>.
14. Sutton I.S. Summarizing the Deepwater Horizon/Macondo Reports // Offshore Technology Conference. Houston. USA. 6-9 May 2013. DOI: <http://dx.doi.org/10.4043/24027-MS>.
15. Willemse C.A. et al. Analysis of the Deepwater Horizon Accident In Relation to Arctic Waters // The Twenty-first International Offshore and Polar Engineering Conference. Maui. Hawaii. USA. 19-24 June 2013.

УДК 528.8: 551.466

АНАЛИЗ GNSS ИЗМЕРЕНИЙ

А.Г. Коломиец^{1,2}¹Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, Россия;²Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
kolm@iam.dvo.ru

Современные программы обработки GNSS наблюдений позволяют обрабатывать накопленные на одних и тех же пунктах данные для различных научно-практических задач: определения скоростей пунктов в глобальной системе координат ITRF; построение полей скоростей пунктов относительно определенных участков поверхности Земли (литосферных плит); определения косейсмических смещений земной коры вызванных землетрясениями; слежения за деформациями земной коры; определения изменения расстояния между пунктами в плане и по высоте. На рис. 1, как пример, представлен график изменения высоты в метрах между двумя пунктами по геодинамической сети за четыре года наблюдений.

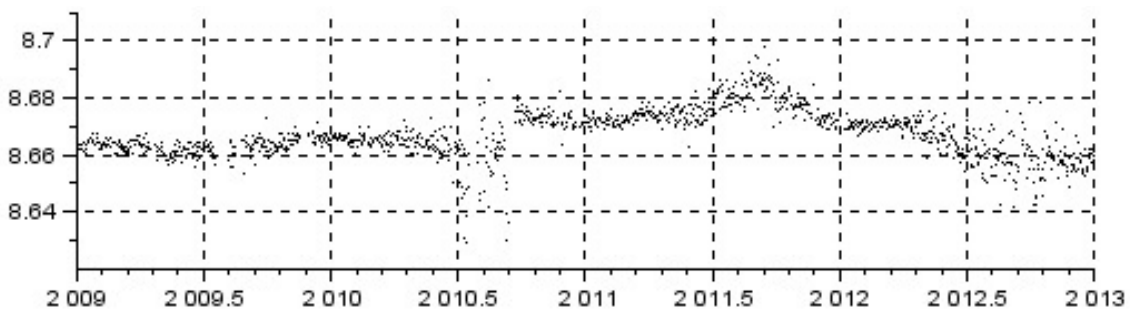


Рис. 1. Изменение высоты между двумя пунктами геодинамической сети.

Очевидно, что вариация численных значений высоты вызваны изменением напряженно-деформационного состояние земной коры между пунктами за период наблюдений. При этом методы анализа таких рядов развиты слабо. В основном используется аппарат математической статистики, что исключает возможность исследовать физико-механические свойства земной коры.

Предлагается использовать теорию дифференциальных и интегральных уравнений для разработки методов анализа рядов GNSS наблюдений.

Работа выполнена при поддержке Дальневосточного федерального университета, проект № 14-08-01-05_м.

УДК 550.34:622:553.411 (571.61/64)

СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗОЛОТОРУДНЫХ РАЙОНОВ ПРИАМУРЬЯ И ПРОБЛЕМА СТРОИТЕЛЬСТВА ГОКов

М.И. Копылов

ОАО «Дальгеофизика», г. Хабаровск, Россия
kopylov@geophv.ru

В соответствии с Картой общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97) Объединённого института физики Земли им. О.Ю.Шмидта [4] большая часть территории юга Хабаровского края, Еврейской автономной области (ЕАО) относится к семибалльной и восьмибалльной зонам с вероятностью превышения расчётной сейсмической интенсивности в течение 50 лет – $P = 0.1$ (10%), что соответствует периоду повторяемости указанной интенсивности в пределах зоны – $T = 500$ лет. Также высокая сейсмоактивность сохраняется в районе выхода на российскую территорию разрывных структур, относящихся к системе сейсмически активного линеамента Танчен – Луцзян (Танлу) Северо-Восточного Китая. Зона Танлу проходит по территории юга Хабаровского края в районе Помпеевского хребта (ЕАО) с разворотом в направлении на восток, где она проявилась катастрофическим землетрясением на севере Сахалина в районе г. Нефтегорск. Другие две малые сейсмические ветви ответвляются от зоны Танлу и направляются по горным хребтам Туран и Буреинский на север. Турано-Буреинская ветвь проходит по Тастахскому, Куканскому глубинным разломам несколько восточнее рудного поля месторождения Нони. Сейсмическая активность этой ветви значительно ниже самой зоны Танлу, которая характеризуется весьма высокой магнитудой землетрясений 5.8 – 7.8, несущих катастрофические разрушения в центральной части Китая.

В 90-е годы прошлого века силами Геофизической экспедиции и ИТиГ ДВО РАН проводились глубинные исследования и мониторинг с целью получения новой информации для прогнозирования очагов землетрясений в пределах юга Хабаровского края и ЕАО. По результатам этих работ и анализа других источников установлено, что известные сильные ($K > 10$) землетрясения в основном тяготеют к северным ветвям известной сейсмической зоны Танлу, Становой, Турано-Буреинской, Янкано-Тугуриингро-Джагдинской сейсмоактивным зонам [2]. В соответствии со схемой эпицентров землетрясений, отражающей данные инструментальных наблюдений с 1865 по 2002 годы, южная часть территории Хабаровского края не может быть отнесена к категории сейсмически благополучных. Регион характеризуется высоким уровнем фоновой сейсмичности, что свидетельствует об активном протекании геодинамических процессов в земной коре и мантии. Это подтверждается широким развитием зон инверсии скоростей сейсмических волн и многочисленными дислокационными структурами в недрах региона.

Самое сильное землетрясение в Турано-Буреинском районе произошло 23 декабря 1914 года. Параметры его определены по совместной интерпретации макросейсмических и инструментальных данных [5]. Это землетрясение ощущалось с силой 5 баллов в Николаевскена-Амуре. В Турано-Буреинском районе можно выделить следующие эпицентральные поля: Помпеевско-Мало-Хинганское, Турано-Буреинское, Буреино-Баджалское, Куканско-Мяочанское, Тайкано-Омельдинское и Николаевское. Наиболее активное в настоящее время Помпеевско-Мало-Хинганское эпицентрального поле расположено в юго-восточной части рассматриваемой территории. Параметры происшедшего здесь 4 октября 1888 года землетрясения, определённые по макросейсмическим данным, отвечают $M = 5.0$. Интенсивность в эпицентре землетрясения, расположенном непосредственно в пределах Помпеевского хребта, составляла 7 баллов. Примерно здесь же 21 июня 1963 года были зарегистрированы подземные толчки магнитудой 5.5. Следует отметить, что 9 апреля 1956 года в пределах хребта Малый

Хинган произошло землетрясение $M = 5.0$. Сильное землетрясение $M = 5.2$ здесь же было зарегистрировано 3 октября 1907 года. Его расчётная интенсивность в эпицентре составляла 6 – 7 баллов. Близкое по времени Баджальское землетрясение 29 августа 1970 года ощущалось с максимальной силой 6 – 7 баллов и охватило площадь около 800 кв.км.

Карта сейсмической активности А (А10) для рассматриваемой территории построена с точностью определения А10 для различных участков способом установленного качества, при котором точность и детальность карты взаимоувязываются через плотность эпицентров землетрясений. Площадки осреднения для расчетов сейсмической активности имели вытянутую форму. А их размеры были пропорциональны средним размерам сейсмоактивных структур. Сейсмическая активность района золоторудных районов Тырминский, Туранский, Хинганский, Березитовый, Кировский, Гонжинский, Октябрьский и другие невысокая (0.02 - 0.01). На юге Хабаровского края вообще не известны землетрясения с $K > 14$. В то же время сейсмогеологическими исследованиями обнаружены в Баджало-Буреинском поднятии палеосейсодислокации, которые могли быть образованы землетрясениями с $K = 15$. Об этом свидетельствуют и данные о повторяемости землетрясений в пределах Турано-Буреинской сейсмоактивной зоны (табл. 1.). Одна из наиболее важных характеристик сейсмического режима является их повторяемость. В.П. Солоненко для Приамурья и отдельно для Турано-Буреинского района приводит следующую повторяемость.

Таблица 1. Повторяемость землетрясений по значениям графиков Y с $K = 8 - 11$ для Приамурья и с $K = 8 - 13$ для отдельных его районов

Год	Вся территория	Янкан-Тугурингро-Джагдинский	Турано-Буреинский	Становой
1975	0.64±0.07	0.36±0.07	–	–
1976	0.31±0.04	0.36±0.07	–	0.36±0.04
1977	0.58±0.05	0.32±0.05	0.42±0.08	0.33±0.08
1978	0.53±0.02	0.33±0.07	0.26±0.08	0.37±0.02
1979	0.51±0.04	0.43±0.03	0.30±0.01	0.32±0.08
1980	0.46±0.03	0.38±0.07	0.38±0.04	0.45±0.08
1981	0.66±0.01	0.65±0.08	0.60±0.07	0.73±0.08
1982	0.41±0.02	0.34±0.08	0.40±0.04	0.48±0.05
1983	0.65±0.06	0.36±0.07	0.47±0.08	–
Ср. год.	0.40±0.05	0.40±0.05	0.46±0.03	0.49±0.07

Наиболее надежно график повторяемости построен для Становой области, так как здесь произошло наибольшее количество землетрясений. Согласно данным в приведенной таблице 1, для всей территории Приамурья и отдельных районов отмечаются флуктуации Y годовых значений от средних графиков повторяемости землетрясений. По имеющимся данным средняя повторяемость землетрясений для БАМ с $K = 14$ происходит с периодом 5 лет, с $K = 15$ вероятны в среднем 20 лет; частота повторяемости землетрясений с $K = 16$ оценивается в 50 лет. Сильнейшие землетрясения (с макросейсмическими эффектом в 10 баллов и более) с $K > 17$, вероятно, могут происходить раз в 150 – 200 лет [5].

Непосредственно из сейсмических наблюдений в пределах изучаемой площади трудно определить величину K_{max} ввиду редких событий, близких к максимально возможному. Основным приближением к ним являются наблюдаемые наиболее сильные землетрясения. Однако максимально возможное землетрясение может оказаться больше последнего. Поэтому для их определения принимают дополнительные косвенные факторы (сейсмологические, геолого-геофизические, геодезические и петрофизические), связанные с условиями в областях подготовки и возникновения землетрясений. Корреляционная методика расчета K_{max} для исследуемой территории была использована В.П. Солоненко при этом главным критерием была принята зависимость между сейсмической активностью А и на основании этого была построена карта максимально возможных землетрясений.

По приведенным расчетам в пределах площади золоторудных районов Тырминский, Туранский, Хинганский, Березитовый, Кировский, Гонжинский, Октябрьский и за их пределами возможных сильных землетрясений $K_{\max} > 13$ на ближайший период не предвидится, не исключаются максимально возможные при $K_{\max} < 12$. Сравнительно малый срок наблюдений по отношению к среднему периоду повторяемости землетрясений не позволяет с большой степени вероятности сделать заключение о предельном энергетическом классе землетрясений по исследуемой территории.

Итак, установлено, что на территории Приамурья происходили землетрясения с $M = 6 \pm 0.5$, но не ясно, с развитием каких структурных элементов они связаны и каков верхний предел и силы. Это обусловлено прежде всего тем, что статистика сейсмологических данных крайне ограничена, а известные сейсмические события лишь ориентировочно указывают на то, что их максимум находится на уровне $M = 6$.

Сведения о неотектонике Приамурья носят в основном обзорный характер. Выделение неотектонических структур базируется на различных в общей направленности и интенсивности новейших тектонических движений с учетом геолого-геофизических данных, характера выраженности в рельефе и палеографии. О динамике новейших структур можно судить по характеру тектонических движений. Их анализ позволяет характеризовать в динамическом аспекте основные единицы на уровне Приамурья. По данным морфометрического анализа рельефа, рисунка гидросети, положения водоразделов и их взаимоотношений, а также инструментальных геодезических данных по вертикальным движениям была построена карта современных вертикальных движений [3].

На территории Приамурья, расположенной в области новейшего горообразования, выделяется Буреинская зона, которая включает ряд поднятий, геоморфологически выраженных системой горных хребтов, главными из них являются Буреинский, Турана, Куканский, Верхнетырменский. В целом зона вытянута в меридиональном направлении и характеризуется высокими амплитудами новейших движений. Туранское поднятие выражено в рельефе одноименным хребтом и его отрогами. В большинстве случаев здесь наблюдаются эрозионно-тектонические уступы высотой 300 – 400 м, отвечающие северо-восточным и субмеридиональным неотектоническим разломам. Верхнетырменское поднятие располагается в верховье р. Тирма и выражено в рельефе южными отрогами Буреинского хребта. С юга и севера оно ограничено дугообразными разломами и имеет в плане овальную форму. Внутренняя структура определяется преимущественно северо-восточными и северо-западными разломами.

Куканское поднятие выделяется в междуречье Кура и Урми, в целом имеет округлую форму, хорошо подчеркнута Урмийской долиной-грабенем с запада и дугообразными тектоническими уступами со стороны Средне-Амурской впадины. Наиболее приподнята его осевая часть, где амплитуда неотектонических движений достигает 700 м. Основное структурообразующее значение имеют северо-восточные разломы и несколько подчиненное – северо-западное.

Инструментальных данных по современным движениям еще мало и исследуемая площадь охвачена незначительным числом повторных наблюдений нивелирования. Линия Челпачи-Селемджинск пересекает с юга на север Туранское глыбовое поднятие. По этому поднятию наблюдается чрезвычайно дифференцированное распределение скоростей знакопеременных современных движений. Их различия на отдельных участках достигают 15 – 40 мм/год, хотя для поднятия в целом преобладают положительные значения в среднем 6 – 10 мм/год. По-видимому, сложный характер движений в туранском поднятии обусловлен блоковыми подвижками на фоне общего воздымания, при этом в последнее вовлекается прилегающий к нему участок Зейско-Буреинской впадины.

Сейсмический мониторинг юга Хабаровского края проводился совместными усилиями ОАО «Дальгеофизика» и ИТиГ ДВО РАН. Мониторинг решал три задачи: 1) исследования пространственно-временных вариаций сейсмичности; 2) выделения зон повышенной сейсмичности (сейсмогенных зон); 3) получения данных о временных скоростных параметрах литосферы. В комплекс мониторинговых исследований были включены и изучения физико-

механических свойств горных пород юга Хабаровского края. Мониторинг выполнялся двумя сейсмическими методами: 1) инструментальными сейсмологическими (ИСН), включающими регистрацию, с последующей определением эпицентров и энергетического класса, местных (эпицентрального расстояния $\Delta < 200$ км) и части близких землетрясений с Δ до 400 – 600 км; 2) долговременными наблюдениями методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) с определением по кратным отраженным волнам землетрясений относительных вариаций скорости продольных волн δV_p , для нижней части земной коры и верхней мантии.

Наблюдения осуществлялись с использованием аппаратных комплексов «Черепаша». Сеть наблюдений состояла из трех станций с пунктами наблюдений Семисточный, Воскресеновка, Догордон. Для оцифровки, визуализации, обработки и интерпретации данных использовался пакет программ МОВЗБОЛ, первоначально разработанный для МОВЗ, а затем адаптированный и для использования при проведении ИСН. Для уменьшения неидентичности сейсмических каналов сейсмограммы при необходимости корректировались программным способом при обработке, с использованием записей импульсной калибровки [2].

Пространственно-временной анализ локализации сейсмичности осуществлялся с использованием карт эпицентров, построенных, в основном, по каталогам землетрясений зарегистрированных при мониторинге, а для части микроземлетрясений и всех слабых землетрясений по каталогу Сахалинской опытно-методической сейсмологической партии ГС РАН, а более сильных землетрясений – по данным ГС РАН.

График количества микроземлетрясений, построенный для области надежной регистрации, имеет вид характерный для сейсмических среднесрочных предвестников, связанных с процессами локализации сейсмичности. Для них типична реализация сильного землетрясения через некоторый интервал времени после спада числа более слабых событий. То есть область наблюдений близка по своему характеру проявления сейсмоактивности к чувствительным зонам, обнаруженным в разных регионах, в том числе и в Северо-Восточном Китае [2]. В частности возможно сейсмическое событие значительной магнитуды к югу и к западу от Хабаровска. Хотя не исключено, что проявление роевой сейсмичности может снимать уровень напряжения в узле пересечения зон, не доводя ситуацию до реализации сильного землетрясения. В любом случае расширение сейсмической сети в районе Хабаровска, способной вести слежение за землетрясениями, начиная с магнитуды $M \geq 1$, позволит не только уточнить сейсмическое районирование территории, но и обеспечить прогноз развития сейсмической активности на юге Хабаровского края, в Еврейской автономной области и севере Приморского края. Золоторудные районы месторождения Покровка, Пионер, Боркулиган, Кировское и ряд других по данным сейсмического мониторинга характеризуется низкой сейсмической активностью.

Наиболее заметные изменения напряженно-деформированного состояния наблюдались в объемах геологической среды с относительно высокой пустотностью (пористостью и трещиноватостью). Трещиноватость характеризуется такими параметрами как плотность трещин, степень их раскрытия, насыщенность флюидами, заполненность газообразной и жидкой фазой. Все эти факторы оказывают существенное влияние на скорость распространения сейсмических волн. Нельзя не учитывать также влияние метаморфической дегидратации пород средней и нижней коры, сопровождающейся образованием пористости. Изменения напряженно-деформированного состояния среды на больших глубинах можно фиксировать сейсмическими методами, т.к. скорость сейсмических волн зависит от напряжений [1].

Контроль напряженно-деформированного состояния среды осуществляется долговременными геодезическими измерениями, наблюдениями временных вариаций времен пробега или скоростей сейсмических волн от искусственных (взрывы, пневмоизлучатели, вибраторы) и естественных (землетрясения) источников. Для исследования деформационных процессов на глубинах, превышающих 10 км, наиболее экономическими и экологически чистыми являются методы, использующие волны от землетрясений, например, метод обменных волн землетрясений (МОВЗ). Применение МОВЗ позволило зафиксировать изменение во времени границ обмена на сейсмических разрезах различных регионов и качественно объяснить это прохождением деформационных волн. Однако количественные оценки вариаций объемной деформации при этом не проводились, что, по-видимому, было связано с существенными ограничениями

определения временных вариаций скорости обменных волн. Хотя, кроме обменных волн, в МОВЗ успешно используются и кратно-отраженные продольные волны от землетрясений [2].

На схеме эпицентров юга Хабаровского края, построенной по данным проведенных мониторинговых сейсмических наблюдений с использованием каталога землетрясений, интенсивными очагами отмечается Туранская сейсмоактивная зона. Пространственно очаги землетрясений совмещаются с известными зонами глубинных разломов. Интенсивность очагов землетрясений Туранской сейсмоактивной зоны увеличивается с юга на север. Район месторождения Нони, Тирма располагается на юге этой сейсмической зоны, где сейсмическая активность довольно высока. Большинство гипоцентров землетрясений формируются в пределах 5, реже 10 и в отдельных случаях 20 км. Интенсивность землетрясений характеризуются энергетическим классом $K = 8 - 10$, редко $K = 10 - 12$.

Наибольшее количество землетрясений сосредоточены на горизонтальных границах, расположенных на глубине 5 км. Пространственно они отвечают в большей степени блокам с горизонтальными размерами 5000 кв. км. Вероятно, эти блоки обладают оптимальными резонансными свойствами, которые реагируют с наибольшей чувствительностью на происходящие в земной коре геодинамические явления. Блоки, представленные вулканическими образованиями мелового возраста, имеющие изометричные формы и обладающие наиболее высокой гетерогенностью по физическим свойствам, геофизическим полям и вещественному составу, на карте очагов землетрясений чаще всего занимают площадь со слабой сейсмической активностью или вообще асейсмичны. Это в полной мере относится к вулканическим поясам Сихотэ-Алинскому, Хингано-Охотскому, Умлекано-Огоджинскому, Чукотскому, имеющим меньший потенциал сейсмической активности.

Приведенная характеристика сейсмичности района Приамурья согласуется со схемой сейсмического районирования, составленной Институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта, где Верхнебуреинский геоблок по сейсмической активности (по шкале MSK-64) относится к 7-балльной территории.

Возможные магнитуды землетрясений 7 баллов и выше наиболее вероятны на глубинах 10 – 15 км. Строительство проектируемого Нонинского ГОКа намечается на площади 8-балльной сейсмической активности. Основная группа золоторудных месторождений и соответственно действующих и строящихся ГОКов расположены в пределах 6 – 7-балльной территории Приамурья.

Приведенные сведения свидетельствуют о возможном возникновении землетрясений, вызванных не только тектоническими процессами, но и за счет аккумуляции электрических зарядов и развития нелинейных процессов в анизотропных зонах. «Спусковым крючком» для появления землетрясений этого типа могут служить упругие деформации пород, возникающие за счет далеких и слабых землетрясений, а также механических воздействий при взрывных работах в шахтах, штольнях и т.д. В связи с этим необходимо проводить изучение закономерностей изменения физических свойств горных пород в сейсмоактивных зонах.

В настоящее время известно более 300 предвестников землетрясений, многообразие и дальнедействие которых делают краткосрочный прогноз уникальным случаем. Для повышения его точности необходимо изучить физическую природу землетрясений во всем ее многообразии. База фундаментальных методов изучения должна опираться на особенности изменения физических свойств горных пород в области подготовки землетрясений. Наиболее сложным вопросом является создание физико-геологических моделей неравновесных сред, обладающих лавинообразным характером высвобождаемой энергии.

Комплексный геолого-геофизический подход к оценке потенциальной сейсмичности и сейсмическому районированию Приамурья и входящих в него ряд месторождений Кировское, Березитовое, Покровское, Пионер, Буренда, Снежинка и других позволил собрать и обобщить обширный материал и наиболее полно использовать эту информацию в инженерных решениях строящегося Нонинского ГОКа. Соответственно для развивающегося здесь горно-промышленного центра учет сейсмичности района имеет особое значение. При решении этого вопроса особо важной представляется оценка предельной силы возможных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копылов М.И., Романовский Н.П. Физико-механические свойства и физические поля сейсмоактивных зон Приамурья // Тихоокеанская геология. 2004. № 5. С. 27-33.
2. Корчагин Ф.Г., Бормотов В.А., Быков В.Г. и др. Мониторинг сейсмогенных зон Хабаровского края. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 12-193.
3. Логачев Н.А. Геология и сейсмичность зоны БАМ // Неотектоника. Новосибирск, 1984. С. 56-180
4. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации ОСР-97. Москва, 1998. С. 2-14 .
5. Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Сейсмоструктура и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, 1989. С. 6-116.

УДК 551.24 (571.6)

НОВЫЕ СЕЙСМОАКТИВНЫЕ МЕГАМОРФОСТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

А.П. Кулаков

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
nevsky@tig.dvo.ru

В лаборатории геоморфологии Тихоокеанского института географии ДВО РАН в последние годы проведено сопоставление материалов морфоструктурных и палеосейсмогеологических исследований, которые на Дальнем Востоке России проводятся с середины прошлого столетия. Это позволило получить дополнительные данные о сейсмичности региона, в том числе выделить определенные типы мегаморфоструктур земной коры, отличающиеся сейсмической активностью, уточнить морфоструктурную позицию известных и наметить новые, неизвестные ранее сейсмоопасные зоны и районы.

Это особенно важно для материковой части территории Дальневосточного Федерального округа России, где расположены города-порты, а в последние годы появилось много новых промышленных объектов различного назначения.

Особый интерес представляет выделение нового типа сейсмоактивных мегаморфоструктур земной коры. Это отрицательные кольцевые мегаморфоструктуры (впадины) представлены впадинами окраинных морей (Берингова, Охотского, Японского и др.) диаметром до 1000 – 1500 км и континентальными геодепрессиями восточной окраины материка (Ханкайская, Средне-Амурская, Саньцзян и др.) до 300 – 500 км в диаметре. Эти морские и континентальные геодепрессии существуют с юрского-мелового времени [4, 13] и испытывают унаследованное тектоническое погружение в наши дни.

Сейсмическая активность упомянутых мегаморфоструктур убедительно подтверждается следующими фактами:

- 1) наличием множества палеосейсмодислокаций в их пределах, выявленных и изученных различными исследователями [1, 3, 5, 7, 9 и др.];
- 2) землетрясениями, происходившими в них в прошлом столетии (так, в Ханкайской геодепрессии землетрясения интенсивностью 6.0 – 6.5 были отмечены в 1962 и 1967 гг.);
- 3) землетрясениями в наши дни (24 мая 2014 г. произошло сильное землетрясение во впадине Охотского моря, примерно в 550 км западнее п-ова Камчатка, - это землетрясение, к счастью, не сопровождалось цунами).

К той же категории кольцевых мегаморфоструктур можно, очевидно, отнести и гигантскую Арктическую геодепрессию, образующую бассейн Северного Ледовитого океана, существующую с позднего палеозоя (с перми) и продолжающую испытывать тектоническое погружение в настоящее время [10, 11]. На арктических берегах севера Евразии известны [3, 14 и др.] многочисленные палеосейсмодислокации и другие следы современной тектонической активности, обусловленные геодинамической активностью Арктической мегаморфоструктуры.

Модель LDF, которую сейсмологи обычно используют при анализе «линейных» землетрясений, связанных крупными разломными зонами, для кольцевых мегаморфоструктур-впадин не может быть использована, поскольку здесь действует, очевидно, иной механизм накопления и разрядки напряжений в земной коре.

Анализ палеосейсмодислокаций в Ханкайской геодепрессии и на материковых побережьях Охотского и Японского морей позволяет предполагать, что землетрясения в пределах упомянутых впадин обусловлены их продолжающимся тектоническим погружением, которое происходит неравномерно в пространстве и во времени. Поэтому в определенные

моменты геологической истории блоки земной коры, образующие «днища» впадин, испытывают быстрое погружение (обрушение), что вызывает землетрясения на их территории и формирование сейсмодислокаций на поверхности Земли (сбросо-обвалов, сейсмогенных рвов и впадин, крупных оползней и других форм сейсмогенного рельефа).

Рассматриваемые кольцевые мегаморфоструктуры-впадины по восточной окраине Евразии широко распространены и занимают значительную часть территории Дальневосточного Федерального округа России. Эти мегаморфоструктуры отличаются также значительным геологическим возрастом (с позднего палеозоя-мезозоя до настоящего времени) и длительным развитием в условиях тектонического погружения, сохраняющегося вплоть до наших дней. Все это позволяет высказать предположение о том, что возникновение и дальнейшее длительное развитие рассматриваемых мегаформ-впадин, возможно, обусловлено особенностями глобальной геологической эволюции нашей планеты. Имеется в виду концепция расширяющейся Земли, которая была детально обсуждена и одобрена на международном геологическом конгрессе (г. Брисбен, Австралия, 2012 г.).

Широкое распространение сейсмоактивных мегаструктур-впадин на Востоке Евразии и, в том числе, на территории ДВФО России, заставляет с новых позиций оценить сейсмическую опасность для территории региона. Выделяются следующие новые сейсмоопасные районы: 1) территории Ханкайской и сопредельных с ней и сходных с ней по строению геодепрессий, где возможны землетрясения интенсивностью до 6.0 – 6.5 баллов и выше; 2) материковые побережья окраинных морей Дальнего Востока России, которые являются структурными элементами кольцевых мегаструктур впадин и поэтому относятся к сейсмоопасным районам.

На материковых побережьях окраинных морей расположены портовые города и множество населенных пунктов, поэтому объективное выделение сейсмоопасных районов и зон и прогноз реальной сейсмической опасности имеют здесь особенно важное значение. Так, на материковом побережье Японского моря в сейсмически активной зоне располагаются города Владивосток, Находка, Большой Камень, Фокино и другие населенные пункты. Между тем, А.В. Олейниковым [10] еще в 2006 г. был сделан вывод о том, что г. Владивосток расположен в зоне возможных 8-балльных землетрясений. В аналогичных условиях находятся, очевидно, и другие прибрежные города Дальнего Востока России, например, Магадан и Охотск. Для г. Владивосток отсутствие сильных землетрясений за 150 лет существования города еще не означает, что их не будет и в последующие годы. Сейсмоактивные мегаструктуры будут испытывать тектоническое погружение и, следовательно, сохранять свою сейсмическую активность в ближайшем геологическом будущем. Поэтому, чтобы избежать повторения Нефтегорской трагедии 1995 г., когда в результате 9-балльного землетрясения был уничтожен г. Нефтегорск, а число жертв превысило 2000 человек, федеральная и региональная власти должны обратить особое внимание на сейсмическую опасность территории региона (особенно – для урбанизированных районов Дальнего Востока России) и в ближайшие годы целенаправленно осуществить комплекс известных мероприятий для защиты населения и экономики региона от возможных в последующие годы сильных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев М.Д., Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф. Сбросообвалы на северо-западном побережье Охотского моря // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 87-95.
2. Апродов В.А. Зоны землетрясений. М.: Мысль, 2000. 461 с.
3. Важенин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
4. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. Ч. I. 176 с. Ч. II. 241 с.
5. Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 176 с.
6. Кулаков А.П., Мясников Е.А. Бассейн оз. Ханка: новые представления о морфоструктуре и сейсмической опасности // Вестник ДВО РАН. 2008. № 4. С. 51- 57.
7. Кулаков А.П., Худяков Г.И. Сейсмоактивные морфоструктуры Востока Евразии // Геоморфология. 2013. № 1. С. 27-34.
8. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 184 с.
9. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология и сейсмическая опасность Приморского края // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 76-84.
10. Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Арктического океана и ее структурная эволюция // Сов. геол. 1976. № 12. С. 3-22.
11. Погребницкий Ю.Е. Северный Ледовитый океан // Тектоника континентов и океанов (Объяснительная записка к тектонической карте Мира). М.: Наука, 1988.
12. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 255 с.
13. Шведов С.Д. Неотектоника и палеосейсмодислокации Мунугуджакской впадины (Омолонский массив) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Магадан, 2001. Т. 3. С. 45-47.
14. Юг Дальнего Востока (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1972. 427 с.

УДК 551.24+550.34

СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА С ЗОНАМИ КОЛЛИЗИИ И СУБДУКЦИИ

Е.А. Левина, В.В. Ружич

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
levina@crust.irk.ru

ВВЕДЕНИЕ

Рассматривается сейсмогеодинамическое взаимодействие Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с зонами межплитных границ – Индо-Евразийской коллизионной областью и сегментом Тихоокеанской зоны субдукции. Для этой цели использовался метод, разработанный авторами при изучении миграции сейсмической активности в БРЗ, подробно описанный в [2, 3]. Предложенный метод отличается тем, что оперирует не отдельными землетрясениями, а их совокупностью (энергетическими кластерами) в виде выделившейся суммарной сейсмической энергии, которая подсчитывается для выбранного района с помощью пространственных и временных окон. Метод в достаточной степени формализован и может использоваться для изучения режимов сейсмомиграции в пределах любого региона Земли при наличии каталога землетрясений. При рассмотрении поставленной задачи авторами использовался мировой каталог землетрясений с $M \geq 3.0$ (Advanced National Seismic System).

МЕТОДИКА

Ввиду того, что для изучения сейсмического процесса традиционно используется каталог землетрясений, содержащий сведения о координатах эпицентра события, времени его возникновения и энергетическом уровне, то фактически исследуется функция трех переменных $E = f(\varphi, \lambda, t)$, где E – сейсмическая энергия, φ – широта, λ – долгота, t – время. Для удобства анализа был применен метод редукции размерности. На практике это выглядит так: в районе исследования выбирается полоса, задаваемая координатами ее начальной и конечной точек и шириной. Затем эта полоса разбивается на прямоугольные участки со сторонами, перпендикулярными центральной линии и имеющими вдоль нее заданную протяженность – пространственное окно (рис. 1). В этих участках подсчитывается выделившаяся суммарная сейсмическая энергия за определенные промежутки времени – временные окна. Полученная матрица очищается от фона - K_s . Значение K_s выбирается каждый раз в зависимости от изучаемого района и целей исследования. При дальнейшей обработке различия в энергетических классах отдельных ячеек не учитываются, каждая из них рассматривается только как точка на плоскости пространство-время. В результате наша функция преобразуется к более простому виду: $T = f(r)$, где T – время, а r – расстояние от начала отсчета, и строится пространственно-временная диаграмма (рис. 2).

Для дальнейшего анализа этой и других аналогичных диаграмм использовалось сочетание кластерного и регрессионного анализов. В задачах кластерного анализа исследуется, как правило, матрица, все элементы которой требуется разбить на однородные по какому-либо признаку группы – кластеры. В нашем случае критерием для выделения кластеров служила группировка элементов диаграммы вокруг диагонально расположенных цепочек элементов (что соответствует миграции событий во времени вдоль рассматриваемой линии), которые сначала выделяются чисто визуально, а дальше конкретные элементы добавлялись в тот или иной кластер по признаку близости их к первоначальной цепочке. Мерой близости служит расстояние от точки до прямой, построенной через первоначальную цепочку. Для совокупности точек, входящих в соответствующий кластер, строилась линейная регрессия, по коэффициентам которой и определялись параметры миграции – направление и скорость.

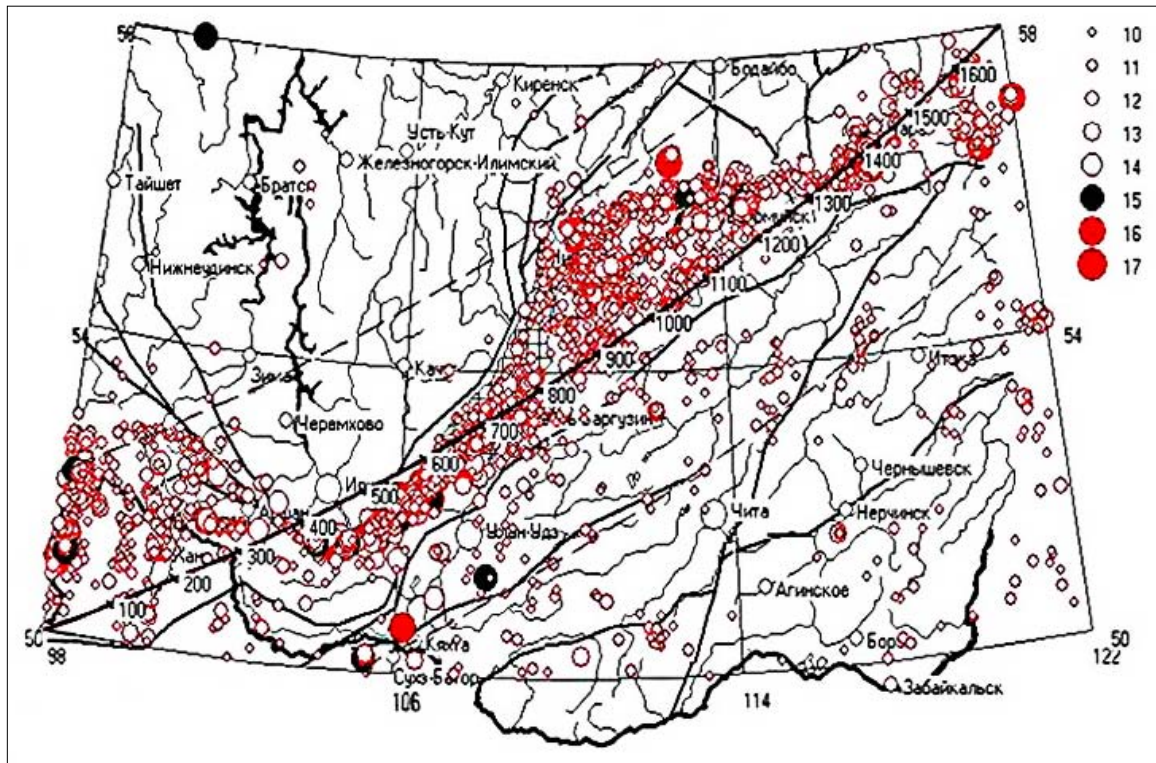


Рис. 1. Карта землетрясений в БРЗ за период 1963 – 2009 гг. ($M = 12-17$). Сплошной линией показана ось рассматриваемой зоны с нанесенными на нее делениями и указанием расстояния в километрах от начальной точки, пунктиром отмечены границы зоны.

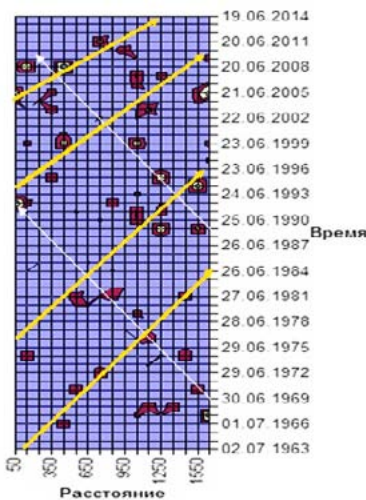


Рис. 2. Пространственно-временная диаграмма событий с $M > 12$ для всей БРЗ. Общий фон диаграммы – это секущая плоскость $M_s = 12$, другими цветами показаны максимумы сейсмической энергии, превышающие это значение. Выделяемые миграционные тренды распространения энергетических кластеров землетрясений показаны в направлении с юго-запада на северо-восток – толстыми линиями и в обратном направлении – тонкими.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА

При изучении процессов миграции в пределах БРЗ с помощью вышеописанной методики было выделено три кластера, в которых установленные скорости миграции максимумов сейсмической активности составляют 71, 83 и 116 км/год соответственно (рис. 2). Такая же методика применялась для изучения сейсмогеодинамического взаимодействия двух других вышеупомянутых геоструктурных образований, указанных на схеме (рис. 3).

Изучение сейсмомиграционных процессов от области Гималайской коллизии до БРЗ проводилось за период 1963 – 2014 гг. для событий с $M = 4 \div 9$. Анализ динамики распространения сейсмической активности в пределах указанного пространства отражен на диаграмме, представленной на рисунке 4 (слева), показывающей миграцию сильных и

умеренно сильных землетрясений во времени и в пространстве. На диаграмме можно видеть проявления квазицикличности в сейсмическом режиме Тянь-Шаньского сегмента и тренды перемещения очагов землетрясений в виде деформационных фронтов с юго-запада на северо-восток со скоростями порядка 90 км/год. Видно также, что миграционный процесс имеет прерывисто-поступательный режим, что можно объяснить квазипериодическим продвижением деформационных фронтов в земной коре со стороны Индо-Евразийской коллизионной области.

Следующий рассмотренный район включает в себя территорию от Японских островов до БРЗ. Пространственно-временная диаграмма представлена на рисунке 4 (справа). В отличие от предыдущей, полоса, выбранная для изучения миграции сейсмической активности в этом районе, ориентирована с юго-востока на северо-запад. В данной работе «экваториальными» называются направления миграции от экватора и, соответственно, «полярными» – к экватору. Выделены пять кластеров экваториальной миграции, средняя скорость по которым $V_{ср.экв.} = 365$ км/год и средний промежуток между треками составляет $Р_{ср.экв.} = 11$ лет. Для полярных треков соответствующие значения равны $V_{ср.пол.} = 233$ км/год и $Р_{ср.пол.} = 16$ лет. Средние параметры миграции сейсмической активности для всех рассмотренных районов приведены в таблице 1.

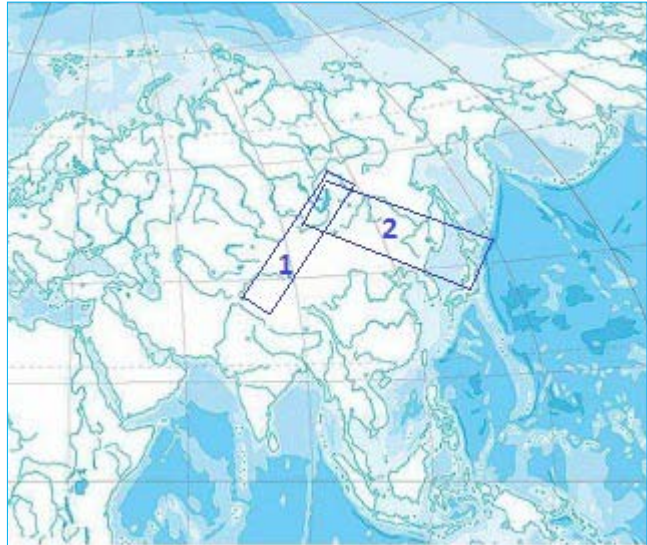


Рис. 3. Расположение профилей в виде прямоугольников, в пределах которых учитывалась миграция энергетических кластеров: 1 – Тянь-Шань – БРЗ; 2 – Япония – БРЗ.

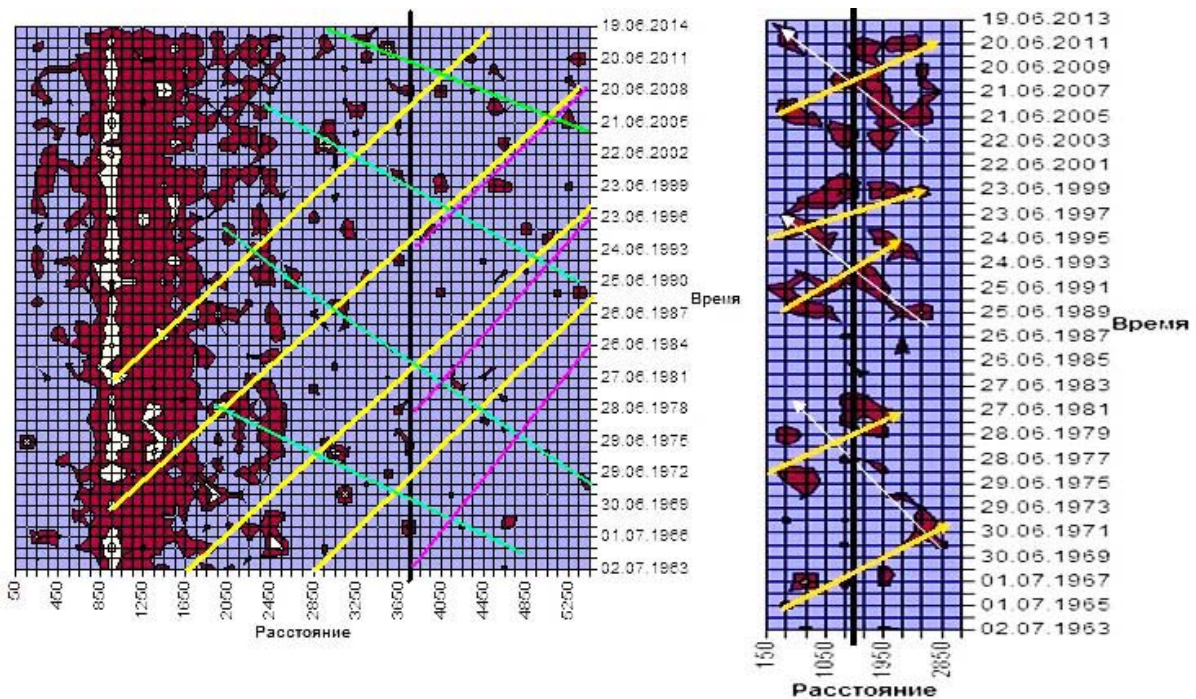


Рис. 4. Слева – диаграмма распространения сейсмической активности от коллизионной области на северо-восток, в сторону БРЗ за период 1963 – 2014 гг. ($M \geq 4.5$). Справа – диаграмма распространения сейсмической активности от Японского сегмента зоны Беньофа в сторону БРЗ за период 1963 – 2013 гг. ($M \geq 4.5$). Предполагаемые линии миграции от экватора показаны толстыми линиями, к экватору - тонкими линиями на обеих диаграммах. Справа от вертикальных черных линий располагается область БРЗ.

Таблица 1. Параметры миграции сейсмической активности для различных районов Азии

Район	Вср.экв., км/год	Р ср.экв., год	Вср.пол., км/год	Р ср.пол., год
БРЗ	90	14	62	16
Тянь-Шань – БРЗ	90	11	160	16.5
Япония – БРЗ	365	11	233	16

Причины сейсмомиграции вдоль разломов в настоящее время обсуждаются многими исследователями [1, 3, 4, 9 и др.] и связываются с замедленным распространением деформационных волн, которые посредством проявления триггерного эффекта способны инициировать сейсмогенные подвижки в высоконапряженных межблочных средах литосферы. Исходя из выявленных параметров можно предположить, что одной из причин возникновения колебательно-волновых деформаций земной коры является неравномерный ротационный режим Земли [2, 3, 6, 7, и др.]. В настоящее время убедительно показано, что линейная и угловая скорости вращения Земли не являются постоянными. Это приводит к регулярным изменениям полярного сжатия Земли и может служить важным фактором распространения различных по спектру деформационно-волновых колебаний в литосфере Земли. В недавних работах ряда исследователей [7, 10, 11] было показано, что непрерывно возникающие вариации ротационных напряжений достаточны для триггерного возбуждения сейсмогенных смещений в межблочных средах литосферы планеты.

При проведении экспедиционных комплексных исследований по изучению деформаций и сейсмических явлений на ледяном покрове оз. Байкал в момент проявления Восточно-Японского землетрясения 11.03.2011 г. с $M = 9.0$, удалось зарегистрировать явные признаки сейсмогеодинамического отклика БРЗ [8], которые проявились в виде возникших быстрых и замедленных смещений в ледовых трещинах (амплитуды десятки-сотни мкм), а также в записях сейсмостанций, установленных на льду. Еще отклик проявился в виде колебаний уровня озера в течение 8 – 10 часов. Эти признаки можно интерпретировать как уникальное проявление удаленного сейсмодеформационного отклика Байкальской рифтовой зоны на геодинамические явления в Японском желобе. По-видимому, заметной фиксации такого отклика способствовал «мембранный» эффект тонкой пленки ледяного покрова (с толщиной 0.75 м) на поверхности Байкала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Вариации в режиме сейсмичности и сейсмомиграционные процессы в планетарном и региональных масштабах, по всей вероятности, являются отражением регулярных изменений напряженного состояния в межплитных и внутриплитных пространствах литосферы под влиянием вариаций ротационного режима Земли.

2. По выявленным параметрам сейсмомиграции в современный период можно судить о явно выраженном сейсмогеодинамическом взаимодействии между БРЗ и Индо-Евразийской коллизионной зоной. Геодинамическая связь БРЗ с Западно-Тихоокеанской зоной субдукции проявилась менее заметным образом.

3. Полученные сведения о сейсмогеодинамическом взаимодействии указанных геоструктур могут найти удовлетворительное объяснение в рамках модели изменений величины полярного сжатия при регулярных вариациях скорости вращения Земли и гравитационного взаимодействия в системе Луна-Земля-Солнце. При использовании предложенного метода изучения геодинамического взаимодействия открываются новые возможности исследования общепланетарного и региональных сейсмических режимов с целью создания моделей сейсмогеодинамики Земли, а также совершенствования способов долго- и среднесрочного прогноза землетрясений. Есть положительный опыт применения результатов сейсмогеодинамического взаимодействия БРЗ с Индо-Евразийской коллизионной областью для улучшения среднесрочного прогноза в пределах БРЗ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176-1190.
2. Левина Е.А., Ружич В.В. Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. 2015. № 2 (в печати).
3. Левина Е.А., Ружич В.В. Разномасштабная миграция землетрясений как проявление иницированного энергопотока при волновых деформациях литосферы Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: мат-лы Всероссийского семинара-совещания. М.: ГЕОС, 2010. С. 71-78.
4. Новопашина А.В. Методика выявления миграций сейсмической активности Прибайкалья средствами ГИС // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 33-36.
5. Одесский И.А. Волновые движения земной коры. Л.: Недра, 1972. 207 с.
6. Ружич В.В. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.
7. Тяпкин К.Ф. Изменение положения оси вращения в теле Земли: причина, механизм и использование для объяснения глобальных тектонических процессов в Земной коре // Геофизический журнал. 2012. Т. 34, № 6. С. 91-100.
8. Черных Е.Н., Ключевский А.В., Ружич В.В. Сравнительное исследование записей катастрофического Восточно-Японского землетрясения на скальном грунте и ледовом покрове озера Байкал // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38, № 4. С. 29-38.
9. Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео, 2014. 210 с.
10. Шолпо В.Н. Новая концепция эволюции Земли (О книге К.М. Сторетведта «Наша развивающаяся планета. История Земли в новой перспективе») // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 78-80.
11. Storetvedt K.M. Global Wrench Tectonics (Replaement model for Plate tectonics) // Memoir Geological society of India. 1999. No 43. P. 521-547.

АБИССАЛЬНЫЕ ХОЛМЫ СЗ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ: ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
lomtev@imgg.ru

В докладе обсуждаются строение и относительный возраст абиссальных холмов СЗ плиты Пацифики, которые традиционно считают подводными вулканами и/или лакколитами в основном юрско-мелового возраста [1]. В основу работы положены результаты авторской интерпретации данных высокочастотного (120 – 150 Гц) НСП ИМГиГ, профиля МОГТ 1 и бурения [3–5, 7, 9], а также атлас В.Н. Патрикеева [8].

Тектонические холмы. На профилях НСП и МОГТ 1 они асимметричны, имеют широкое распространение на СЗ плите и связаны в основном с гравитационным срывом слоев 1 – 4 (океаническая кора) в неогене-квартере [3]. Так, на рисунке 1 профиль МОГТ 1 пересекает моноклиналичную надвиговую грядку высотой 1 км у восточного края вала Зенкевича. В подошву крутого передового склона грядки выходит сместитель чешуйчатого надвига, прослеженный до деколлемента в кровле слоя 5 (автохтон). Следовательно, грядка возникла при сползании слоев 1 – 4 (аллохтон). В [3] рисунок 1 предлагают считать тектонотипом моноклиналичных структур срыва, в том числе той, на вершине которой стоял г. Нефтегорск [6]. После 27(28) мая 1995 г. стало понятно, что строить его нужно было в тылу моноклинали. Замечу, что Оха также построена на моноклиналиях, связанных с коровым срывом к востоку, только более низких (окончание регионального Северо-Сахалинского разлома).

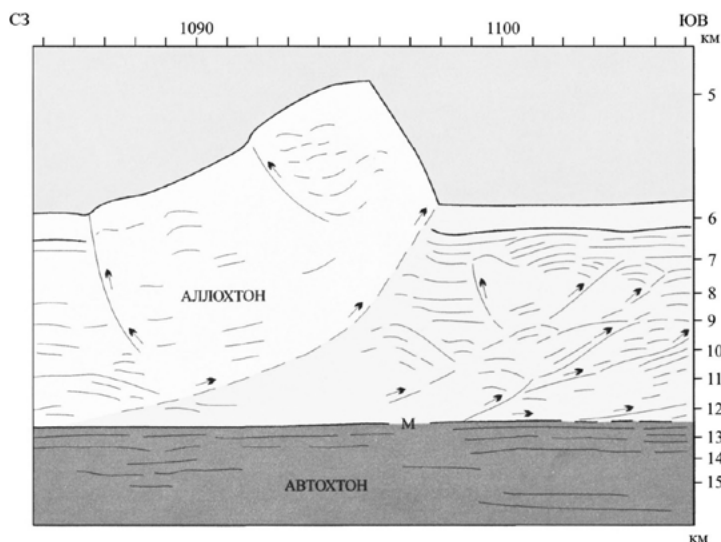


Рис. 1. Фрагмент глубинного разреза МОГТ 1 [3]. М – подошва аллохтонной океанической коры (деколлемент). Пунктиры со стрелками – разломы и смещения по ним. Прочие линии – дно и отражающие границы в аллохтоне и автохтоне.

Другой пример дает рисунок 2 с фрагментом профиля НСП 1 (НИС «Морской геофизик»). На вершине вала Зенкевича между разломами Тускарора и Хоккайдо он пересекает грядку небольших, частью асимметричных, абиссальных холмов высотой до 120 м и протяженностью 48 км. Холмы венчают смещенные (до 1.8 км) к северо-западу своды асимметричных сквозных антиклиналей в

кайнозойском чехле и докайнозойском фундаменте. Асимметрия складок возникает за счет более крутых и коротких юго-восточных крыльев в сравнении с северо-западными (моноклинали). Их формирование связано с малоамплитудными пологими надвигами фундамента к юго-востоку и их вергентностью к северо-западу: от 2° во фронте до 4° в тылу (складчато-надвиговый веер или структура типа «пальмового дерева», характерная для сдвигов со сжатием [2]). Высота складок с глубиной заметно увеличивается, достигая ~ 500 м в кровле фундамента, что связано с конседиментационным режимом надвигания и повышенной мощностью гемипелагических (горизонт **D1**) и гемитерригенных (горизонт **D2**) осадков неоген-раннечетвертичного фана (конус выноса) среднекурильских каньонов на внешнем подножии Курильской окраины [7]. Такой режим развития структур срыва надежно фиксирует утонение осадков фана (особенно горизонта **D1**), к сводам тыловой и двух фронтальных складок. Кроме того, оно позволяет датировать складчато-надвиговый веер и гряду венчающих его низких абиссальных холмов средним миоценом-квартером.

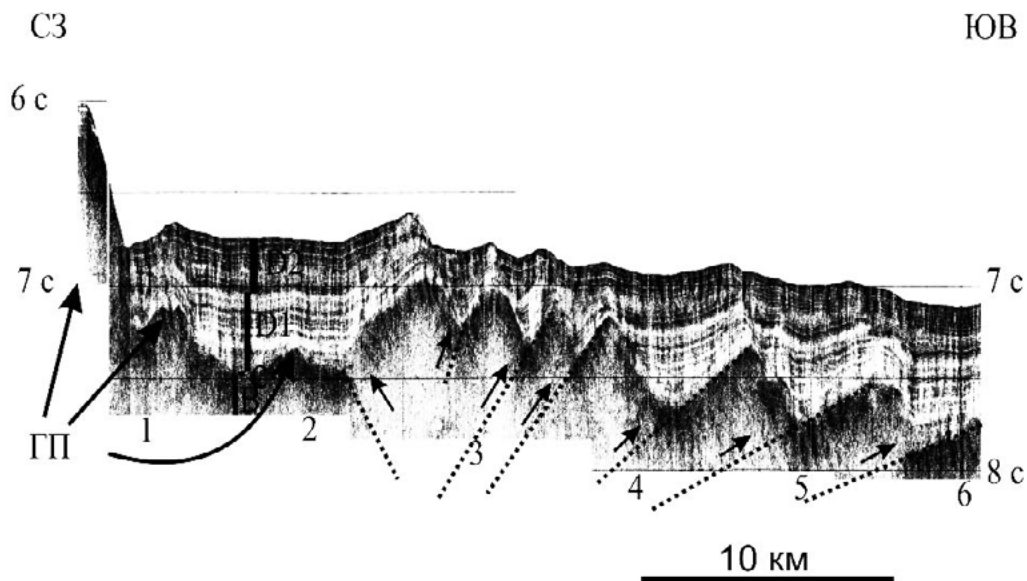


Рис. 2. Фрагмент профиля НСП 1. Его положение показано в [7, 8]. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега здесь и на рисунках 3 – 5. Выделены часовые марки судового времени здесь и на рисунках 3 – 5. Точки со стрелками – разломы и смещения по ним здесь и на рисунках 3 – 5. ГП – гранитная протрузия из слоя 4 здесь и на рисунках 4, 5. Стратиграфия видимого разреза в тексте и подписи к рисунку 3.

Еще один пример можно видеть на профиле НСП 18 (НИС «Проф. Гагаринский») на юге котловины Тускарора. Здесь он пересекает одиночный асимметричный холм высотой 320 м и шириной основания 11 км (рис. 3). Холм имеет выпуклые склоны и также является тектоническим выступом акустического фундамента, драпированным тонким (30 – 40 м) покровом позднекайнозойских гемипелагитов на вершине и северо-западном, пологом (~4°) склоне. Через его подошву гемипелагиты протягиваются на прилегающую равнину ложа, где слагают верхнюю, придонную часть толщи **D**. И напротив, противоположный, короткий (2.4 км) и крутой (~ 8°) склон этого холма обнажен (выход фундамента). Лишь его основание прикрыто маломощными русловыми гемипелагитами толщи **D**, слагающими небольшую абиссальную долину (моут?), обвалованную намывной дамбой. Столь разное строение позднемиоцен-четвертичного чехла на склонах одиночного холма и в его окрестности позволяет предполагать, что еще недавно здесь существовала невысокая абразионная (столовая) банка или выжатый по разломам блок поздний мел-раннекайнозойского пенеблена, выделенного в кровле толщи **B** [4]. Она контролировала положение абиссального русла и отложение гемипелагитов в позднем миоцене–начале-середине квартала, в том числе и на самой банке. Позднее банка была приподнята взбросом, вероятно унаследованным от предшествовавшей эпохи пенебленизации.

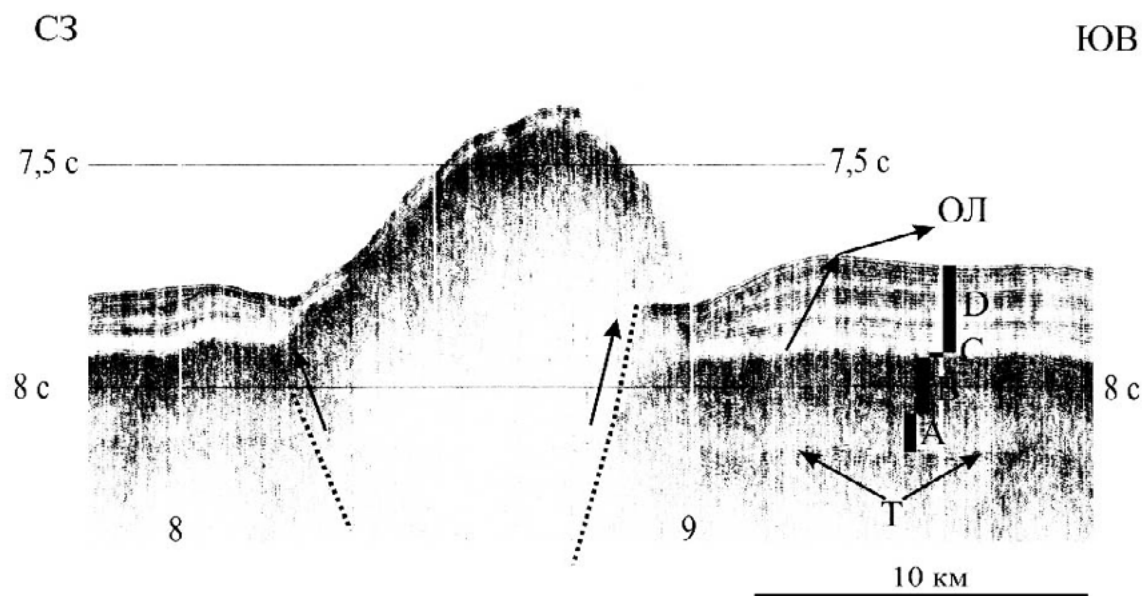


Рис. 3. Фрагмент профиля НСП 18. Его положение см. в [8]. ОЛ - осадочная лопасть здесь и на рисунке 4; Т - финальные траппы поздней юры-раннего мела; А, В - шельфовые и прибрежные фации позднего Тетиса соответственно; С - лессы палеосуши Пацифиды (палеоген-ранний миоцен); D - неоген-четвертичные гемипелагиты Камчатского контурного мегафана [5, 7, 9].

Инъективные холмы. В отличие от асимметричных, тектонических холмов инъективные холмы СЗ плиты почти симметричны, имеют преимущественно коническое строение и также распространены довольно широко [8]. Один из лучших примеров дает профиль 111 (НИС «Проф. Гагаринский»), пересекающий цепь невысоких и почти симметричных абиссальных холмов на юго-западе котловины Тускарора близ одноименного разлома и края Сангарского фана (рис. 4). Последний определяется по угловому несогласию в подошве и резкому выклиниванию осадочной лопасти фана (намывная дамба канала Накве по Дж. Маммерикс [5, 7]) на подножии смежной окраины вдоль границы Камчатского мегафана в котловине Тускарора и связанной с ним системы контурных течений к югу [7]. Высота холмов последовательно снижается к юго-востоку от 375 до 270, 153 и 105 м соответственно. Их диаметр основания не выдержан и варьирует от 6 – 7 до 12 – 13 км. Холмы образованы коническими выступами фундамента, пликативно деформирующими кайнозойский чехол, поэтому их следует считать инъективными структурами протыкания, связанными с бескорневыми гранитными протрузиями из слоя 4 [3]. Практически все они являются молодыми постседиментационными формами (квартер или его вторая половина). Вместе с тем обратим внимание на самый высокий (535 м с учетом мощности толщи D на юго-восточном склоне) и крайний в цепи холм. Он имеет разнонаклонные склоны (левый ~4.5, правый ~15.5°) с разными строением и мощностью позднекайнозойских гемипелагитов. К основанию его пологого склона прижаты абиссальное русло и край Сангарского фана, что указывает на недавно существовавшую здесь приподнятую структурную банку поздний мел-раннекайнозойского пенеплена (палеорельеф), контролировавшую гемипелагическую седиментацию на границе подножия курильской окраины и котловины Тускарора (конечный бассейн стока турбидитов [5, 7]). В квартере банка была приподнята по надвигу фундамента, который определил ее асимметрию возможно аналогично структурной банке на рисунке 3. Однако, в отличие от нее здесь обратим внимание на почти симметричную шапку полупрозрачных гемипелагитов мощностью до 100 м, облегающую вершину и с утонением – склоны холма. Она как бы надстраивает толщу D на его правом склоне и выклинивается к подошве левого склона. В строении шапки выделим придонную слабоконтрастную пачку, которая уверенно прослеживается к юго-востоку в толще гемипелагитов (контуритов) мощностью 100 – 150 м. Следовательно, гемипелагиты шапки еще недавно были периферией Камчатского контурного мегафана, частью эродированной при образовании этого высокого холма.

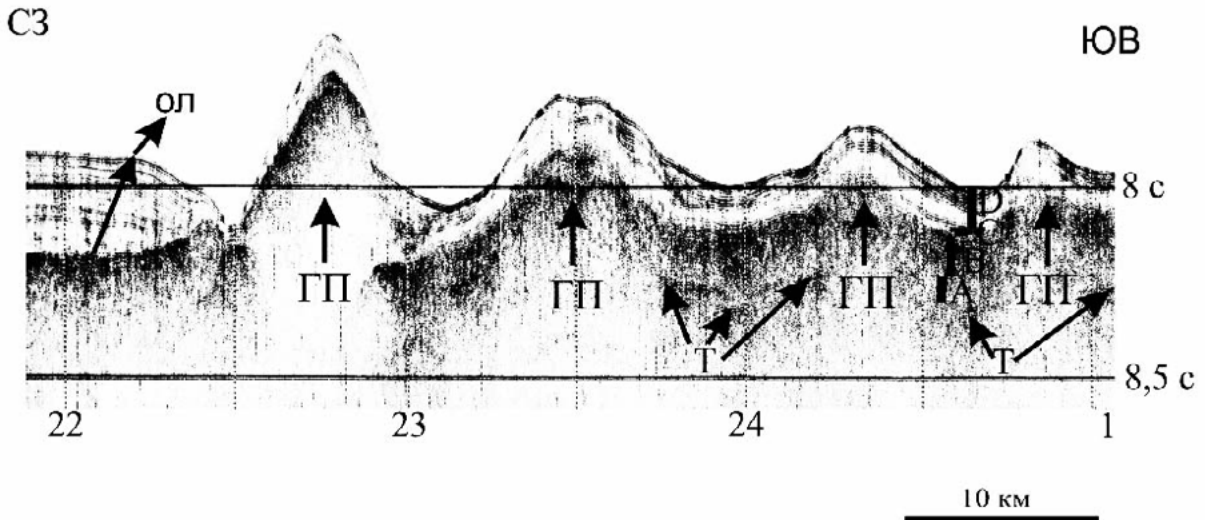


Рис. 4. Фрагмент профиля НСП 111. Его положение см. в [8], условные обозначения – в подписи к рисункам 2, 3.

Другой пример дает профиль НСП 4 («Морской геофизик»), пересекающий часть инъективного абиссального холма близ подошвы западного склона поднятия Шатского. Его полуширина достигает 17.6 км при высоте ~ 550 м, включая нижнюю часть, погребенную под гемипелагитами толщи **Д** мощностью 315 м (поздний миоцен-квартер). Его восточный склон выпукло-вогнутый и довольно пологий (~ 2°). Уплощенная вершина и восточный склон холма драпированы маломощными (~ 40 м) лессами горизонта **С**, которые непрерывно прослежены на прилегающую аккумулятивную равнину ложа, где погребены под гемипелагитами толщи **Д**. В нижней, погребенной части склона кровля горизонта **С** является поверхностью локального углового несогласия, связанного с горизонтальным налеганием гемипелагитов. Последнее надежно фиксирует предпозднемиоценовый возраст холма (палеорельеф). Вместе с тем отсутствие вершинного бенча указывает на подводные условия его образования. Иначе говоря, данный холм вероятно возник в среднем миоцене после затопления поздний мел-раннекайнозойской палеосуши водами молодой Пацифики, но до начала отложения гемипелагитов в позднем миоцене при проградации осадочных лопастей Камчатского контурного мегафана [7].

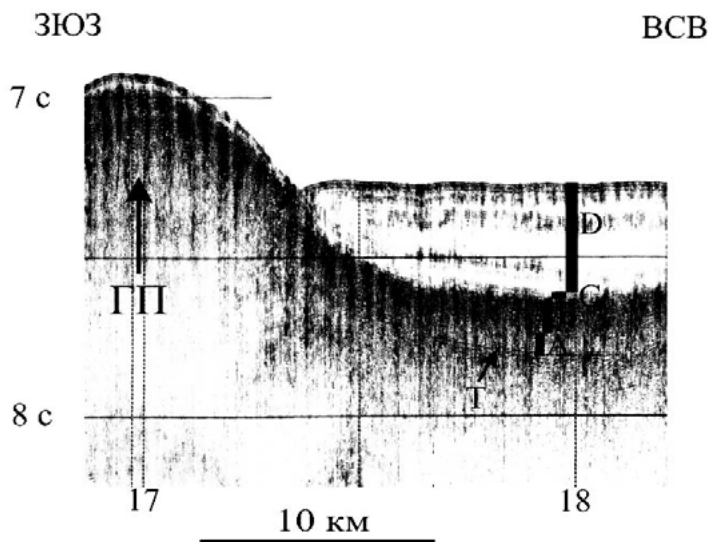


Рис. 5. Фрагмент профиля НСП 4. Его положение см. в [8]; условные обозначения – в подписи к рисункам 2, 3.

Итак, среди абиссальных холмов СЗ плиты Пацифики по данным НСП и МОГТ вместо юрско-меловых вулканических конусов преобладают молодые асимметричные, тектонические и симметричные, инъективные формы без вершинных кратеров и контрастных, лаво-шлаковых потоков на склонах и прилегающей равнине ложа. Первые связаны в основном с гравитационным срывом слоев 1 – 4, вторые – с бескорневыми гранитными протрузиями из слоя 4. В последнем происходит гранитизация подтрапповых, первично-осадочных толщ раннего Тетиса, датируемых рифеем-палеозоем и вероятно связанная с теплом трения срыва [3]. Примеры тектонических и инъективных холмов, местами их комбинирование, можно найти в [8]. Отметим и признаки унаследованного развития морфоструктурного плана СЗ плиты с позднего мезозоя-раннего кайнозоя, когда некоторые холмы возникли на месте структурных банок поздний мел-раннекайнозойского пенеплена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гершанович Д.Е., Леонтьев О.К. Абиссальные холмы как генетический тип рельефа дна Мирового океана // Геоморфология. 1983. № 4. С. 14–22.
2. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
3. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.
4. Ломтев В.Л. Мезокайнозойский пенеплен в Северо-Западной Пацифике // Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах Северо-Западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С.38–53.
5. Ломтев В.Л. Признаки Пацифиды и Тетиса на ложе СЗ Пацифики // Ученые записки БрГУ. 2011. Вып. 7, ч. 2. С. 110–122.
6. Ломтев В.Л., Жигулев В.В. и др. Проблемы геологии Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 38–40.
7. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21-41.
8. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
9. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 5-20.

УДК 550.834(265.5)

НОВОЕ В ТЕКТОНИКЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЛИТЫ ПАЦИФИКИ

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
lomtev@imgg.ru

В последние годы в ИМГиГ ДВО РАН автором и к.г.-м.н. В.Н. Патрикеевым проводилась геологическая интерпретация данных высокочастотного (120 – 150 Гц) НСП МОВ, профиля МОГТ 1 и глубоководного бурения «Гломара Челленджера» на СЗ плите Пацифики [1–4, 6 и др.]. Показано, что ее тектоническая структура в основном связана с гравитационным дивергентным срывом слоев 1 – 4 (тонкая океаническая кора) в неогене-квартере на склонах краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо. Срыв сопровождался расчешуиванием восточного и западного аллохтонов (плит), бескорневыми гранитными протрузиями, формирующих многочисленные конические горы и холмы, повышенной мелкофокусной сейсмичностью (новая сейсмическая провинция Земли), газо- и возможно нефтеносностью мезокайнозойского, осадочно-траппового чехла (слои 1, 2) и продолжается до настоящего времени.

В платформенной стратиграфии СЗ плиты идентифицированы неоген-четвертичные региофации молодой Пацифики в слое 1 (толща **D** – осадки фанов каньонов на краевом валу как внешнем аккумулятивном подножии Японо-Курило-Камчатской континентальной окраины и Камчатского контурного мегафана в абиссальной котловине Тускарора и севере котловины Картографов и поднятия Шатского как конечных бассейнов стока турбидитов). Отложения Пацифики подстилают пестрые абиогенные лессы (горизонт **C**) материковой палеосуши Пацифиды позднего мела-раннего миоцена. Ниже залегают прибрежно-морские осадки опакового слоя (толща **B**) и шельфовые карбонаты (толща **A**) поздней юры-раннего мела (поздний эпиконтинентальный Тетис). Траппы мезозоя в низах слоя 2 и высокоскоростном слое 3 (трапповая формация или провинция по Г.Ф. Макаренко) драпируют первично-осадочные, частью гранитизированные, толщи раннего Тетиса в слое 4 (палеозой-венд или рифей [1, 3]). Вместе с тем данные НСП и бурения говорят о своеобразии геологического строения и истории развития периферии СЗ плиты (мелководный олигоцен на севере, окремелые карбонаты позднего мезозоя на поднятии Шатского и др. [4, 6–8]). Ниже представлены новые примеры тому (рис. 1 – 5).

Первый пример связан с конседиментационной моноклиалью на профиле НСП 19 (НИС «Проф. Гагаринский») на юго-западной окраине южного блока поднятия Шатского (рис. 1). Ширина моноклинали достигает 15 км, высота от 70 м в рельефе дна (холм, обтекаемый абиссальным руслом с намывной дамбой) до 300 м по кровле толщи **B** и 550 м по финальным траппам). У моноклинали пологий, северо-восточный склон и крутой, юго-западный, что согласно [1] указывает на смещение плиты к югу по скрытому надвику. История моноклинали восходит к поздней юре-раннему мелу, что фиксирует утонение прозрачных карбонатов толщи **A** к ее своду. Позднее во время формирования толщи **B** и горизонта **C** подвижки по разлому прекратились, поскольку их мощность на крыльях моноклинали выдержана. В неоген-четвертичное время подвижки снова возобновились, на что указывает конседиментационное утонению контуритов толщи **D** (мегафан) к своду моноклинали. Итак, налицо унаследованное развитие скрытого надвига и связанной с ним конседиментационной моноклинали в позднем мезозое и позднем кайнозое. После заложения Японского и Курило-Камчатского глубоководных желобов в среднем плейстоцене и перехвата русловых турбидитов по каньонам в отдельную проблему вырастает свежий геоморфологический облик абиссального русла и его намывной дамбы на рисунке 1 (придонные течения, связанные с топовихрем или абиссальными бурями при прохождении циклонов [3]).

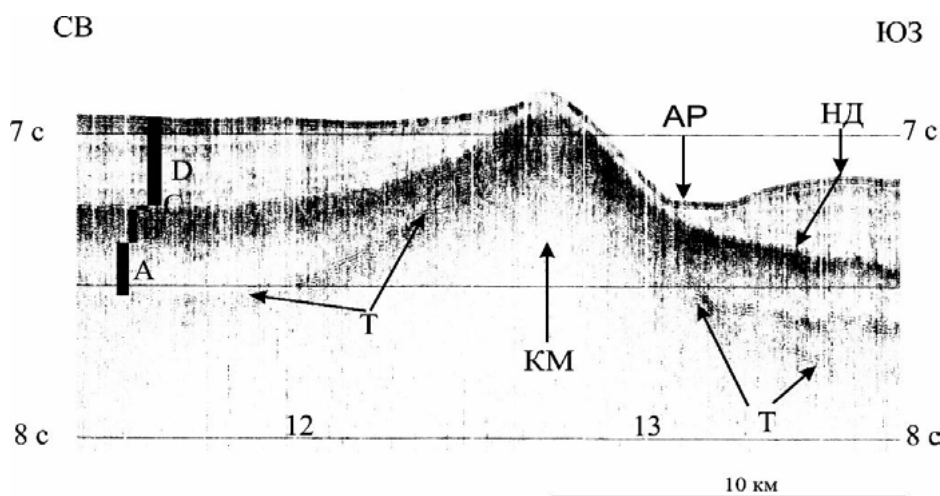


Рис. 1. Фрагмент профиля НСП 19. Его положение см. в [6]. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега; вертикальные линии – марки времени здесь и на рисунках 2 – 5. Стратиграфия по [3, 4, 7] здесь и на рисунках 2 – 5: Т – финальные траппы поздней юры-раннего мела; А – шельфовые карбонаты поздней юры-раннего мела; В – опаковый слой пестрых кремней и глин конца раннего-позднего мела; С – пестрые субаэральные лессы палеогена-раннего миоцена; D – осадки Камчатского контурного мегафана (неоген-квартер); KM – конседиментационная моноклираль, AP – абиссальное русло, HD – намывная дамба.

Там же на юго-западной окраине южного блока поднятия Шатского профиль НСП 18 (НИС «Проф. Гагаринский») пересекает разломную зону шириной 25 км (рис. 2). Финальные траппы и вышележащий мезокайнозойский разрез здесь подняты или выжаты на 0.1 – 0.4 с (до 200 – 400 м) над прилегающей равниной ложа. В структуре зоны выделим приподнятый осевой блок с уплощенной вершиной и рифовой шапкой (линза прозрачных надбазальтовых карбонатов) шириной 9 км. С обеих сторон блок ограничен надвигами, частью скрытыми. Так, разлом вдоль северо-западного края зоны маскирует молодой (квартер?) купол (гранитная протрузия), выраженный в рельефе дна симметричным абиссальным холмом высотой ~ 60 м. Интересно, что в опаковом слое купол уже асимметричен и его высота возрастает до ~ 200 м, что указывает на подвижки по краевому скрытому надвигу в кайнозое. Заложение разломной зоны произошло в конце поздней юры-раннем мелу после излияния финальных траппов. Позднее во время формирования толщи В и, возможно, горизонта С исследуемый район был немного (50 – 100 м) приподнят над прилегающей равниной, на что указывает некоторое утонение первой к осевому блоку. В неогене-квартере произошла активизация разломов и подновление разломной зоны с выжиманием осевого блока и внедрением гранитов вдоль ее северо-западного края. Итак, и здесь также налицо унаследованность морфоструктурного плана СЗ плиты в мезокайнозое.

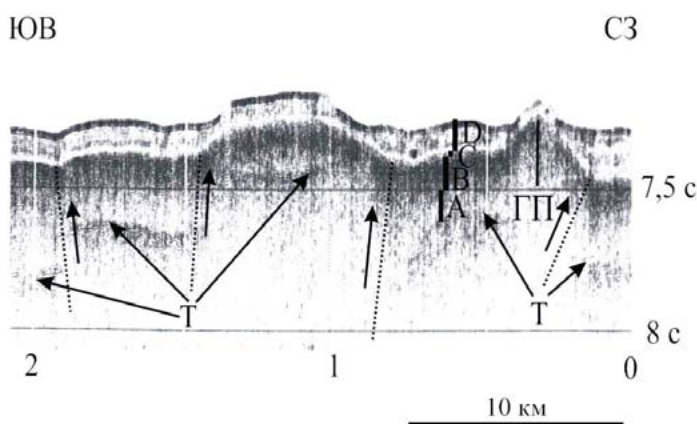


Рис. 2. Фрагмент профиля 18. Его положение см. в [6]. ГП – гранитная протрузия; точки со стрелками – предполагаемые разломы и смещения по ним.

В третьем примере рассматривается небольшой фрагмент профилей НСП 28 и 29 (НИС «Проф. Гагаринский») на юго-западе абиссальной котловины Тускарора в зоне одноименного регионального разлома (рис. 3). Последний протягивается к северо-западу до краевого вала и Курильского желоба [6, 8]. В исследуемом районе с небольшой депрессией шириной 24 км и глубиной 100 м обнаружены более десятка миниконусов высотой до 5 – 15 м и диаметром основания до 10 – 30 м, который за счет сейсмического сноса очевидно несколько завышен. На профилях НСП ИМГиГ по ложу СЗ Пацифики такие миниформы прежде не описывались [1–4, 6]. Геологическое строение дна здесь традиционное для котловины Тускароры [1–4, 6], включая вертикальную «нарезку» мезокайнозойского чехла и связанную с миграцией газа [2]. Обсуждение возможной природы миниконусов, в том числе с д.г.-м.н. Н.С. Остапенко (ИГиП ДВО РАН, 16.09.2014 г.), позволяет предварительно считать их т.н. черными курильщиками, связывая с неглубокой (до ~ 1 км под дном) молодой интрузией по результатам моделирования Покровского силла в [5]. Этот вывод поддерживают данные по теплотокоту (рис. 5, [8]), где в ~ 300 км к северо-западу от исследуемого района выполнены две станции с заметно повышенными значениями 138.0 и 85.8 мВт/м².

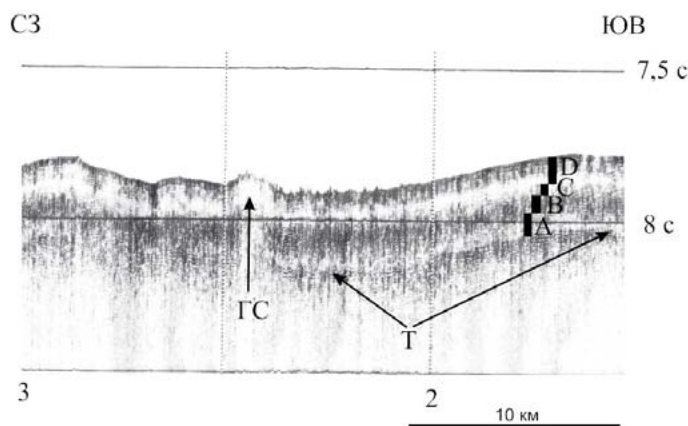


Рис. 3. Фрагмент профилей НСП 28 и 29. Их положение см. в [6]. ГС – газовый столб [2].

Так же необычен фрагмент профиля НСП 3 (НИС «Морской геофизик») в присводовой части подводного поднятия Шатского (рис. 4). Здесь обнаружен небольшой холм с вершинным кратером глубиной 100 м. Холм возвышается над кровлей контрастного позднемезозойского осадочного чехла и имеет основание диаметром 6.5 км. Его склоны разновысотные (левый – 105 м, правый – 260 м) и отчасти разнонаклонные (левый ~ 7.5, правый ~ 6°). С учетом нижней, погребенной под контрастными гемипелагитами толщи D части левого склона его крутизна может возрасти до 24°. За счет сейсмического сноса и/или бокового отражения несколько увеличиться и крутизна правого склона, если за его подошву принять плоское дно промоины, а не основание осадочной лопасти. Тело холма контрастное, местами полупрозрачное с массой дифракций и непротяженных, разнонаклонных отражающих площадок, в которых отсутствует нормальная осадочная расслоенность. Сходное строение наблюдается и в основании холма в полосе шириной ~ 5 км, где в контрастном позднемезозойском чехле прерывается пологонаклонная к юго-востоку расслоенность. Из изложенного можно сделать предварительный вывод о взрывной природе этой постройки (газовулканический конус), сложенной преимущественно брекчией и глыбами подстилающего позднемезозойского чехла. Взрыв произошел под водой с небольшим разлетом обломков и мог быть вызван внедрением горячей интрузии в газовые пласты, залегающие среди известняков, частью окремнелых, и траппов позднего Тетиса [2, 3, 7]. Время взрыва и формирования холма можно наметить по особенностям строения толщи D, которая к северо-западу от него состоит из трех пачек. Мощность двух нижних пачек выдержана, в том числе вблизи холма, где они полого наклонены к юго-востоку. И напротив, верхняя, придонная пачка имеет переменную мощность с небольшим раздувом близ холма. При этом ее кровля полого поднимается к юго-востоку, а подошва в ту же сторону полого погружается, следуя наклону нижних пачек. Таким образом, время его образования можно датировать кварталом.

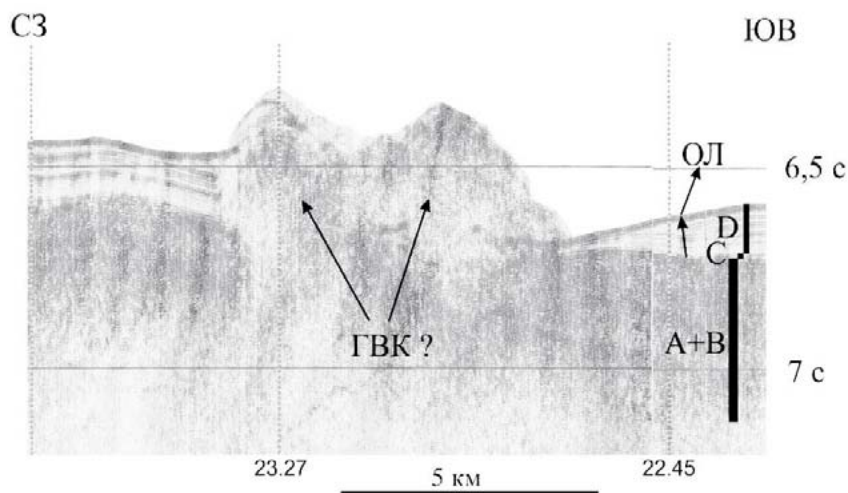


Рис. 4. Фрагмент профиля НСП 3. Его положение см. в [6]. А+В – контрастные окремненные известняки позднего мезозоя; ГВК – предположительно газовулканический конус; ОЛ – осадочная лопасть.

Последний пример дает фрагмент профиля НСП 6 (НИС «Морской геофизик») на севере котловины Тускарора (рис. 5). Здесь обнаружен необычный абиссальный холм шириной 23.5 км по основанию и с разновысотными склонами. Так, высота его левого склона достигает 660 м, а правого – 330 м. Отметим также их разную крутизну (левый ~ 10°, правый ~ 5°), шероховатость и отсутствие кайнозойского чехла (горизонты С и D). К основанию правого склона примыкает наклонный ступенчатый цоколь, на котором мощность контрастных осадков толщи D сокращается вдвое. Субстрат тела холма, полупрозрачен, насыщен микрофракциями и в полосе шириной примерно 5 км «уходит» на глубину. Такое строение позволяет предполагать, что холм слагают брекчия и глыбы известняков толщи А (полупрозрачные на профилях НСП шельфовые карбонаты позднего Тетиса [3]), выведенные при внедрении гранитной протрузии в квартере и частью газонасыщенные. Вместе с тем приподнятый цоколь правого склона и утонение придонных осадков на нем в сравнение с прилегающей равниной указывает, что на месте холма в неогене или даже ранее существовал тектонический выступ палеорельефа, активизированный в квартере при срыве слоев 1 – 4. Иначе говоря, этот абиссальный конус имеет комбинированный, тектоно-инъективный генезис с элементами унаследованного развития по крайней мере с миоцена. В частности, брекчированность прозрачных известняков толщи А могла быть подготовлена подвижками по скрытому надвигу, с которым связаны асимметрия основания холма и подъем акустического фундамента под цоколем правого склона (висячее крыло разлома).

Итак, представленные данные НСП ИМГиГ ДВО РАН надежно фиксируют современную подвижность СЗ плиты, унаследованную местами с раннего кайнозоя-мезозоя. Формирование ее морфоструктурного плана было прерывистым, с остановками и накоплением осадочных толщ позднего эпиконтинентального Тетиса и молодой глубоководной Пацифики. Специального изучения требуют молодые гранитные протрузии, интрузии и газонефтеносность осадочно-трапного чехла плиты.

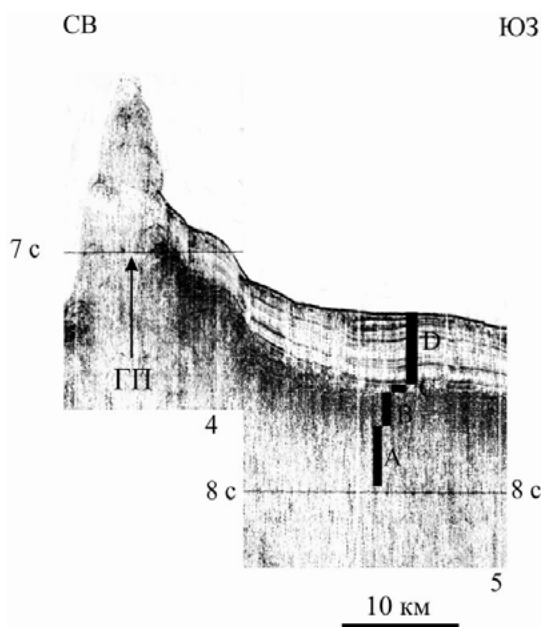


Рис. 5. Фрагмент профиля НСП 6. Его положение см. в [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.
2. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11-17.
3. Ломтев В.Л. Признаки Пацифиды и Тетиса на ложе СЗ Пацифики // Ученые записки БрГУ. 2011. Вып. 7. Ч. 2. С. 110–122.
4. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21-41.
5. Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. Экспериментальное моделирование конвекции рудообразующего флюида над внедрившимся в гидротермальную систему магматическим силлом (ситуация С-В фланга Покровского месторождения) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014. Т. 1. С. 150-153.
6. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
7. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
8. Гнибиденко Г.С., Аносов Г.И., Аргентов В.В. и др. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ НА КАМЧАТКЕ

Ю.Ф. Мороз, Т.А. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
morozyf@kscnet.ru

Глубинная электропроводность геологических сред содержит информацию о физическом состоянии горных пород. Выявление особенностей изменения глубинной электропроводности земной коры и верхней мантии в течение многолетнего периода представляет научную проблему, имеющую приоритетный характер, особенно в сейсмоопасных регионах. В этой связи большой научный и прикладной интерес представляют результаты изучения динамики глубинной электропроводности на Тихоокеанском побережье Камчатки, где по долгосрочному прогнозу ожидается катастрофическое землетрясение с $M \geq 8.5$ [9]. Здесь с 2001 года осуществляется мониторинг глубинной электропроводности в пунктах Верхняя Паратунка, Тундровый, Шипунский на побережье Авачинского залива (рис. 1). Пункт Шипунский приближен к зоне субдукции, где в большей мере проявились изменения глубинной электропроводности в течение рассматриваемого 13-летнего периода. Выявленные закономерности в поведении электропроводности геологической среды на п-ове Шипунском находят качественное согласие с изменением сейсмичности в районе Камчатки. Полученные результаты и возможная природа изменения глубинной электропроводности рассмотрены в настоящем сообщении.

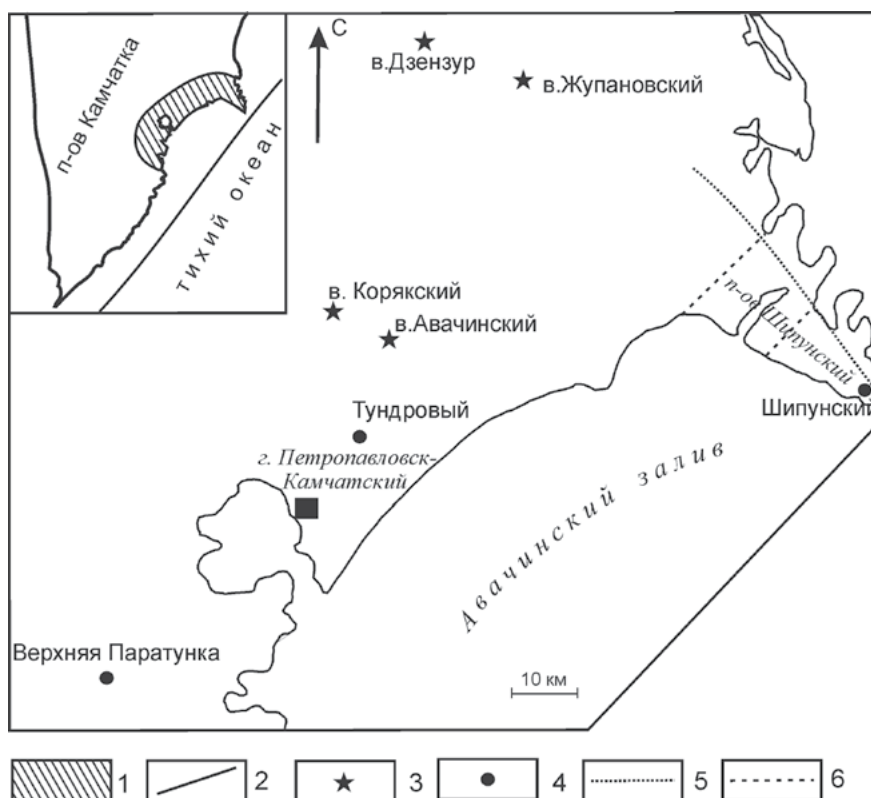


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдений электромагнитного поля Земли.

На врезке изображено положение района исследований:

- 1 – район исследований; 2 – глубоководный желоб; 3 – вулканы; 4 – пункты наблюдений;
5 и 6 – продольный и поперечные разломы на п-ове Шипунский [3].

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО МОНИТОРИНГА

Мониторинг глубинной электропроводности геологических сред осуществляется по данным непрерывных наблюдений электромагнитного поля Земли в указанных пунктах. Расстояние между пунктами – от первых десятков километров до 150 км. Они располагаются в районах с резко выраженной геоэлектрической неоднородностью среды. На всех пунктах приемные каналы регистрации электромагнитного поля ориентированы по направлениям С – Ю и В – З, а также по направлениям осей геоэлектрической неоднородности среды. Длина электрических диполей принята различной для регистрации сигналов от внутриземных и ионосферных источников электромагнитного поля. Эта длина определяется входным импедансом среды на различных частотах и интенсивностью магнитного поля [6]. В качестве заземлений использованы свинцовые электроды, опущенные на глубину 2 – 2.5 м. Измерения электромагнитного поля Земли производятся через 20 с п. Шипунский, на остальных пунктах – один раз в минуту. Регистрация данных и передача их в центр обработки в г. Петропавловск-Камчатский осуществляется с помощью радиотелеметрической системы измерений [7]. Эксплуатация пунктов наблюдений и предварительная обработка данных выполняется Камчатским филиалом Геофизической службы РАН.

Более глубокая обработка полученной информации осуществляется с использованием специальной программы, создающей входные данные для расчётов передаточных магнитотеллурических функций в широком диапазоне периодов. Эти входные данные, созданные автоматически, представляют собой синхронные временные ряды электрического и геомагнитного полей заданной продолжительности. По ним для различных временных интервалов определяется магнитотеллурический импеданс [1]:

$$E_{\text{зоп.}} = [Z]H_{\text{зоп.}}, \text{ где } [Z] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}, \text{ или в развернутом виде: } \begin{cases} E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{cases},$$

где $[Z]$ – тензор импеданса, Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} – комплексные компоненты тензора импеданса, зависящие от частоты, распределения удельных электрических сопротивлений в Земле и ориентации координатных осей.

Важной характеристикой тензора импеданса являются его главные направления и главные значения. Для определения тензора импеданса и его главных значений использована программа, алгоритм которой основан на известной робастной методике, разработанной Дж. Ларсеном [10]. Анализ показал, что для получения устойчивых главных значений импеданса в диапазоне периодов от первых минут до первых часов необходим временной массив с дискретностью 1 мин не менее 5 суток. В результате обработки временных рядов электромагнитного поля в пп. Верхняя Паратунка, Тундровый, Шипунский с 2001 по 2013 гг. получены главные значения импеданса в диапазоне периодов от 300 до 10000 с для временных интервалов 5 сут. Главные значения импеданса пересчитаны в соответствующие значения кажущегося электрического сопротивления. Анализ полученных временных рядов главных значений кажущегося электрического сопротивления на различных периодах свидетельствует, что меньшей дисперсией характеризуются временные ряды в пп. Верхняя Паратунка, Тундровый и Шипунский на периоде 900 с. Эти временные ряды положены в основу для дальнейшего анализа.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Обратимся к среднегодовым значениям электрического сопротивления, полученным в результате осреднения 5-суточных значений кажущегося сопротивления и фазы импеданса. Графики данных параметров изображены на рисунке 2.

В п. Верхняя Паратунка среднегодовые значения кажущегося сопротивления и фазы импеданса практически не меняются. Отдельные отклонения импедансов и фаз от графиков находятся в пределах ошибок их определения. В пп. Шипунский и Тундровый проявились изменения электропроводности геологической среды по главным направлениям на протяжении 13 лет. В большей мере они выражены в п. Шипунский. Так, по направлению вкрест зоны

субдукции кажущееся электрическое сопротивление меняется от первых сотен до тысячи Ом·м. При этом вдоль нее оно закономерно уменьшается от 5000 до 3000 Ом·м. Значения фазы импеданса меняются почти на 20 градусов, что в несколько раз превышает ошибку ее определения. Анализ показывает, что изменение электропроводности геологической среды не связано с метеорологическими факторами. Также нельзя объяснить его влиянием внешнего ионосферного или магнитосферного источника. Важно отметить, что для определения магнитотеллурического импеданса использованы вариации электрического и геомагнитного полей с когерентностью не менее 0.8. В пользу отсутствия влияния внешнего источника свидетельствуют данные мониторинга электропроводности в п. Верхняя Паратунка, где кажущееся сопротивление и фаза импеданса практически не меняются на протяжении 13 лет. Можно полагать, что изменение электропроводности геологической среды в п. Шипунский связано с глубинными процессами. Об этом свидетельствует тот факт, что наряду с изменением кажущегося электрического сопротивления также происходит изменение фазы импеданса.

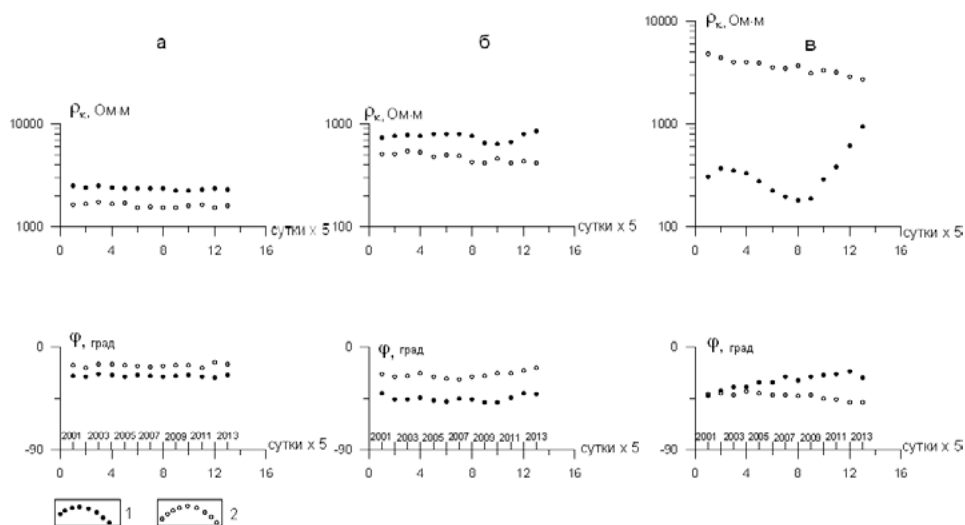


Рис. 2. Временные ряды среднегодовых значений кажущегося электрического сопротивления и фазы импеданса на периоде 900 с в пп. Верхняя Паратунка (а), Тундровый (б) и Шипунский (в). 1 и 2 – кажущееся электрическое сопротивление и фаза импеданса в направлениях вкрест и по простиранию сейсмофокальной зоны.

Как мы уже отмечали, п-ов Шипунский расположен в зоне субдукции, где ярко выражены процессы, связанные с сейсмичностью. Землетрясения в зоне субдукции вызваны напряжениями, возникающими при погружении океанической плиты под Камчатку. Земная кора в результате такого воздействия может испытывать сжатие или растяжение, что может повлиять на поведение ее электропроводности. О возможности такого влияния свидетельствуют результаты сопоставления гистограммы числа землетрясений с $K \geq 11$ в районе Камчатки и графика кажущегося электрического сопротивления на периоде 900 с по направлению вкрест простирания зоны субдукции (рис.3).

Изменение сейсмичности в общем виде выражено в поведении электропроводности геологической среды в пункте Шипунский. Характерно, что с 2009 по 2013 годы ежегодно возрастает количество событий в районе Камчатки.

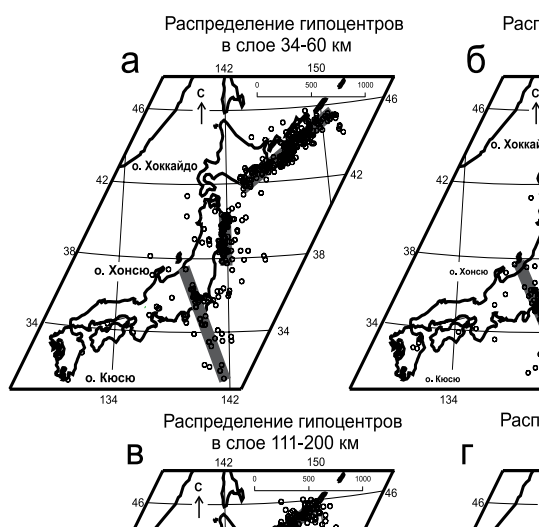


Рис. 3. Сопоставление временного ряда поперечного кажущегося сопротивления (а) и гистограммы землетрясений с $K \geq 11$ (б).

Этому возрастанию отвечает увеличение кажущегося электрического сопротивления в несколько раз. Фаза импеданса также изменяется примерно на 20%. Такое поведение электропроводности геологической среды можно объяснить ростом напряженности литосферы, выраженное усилением сейсмичности. Возникает вопрос, каким образом изменение напряженности литосферы влияет на ее электропроводность. Известно, что существенное влияние на электропроводность горных пород оказывает наличие высокоминерализованных растворов в порах, образующих связанные каналы. Такими каналами являются многочисленные трещины и разломы. На п-ове Шипунский выявлены разломы северо-восточного и северо-западного простираний, т.е. по направлениям вдоль и вкрест простирания зоны субдукции [3]. Разломы изображены на рисунке 1. Предполагается, что они проникают в верхнюю часть земной коры до глубин первые десятки километров и более. В результате увеличения напряжений литосферы происходит перераспределение флюидов в разломах. Возможно, флюиды из разломов СВ направления перетекают в разломы СЗ направления. Уменьшение содержания высокоминерализованных растворов приводит к возрастанию, а их увеличение – к уменьшению электрического сопротивления пород в разломах. Можно полагать, что при ослаблении напряженности литосферы произойдет перераспределение проводящих растворов и это изменит электропроводность разломов СВ и СЗ направлений.

Попытаемся оценить возможные изменения электропроводности геологической среды в связи с различной электропроводностью разломов на п-ове Шипунский. С этой целью выполнено численное моделирование магнитотеллурического поля с использованием трехмерной пробной модели Южной Камчатки, включающей разломы на п-ове Шипунский. Геоэлектрические параметры верхнего слоя на суше приняты из работ [4, 5]. Мощность осадочно-вулканогенного чехла составляет 3 км, а удельное электрическое сопротивление 20 Ом·м. В модель включены разломы, которые выявлены по геолого-геофизическим данным [3]. Один из этих разломов проходит вдоль п-ова Шипунский (рис. 1). Длина разлома составляет 60 км. Два других разлома пересекают п-ов и имеют продолжение на дне океана. Длина разломов на суше 25 и 30, ширина – 0.3 км. Предполагается, что разломы проникают в кору до глубины 20 км. Удельное электрическое сопротивление морской воды принято 0.25 Ом·м. Глубинные геоэлектрические разрезы континента и дна океана приняты из работы [2] для теплового потока изучаемой территории в 60 мВт/м² и возраста дна омывающих морей и океана в 40 млн. лет [8]. В результате моделирования по программе Макки [11] получены кривые МТЗ по главным направлениям для моделей с проводящими и непроводящими разломами и локально-нормальные кривые. В случае с проводящим разломом вдоль п-ова Шипунский электрическое сопротивление по направлению вкрест сейсмофокальной зоны уменьшится примерно в 2 раза за счёт индукции электрических токов, концентрирующихся в разломе. В то же время продольное сопротивление в направлении по простиранию сейсмофокальной зоны возрастёт в 1.8 раза за счёт гальванического эффекта S, вызванного контрастом электропроводности между блоком, где расположен п. Шипунский, и примыкающим проводящим разломом. В случае с проводящими разломами поперек п-ова Шипунский электрическое сопротивление по направлению вкрест простирания сейсмофокальной зоны увеличилось в 1.5 раза за счёт эффекта S, а продольное сопротивление уменьшилось в 1.3 раза за счёт индукционного эффекта, связанного с проводящими поперечными разломами. Таким образом, данные моделирования подтверждают изменения продольного и поперечного электрического сопротивления высокоомных частей литосферы из-за влияния проводящих глубинных разломов. Проводимость последних определяется степенью их насыщенности минерализованными растворами, которая зависит, по-видимому, от напряженности литосферы в зоне субдукции. Можно полагать, что изменение электрического сопротивления верхних частей литосферы связано с увеличением или уменьшением степени насыщенности разломов минерализованными флюидами при растяжении или сжатии земной коры при геодинамических процессах в зоне субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир, 2009. 680 с.
2. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 219 с.
3. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Масштаб 1:500000 / под ред. А.Ф. Литвинова, М.Г. Патоки, Б.А. Марковского. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. Лист XIII.
4. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
5. Мороз Ю.Ф., Нурмухамедов А.Г. Магнитотеллурическое зондирование Петропавловского геодинамического полигона на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 77-84.
6. Мороз Ю.Ф. О методике поисков краткосрочных предвестников сильных землетрясений в низкочастотном теллурическом поле Камчатки // Физика Земли. 1994. № 9. С. 88-90.
7. Мороз Ю.Ф., Бахтиаров В.Ф., Гаврилов В.А., Левин В.Е., Попруженко С.В. О мониторинге электротеллурического поля с целью прогноза сильных землетрясений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 139-149.
8. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 2. Карта измеренного и фонового теплового потока // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 16-31.
9. Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышов С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011-VIII 2016 гг.: вероятное место, время и развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с $M \geq 7.7$ // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 3-26.
10. Larsen I.C., Mackie R.L., Manzella A. et al. Robust smooth magnetotelluric transfer functions // Geophys. J. Intern. 1996. Vol. 124. P. 801-819.
11. Mackie K.L., Smith J.T., Madden T.R. Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations: the magnetotelluric example // Radio Science. 1994. No 29. P. 923-935.

УДК 551.24:550.34(571.56)

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ (ЭНДОДИНАМИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ)

Е.А. Мясников

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
primcoast@mail.ru

Эколого-геоморфологическое исследование Дальневосточного сектора Арктики (ДВСА), как составная часть комплексного географического анализа устойчивого развития геосистем, актуально в связи с возрастающим интересом к освоению минерально-сырьевых ресурсов этого региона, а также отставанием в решении соответствующих вопросов не только перед другими арктическими государствами, но и Европейской частью РФ.

В основе эколого-геоморфологического исследования, по нашему мнению, должен лежать геодинамический подход. Распространено мнение, что геодинамическая опасность – это степень сейсмичности, которую наиболее целесообразно определять по геолого-геофизическим данным о строении территории, историческим свидетельствам о землетрясениях и инструментальным измерениям. Карты сейсмического районирования обычно составляются по факту – самому сильному сейсмическому событию без расчета его силы, максимально возможной для конкретного места. Мелкий масштаб карт сейсмического районирования отражает только общее состояние знаний о сейсмичности территории. Информативность соответствующих карт уменьшается для таких территорий как ДВСА, где инструментальные измерения малочисленны, документированная история охватывает короткий временной период, а сейсмогеологические данные редки и неравномерны [1–3].

Специализированные геоморфологические исследования для целей сейсмического районирования преимущественно направлены на поиск палеосейсмических дислокаций и их интерпретацию с целью оценки силы прошлых сейсмических событий. Реже они используются для указания мест и прогноза интенсивности возможных разрушений геоморфологического характера [2, 3, 5]. Районирование территории только по экзогенным геоморфологическим процессам (тоже слабо изученным в ДВСА) не конкретизирует причин и возможности их возникновения, в том числе и при землетрясениях. Степень освоенности территории и возможные разрушения при антропогенезе практически не берутся во внимание и не показываются на картах сейсмического районирования [8].

Необходим комплексный системный подход, когда геодинамическая опасность рассматривается, с одной стороны, как производная от нескольких основных факторов, а с другой – как составная часть (подсистема) интегральной опасности на конкретной территории в конкретной природно-территориальной системе.

Более корректное, а в ряде случаев и более эффективное определение геодинамической опасности возможно, если построения ведутся на морфотектонической основе. Базовыми для таких построений являются морфоструктурные карты различной степени детальности. Оригинальность методики морфоструктурного картографирования заключается в выявлении неразрывной связи между вещественными комплексами, их вещественно-структурной организацией и формой выражения в современном рельефе Земли. При выявлении и изучении морфоструктур и их картографировании осуществляется синтез данных о геологическом, глубинном, тектоническом, геоморфологическом, инженерно-геологическом, гидрогеологическом строении территории, современных процессах экзо- и эндодинамики, а также других физико-географических процессах и явлениях. На морфоструктурных картах приводится интегральная оценка результатов совместного действия основных эндогенных и экзогенных процессов [9].

Геодинамическая опасность имеет три составляющие: эндодинамическую (сейсмичность и вулканизм), экзодинамическую и технодинамическую (антропогенную). Они проявляются через соответствующие события. Эндодинамическая опасность определяется глубинным геологическим строением территории, ее современной геодинамикой и реализуется через сейсмические события различной интенсивности. Экзодинамическая опасность в рассматриваемом аспекте является результатом эндодинамических событий, проявляющихся на поверхности Земли и изменяющих ее облик. Технодинамические события различной степени влияют на ход и интенсивность экзогенных процессов, т.е. обладают способностью изменять экзодинамическую активность. Известны примеры их воздействия и на эндодинамическую активность. Таким образом, целесообразно рассматривать систему взаимосвязанных и взаимообусловленных событий и их следствий, которые представляют опасность для жизнедеятельности человека и сооружений. Если акцентировать внимание именно на синергетическом аспекте взаимодействия (самоорганизующемся комплексном процессе), можно корректно вести речь о проявлении геодинамической опасности.

Представленные автором результаты касаются преимущественно эндодинамических вопросов: 1 - влияние многолетнемерзлых пород (ММП) на проявление сейсмичности ДВСА; 2 - инфраструктура и морфотектоническая тенденция современных разломно-блоковых движений; 3 - обзор типовых геодинамических режимов известных сейсмических поясов и зон ДВСА на морфоструктурной основе.

Согласно СНиП нормативная балльность, указанная на любых картах и схемах сейсмического районирования ОСР-97-(А, В, С) и других, относится к «средним» талым и мерзлым грунтам. Однако она может существенно изменяться в зависимости от физико-географических и инженерно-геологических условий ДВСА. Особенно это резко сказывается в условиях ММП, где нормативная балльность может изменяться на 1-3 балла. Данными вопросами детально занимались сотрудники Института земной коры СО РАН под руководством В.П. Солоненко. В частности, для уточнения общей оценки сейсмичности территории они выделяют следующие грунты: 1 - твердомерзлые, по сейсмическим свойствам близкие к скальным грунтам; 2 - пластичномерзлые; 3- псевдоталые и сыпучемерзлые, по сейсмическим свойствам близкие к талым грунтам.

По характеру проявления ММП выделено 5 типов: 1 - отдельные острова мерзлоты (строительство без протаивания мерзлоты не рекомендуется); 2 - островная мерзлота, где большая часть территории сложена псевдоталыми и пластичномерзлыми грунтами (сейсмическая опасность может повышаться на 1-3 балла); 3 - мерзлота с островами таликов, где грунты всех трех типов, и велика вероятность резонансных и кумулятивных явлений (нормативная балльность может изменяться от 1 до 3 и более); 4 - сплошная мерзлота преимущественно с твердомерзлыми грунтами (возможно снижение балльности на 1-2 балла); 5 - мерзлота двухслойная, где верхний слой – современная мерзлота любого из выше перечисленных типов, а также слой глубоко погребенной мерзлоты, которые обычно разделены слоем талых грунтов мощностью до сотен метров.

Все перечисленные типы ММП имеют широкое площадное распространение на ДВСА, что и должно учитываться при региональном ОСР и освоении территории.

Морфогенетическая типизация морфоструктур [5], а также морфотектоническая характеристика разломно-блоковых морфоструктур ДВСА позволила выявить периоды их активного развития и современную сейсмическую и вулканическую опасность, что уточняет региональные модели сейсмического районирования ДВСА. Одним из основных выводов является глубокая унаследованность разломного каркаса региональных морфоструктур ДВСА с мезозоя до настоящего времени. Это позволяет считать их потенциально сейсмоопасными даже при недостаточном количестве или отсутствии инструментальных сейсмостатистических данных. При этом совокупность геолого-геофизических, сейсмогеологических, морфотектонических, физико-географических и инженерно-геологических характеристик ДВСА позволила уточнить геодинамическую модель регионального и локального ранга.

Почти половина территории ДВСА официально оценивается в 6-7 баллов как фоновая по шкале MSK-64, согласно общему сейсмическому районированию (ОСР-97-А, В) [8]. В последние годы проведены специальные сейсмогеологические и геофизические работы по изучению

палеосейсмодислокаций, глубинного строения региона и связью его с сейсмичностью [1, 2 и др.]. Созданы соответствующие модели и сделан вывод о значительно более высокой сейсмичности региона, однако изученность ее все еще недостаточна и неравномерна.

В связи с этим автором выполнены морфоструктурно-сейсмогеологические исследования по оценке современной эндодинамики ДВСА. Были установлены связи ряда морфоструктур с прямыми признаками сейсмической активности (эпицентры землетрясений и палеосейсмодислокации), а также с косвенными признаками (повышенные градиенты аномалий силы тяжести, современные проявления гидротерм, а также различные формы аномально высоких эндогенных и экзогенных геоморфологических процессов). В результате основными зонами потенциальной сейсмической опасности оказались те морфоструктуры и морфотектонические участки, где происходили неоднократные накопления и релаксации напряжений в пределах долгоживущих каркасных глубинных разломов преимущественно высокопорядковых морфоструктур.

В первую очередь к ним относятся фрагменты Момско-Верхояно-Колымского линеамента (МВКЛ), значительная часть которого совпадает с сейсмическим поясом Черского [3, 5]. Ширина основной части МВКЛ в пределах региона заметно варьирует. При более детальном изучении инфраструктуры МВКЛ в отношении зон повышенной сейсмической опасности довольно уверенно выделяется осевая и две периферийные продольные и несколько поперечных подзон, а также множество локальных морфоструктур центрального типа (МЦТ), рассматриваемых ниже.

Осевая продольная потенциально сейсмоопасная подзона условно ограничена Момско-Селеняхской и сопряженной с ней предположительно единой системой разломов. Эта подзона характеризуется максимальным сгущением субпараллельных разломов северо-западного простирания. Кроме того, здесь сосредоточены центральные части крупных и более мелкие МЦТ, образующие «цепочечные», «гирляндовые» и более сложные группировки. При этом веерообразные и кольцевые разломы представлены в основном дуговыми горст-хребтами и грабен-долинами. В осевой подзоне располагается большинство локальных кайнозойских впадин (грабенов) и поднятий, пространственное размещение и строение которых определяется сложным взаимоотношением линейных и кольцевых разломов упомянутых морфоструктур. Так, общее простирание грабенов и разделяющих их горстов ориентировано в северо-западном направлении согласно МВКЛ. Однако, попадая в зону влияния, например, радиально-концентрических разломов Яно-Колымской мега-МЦТ [4], они испытывают виргации. Кроме того, в осевой подзоне сконцентрировано также много более низкопорядковых МЦТ. Большинство из них сформировалось, главным образом, в мезозое-кайнозое, а в настоящее время они или «впаяны» в более крупные линейные блоки, испытывающие сдвиги по северо-западным разломам, или сами имеют признаки ротационных вращений, будучи заключенными между блоками или разломами МВКЛ.

Периферийные, потенциально сейсмоопасные, продольные подзоны окружают осевую подзону, а их внешние границы условно проходят по системам разломов вдоль Индигиро-Зырянского прогиба и долин ряда крупных и мелких рек. Для этих подзон характерны: 1 – относительно меньшая концентрация субпараллельных разломов северо-западного простирания и МЦТ предположительно ротационного генезиса (на характеристике последних специально остановимся ниже); 2 – среди ротационных МЦТ преобладают S-образные, Z-образные и «пучкообразные», причем они здесь часто асимметричны; 3 – линейные морфоструктуры не всегда устойчиво вытянуты в северо-западном направлении и часто образуют узлы веерообразного и дугообразного расщепления крупных разломов.

Поперечные, потенциально сейсмоопасные подзоны являются, главным образом, фрагментами глубинных разломных зон Яно-Колымский мега-МЦТ. Специфической особенностью их в пределах зоны МВКЛ можно назвать: признаки смещения отдельных отрезков по диагональным и ортогональным оперяющим разломам, а также их виргации и клиновидные (или в виде «конского хвоста») формы. В целом же, в зонах глубинных разломов Яно-Колымской мега-МЦТ наиболее типичны современные субвертикальные геодинамические движения по каркасным разломам мега-МЦТ и более низкопорядковых морфоструктур центрального и линейного типов. Как правило, это вызвано развитием низкоранговых вулканоплутонических и плутонических, а также локальных магматогенно-сводовых морфоструктур. Они наиболее активно формировались, в основном, в мезозое-кайнозое, а в настоящее время (в виду оставшихся

плотностных неоднородностей или остаточных сдвиговых, термо-флюидных и других потоков) испытывают дифференцированные движения по активизированным каркасным разломам. Интенсивность соответствующих субвертикальных и субгоризонтальных движений усиливается, а тип движений усложняется, если эти морфоструктуры оказываются в зонах геодинамического влияния МВКЛ или других высокопорядковых морфоструктур. К последним относятся также зона растяжения земной коры вдоль сопряжения континента и окраинных морей, в том числе хребет Гаккеля, а также северные фрагменты глубинных разломов Охотоморской мега-МЦТ [3-7].

Кольцевые, потенциально сейсмоопасные, и предположительно ротационные морфоструктуры (РМ) в основном группируются вдоль крупных разломных зон (МВКЛ и др.). Из всего множества РМ можно выделить три основных морфогенетических подтипа, условные названия которых массивные ротационные (МР), вихревые (ВР) и пучковые (ПР) морфоструктуры. Основная геологическая природа первых, вероятно, связана с круговой ротацией жестких массивов, вторых – с вихревой ротацией блоков консолидированного основания, третьих – со сдвиговой пучкообразной ротацией отдельных блоков в виде «конского хвоста». При этом, в отличие от сводовых морфоструктур, здесь тектогенная составляющая зачастую значительно преобладает над магматогенной и метаморфогенной, а пространственно-временное омоложение конформных комплексов горных пород имеет в основном центростремительный вид (типа «смерча»), а не центробежный, как у сводовых. Кроме того, эволюция магматических комплексов в РМ зачастую имеет антидромный характер (от кислых к основным разностям), тогда как в сводовых наоборот – гомодромный. И, наконец, для РМ характерны преимущественно отрицательные геоморфологические формы. Каждый подтип еще подразделяется на несколько видов, в зависимости от начальной, средней и зрелой стадии их развития, соответствующих слабой, средней и высокой амплитуде вращения РМ.

Необходимо подчеркнуть такую, на мой взгляд, принципиально важную особенность дуговых и кольцевых разломов, которые, по видимому, являются одними из наиболее сейсмоопасных зон, так как именно они зачастую фиксируют кульминационные стадии развития морфоструктур центрального и линейного типов. К такому заключению автора привели многочисленные собственные исследования на юге Дальнего Востока и литературные данные по природным объектам и экспериментальным моделям. А именно: кольцевые разломы магматогенных МЦТ образуются в период их кардинальной магмотектонической перестройки (опустошение глубинных и близповерхностных очагов и обрушение надочаговых построек); дугообразные разломы РМ возникают при критических напряжениях сдвиговых и вращательных движений на границах монолитно-целостных линейных и изометричных блоков; дуговые формы бухт и других аналогичных тектонических нарушений в зонах растяжений континентальных окраин и мега-МЦТ окраинных морей часто формируются при максимальной степени гравитационной и сейсмогравитационной деструкции этих структурно предопределенных тектоно-денудационных зон; кольцевые и веерообразные разломы взрывообразно возникают «на конце растущей трещины» как релаксация напряжений растяжения и т.д.

Таким образом, проведенные исследования уточняют и дополняют имеющиеся материалы по указанной проблеме и могут быть использованы при изучении и картографировании сейсмоопасных явлений на других территориях ДВСА России.

Работа выполнена при поддержке гранта Проект 44 П.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бормотов В.А., Гордеев Е.И., Малышев Ю.Ф., Родионов С.М., Шарафутдинов В.М. Глубинное строение и сейсмичность Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1 / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 47-92.
2. Важенин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
3. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии. Препринт. Якутск: Изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1987. 48 с.
4. Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука, 1986. 175 с.
5. Мясников Е.А. Сейсмическая опасность Дальнего Востока России по морфоструктурным данным // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: всерос. науч. конф.: сб. докл. Благовещенск: ИГИП ДВО РАН, 2010. С. 30-31.
6. Мясников Е.А. Современные эндодинамические процессы северо-востока Азии (морфоструктурные аспекты) // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Шукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2010. С. 189-190.
7. Мясников Е.А., Худяков Г.И. Типы и эндодинамика морфоструктур северо-востока Азии // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 19-26.
8. Сейсмические опасности. Тематический том / под ред. Г.А. Соболева. М.: Издательская фирма «КРУК», 2000. 296 с.
9. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток – Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.

УДК 550.34

**УДАРНЫЕ ВОЛНЫ – НАИБОЛЕЕ ВЕРОЯТНАЯ ПРИЧИНА
АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ УСКОРЕНИЙ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ ПРИ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ ТОХОКУ 11 МАРТА 2011 Г. ($M_w=9.0$)***О.В. Павленко*

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
olga@ifz.ru

Землетрясение Тохоку – наиболее сильное землетрясение на сегодняшний день, зарегистрированное большим количеством сейсмостанций в приразломных зонах. На 19-ти станциях сетей сильных движений Японии K-NET и Kik-net зарегистрированы аномально высокие ускорения $>1g$, максимальное $\sim 3g$. Для изучения механизмов возникновения аномально высоких пиковых ускорений по записям вертикальных групп Kik-net изучено поведение грунтов (верхних $\sim 100-500$ м) при землетрясении. Грунты вели себя аномально: вместо падения модулей сдвига, как обычно наблюдается при сильных движениях, на большинстве изученных станций модули сдвига в грунтовых слоях возрастали, показывая упрочнение грунта, и достигали максимума в моменты наибольшей интенсивности сильных движений, затем снижались. Подобное поведение грунтов можно объяснить, если предположить, что на них действует некоторая волна уплотнения (сжатия), подобная ударной волне. Спектры акселерограмм землетрясения, зарегистрированные сейсмостанциями, расположенными на мягких грунтах, показывают резкое (ступенчатое) снижение преобладающей частоты колебаний в моменты максимальной интенсивности колебаний, что подтверждает предположение об ударных волнах. А наблюдаемые изменения форм акселерограмм землетрясения с удалением от очага - снижение продолжительности и возрастание интенсивности сильных движений - приводят к выводу, что при землетрясении Тохоку образовалась ударная волна, подобно тому, как образуются ударные волны при движении сверхзвукового источника, что и привело в результате к аномально высоким пиковым ускорениям на поверхности.

УДК 550.21:550.83(571.642)

ВАРИАЦИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАД ЗАЛЕЖЬЮ ГАЗА В СВЯЗИ С ПРОГНОЗОМ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

В.А. Паровышный, О.В. Веселов, А.И. Казаков, В.Н. Сеначин, Е.В. Кочергин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
v.parovyshniy@imgg.ru

Обращаясь к проблеме сейсмичности, необходимо выделить в ней прогностическую составляющую и обозначить ее как наиболее важную и нерешенную задачу. В настоящее время прогноз сейсмических событий осуществляется сейсмологией различными способами. По оценке сейсмологов, определенный успех имеется в области решения задач долгосрочного и среднесрочного прогнозов. Большим достижением считается среднесрочный прогноз определения «сейсмических циклов» и «сейсмических брешей», где находят практическое применение законы подобия о распределении интервалов времени между событиями и частотой повторяемости в зависимости от энергетического класса [5].

И.П. Добровольский [1], обсуждая современное состояние прогноза, отмечает определенные успехи в области вероятностного и детерминированного прогнозов и констатирует, ссылаясь на тридцатилетний опыт исследований на среднеазиатских полигонах, отсутствие положительных результатов в прогнозе землетрясений.

В части разработок по краткосрочному прогнозу землетрясений в научном сообществе бытует мнение о принципиальной невозможности его осуществления, следовательно, бессмысленности дальнейшего научного поиска. Пессимистические выводы, сделанные на Лондонском совещании «Оценка проектов по прогнозу землетрясений» (1996 г.), определились в следующих основных постулатах: не существует физической основы прогноза отдельного землетрясения; статистический подход предпочтительнее исследований физических процессов [2].

Какими бы ни были взгляды на прогноз, этой проблемой с разной степенью активности продолжают заниматься многие научные подразделения, осознавая, что практическое значение имеет такой прогноз, который содержит точные сведения о месте (пространственных координатах), времени и энергии предстоящего сейсмического события. Такой прогноз следует называть **оперативным**.

Лаборатория геодинамики и морской геологии ИМГиГ ДВО РАН приступила к решению задач такого прогноза в 2003 году. С этой целью был обустроен геофизический полигон на Южно-Луговском месторождении газа (рис. 1). Выбор места заложения полигона не случаен. Предпочтение этому месту отдано по следующим причинам: нестабильность гравитационного поля в районе данного месторождения и его расположение в зоне влияния активного регионального Центрально-Сахалинского разлома (рис. 1А).

В начале исследований ставились две задачи:

1. Выявление характерных признаков наличия залежи углеводородов (УВ) по временным изменениям естественных геофизических полей и на этой основе создание методики оценки степени продуктивности в нефтегазоносном отношении сложнопостроенных перспективных объектов.

2. Определение связи временных изменений естественных геофизических полей над газонасыщенными объектами с сейсмическими событиями и оценка возможности создания методики краткосрочного прогноза землетрясений.

Первая задача была успешно решена в течение трех полевых сезонов. Поисковая методика была создана [3, 4] и в 2008 году успешно апробирована на Петропавловской площади (Анивский район Сахалинской области), где, с учетом наших рекомендаций, пробурена поисковая скважина, вскрывшая залежь газа в отложениях маруямской свиты позднего миоцена.

Решение второй задачи осуществлялось параллельно с решением первой и было продиктовано полученными в ходе исследований материалами, убеждающими в том, что возмущения естественных геофизических полей над залежью газа однозначно связаны с сейсмическими событиями, а начало возмущений предшествует событиям за несколько часов до их реализации.

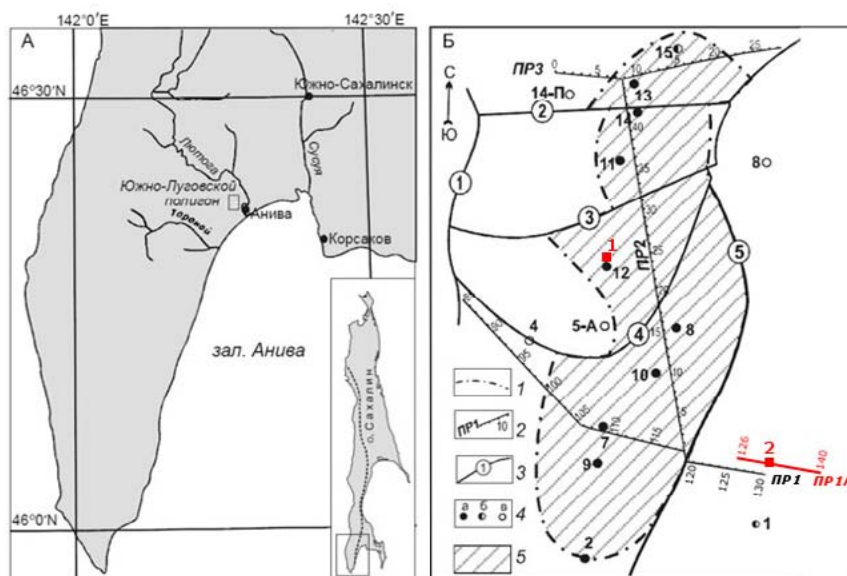


Рис. 1. Географическое положение (А) и структурная схема полигона (Б). Условные обозначения: 1 – контур газовой залежи; 2 – профили комплексных геофизических наблюдений; 3 – основные разрывные нарушения по данным сейсморазведки и бурения; 4 – скважины: а – с промышленными притоками, б – с непромышленными притоками, в – непродуктивные; 5 – площадь залежи. На врезке рис. 1А показано положение Центрально-Сахалинского разлома. Расстояние между пикетами на профилях – 50 м, на профиле 1А – 25 м. Красные квадраты 1, 2 – стационарные пункты наблюдений.

СОДЕРЖАНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для определения характера связи временных изменений геофизических полей с сейсмическими событиями и выявления предвестников для оперативного прогноза землетрясений использовались электрометрический (метод естественного электрического поля), гравиметрический, термометрический и магнитометрический методы. Первые три метода применялись в стационарной и профильной модификации, магнитометрический – только в стационарной. Параллельно с решением данной задачи продолжались исследования с целью совершенствования методики поисков месторождений углеводородного сырья, разработанной нами в период с 2003 по 2006 годы.

НАБЛЮДЕНИЯ В СТАЦИОНАРНОМ РЕЖИМЕ

Метод естественного электрического поля (далее ЕП). На пунктах 1 и 2 использовались шестиазимутальные дипольные установки и автоматические цифровые компьютеризированные станции, позволяющие регистрировать текущие значения ЕП в микровольтах с дискретностью 10 с по каждому каналу с точностью ± 0.5 мкв. Диполи установок ориентированы по истинным азимутам через 30 градусов:

- | | | |
|--------------|---------------|----------------|
| 1. 0 - 180° | 3. 60° - 240° | 5. 120° - 300° |
| 2. 30 - 210° | 4. 90° - 270° | 6. 150° - 330° |

Длина разносов диполей (от 370 до 520 м) определялась достижением примерно равных условий заземления (условиями обводненности и освещения мест заземления). Для заземлений применялись неполяризующиеся стержневые электроды, которые погружались в шпур на глубину 1.5 м. Результаты наблюдений регулярно просматривались на компьютере, периодически архивировались.

Геомагнитные наблюдения выполнялись модернизированными протонными магнитометрами ММП-203. Модернизация заключалась в подключении к магнитометру дополнительного электронного блока, объединяющего систему управления с программным обеспечением и накопитель емкостью 4Гб. Регистрация отсчетов производилась с дискретностью 1 минута, точность наблюдений ± 1 нТл.

Термометрические наблюдения выполнялись автоматизированной и компьютеризированной станцией, позволяющей регистрировать в автоматическом режиме температуру по трем каналам, атмосферное давление, температуру воздуха и влажность. Термометрические наблюдения проводились от датчиков, погруженных в скважины. На пункте 1 глубина погружения датчика 3.2 м, на пункте 2 – 2.9 м. Точность определения температур $\pm 0.05^\circ\text{C}$, дискретность записи – 15 минут.

ПРОФИЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

На профиле 1А (рис. 1Б) протяженностью 700 м выполнены термометрические наблюдения и наблюдения методом естественного электрического поля в модификации метод потенциала. Планируемые здесь гравиметрические наблюдения не выполнены по техническим причинам.

Термометрические наблюдения выполнялись электронным цифровым регистратором. Измерения производились датчиками ТЭТ-2, запрессованными в алюминиевые трубки длиной 1.5 м, которые были погружены в шпуров той же глубины. Расстояние между пунктами наблюдений 25 м, точность определения температур $\pm 0.05^\circ\text{C}$.

Наблюдения методом потенциала выполнены электроразведочной станцией «Электротест-С» с дипольной установкой при заземлении неполяризуемыми стержневыми электродами в шпурах глубиной 1.5 м. Шаг наблюдений 25 м, точность определения разности потенциалов ± 1 мВ. Неподвижный электрод установлен в 10 м западнее пикета 128, подвижный – перемещался по профилю после взятия отсчетов. Электрометрические и термометрические наблюдения выполнялись циклами последовательно в один и тот же день. Всего выполнено 6 циклов. Следует отметить, что модернизацию магнитометра ММП-203, проектирование и изготовление термометрической станции и цифрового регистратора к ней осуществил старший инженер лаборатории геодинамики и морской геологии ИМГиГ ДВО РАН Ю.В. Сохатюк.

КРАТКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предыдущими исследованиями (2006 – 2013 гг.) нами было показано, что возмущения естественных геофизических полей перед сейсмическими событиями начинаются над залежью газа, расположенной в зоне влияния активного регионального Центрально-Сахалинского разлома (врезка на рис. 1А). Этими же исследованиями была показана возможность определения времени предстоящего сейсмического события и намечены пути решения задачи определения направления от места наблюдений на эпицентры предстоящих сейсмических событий. В полевой период 2014 года получены материалы, подтверждающие правильность подхода к решению этой задачи. В процессе эксперимента записано более 100 эпизодов реакции естественных геофизических полей, каждый из которых характеризует как процесс подготовки сейсмического события, так и его реализацию с последующим затуханием сигнала. По мере поступления материалов наблюдений определились основные закономерности временных изменений естественного поля в период подготовки и реализации сейсмических событий:

1. При отсутствии сейсмических событий (спокойная сейсмологическая обстановка) геофизические поля находятся в покое без видимых отклонений от фона.
2. Возмущения геофизических полей над залежью метана регистрируются за 3-4 часа до сейсмического события, если его эпицентр удален от пункта наблюдений на 450 км и более, и примерно за 20 - 25 часов, если эпицентр удален на 100 км и менее. При удалении эпицентра более чем на 650 км время предстоящего события определяется неуверенно.
3. В конечную стадию подготовки сейсмического события наибольшие возмущения естественного электрического поля регистрируются по каналам, ориентированным азимутально близко по направлению на эпицентр.

К пункту 2 следует сделать следующее дополнение. На рис. 2. показана запись реакции естественного электрического поля на сильное землетрясение в акватории Охотского моря 14 августа 2012 года (параметры события на графике). Данная запись резко отличается от всех зарегистрированных ранее. Здесь возмущения поля начались более чем за 50 часов до события. При этом четко выразилась поканальная дифференциация (кроме канала 2, ориентированного на эпицентр). Наиболее сильный амплитудный сигнал получен по каналу 6, диполь которого ориентирован практически ортогонально второму. Такая форма записи, время прихода полезного сигнала и другие особенности регистрируются нами впервые, как и само событие такого класса.

Ниже приводятся примеры реакции естественного электрического (ЕП) и геомагнитного полей на подготовку сейсмических событий. На приведенных графиках красными вертикальными стрелками показано время сейсмических событий, L-расстояние от места наблюдений до эпицентра данного события, Az - истинный азимут от места наблюдений на эпицентр, M – магнитуда события, H – глубина очага, км. Азимуты и расстояния от места наблюдений до эпицентра вычислены по их координатам и мест расположения установок. Координаты, время, магнитуда и глубина очага взяты из официальных каталогов Сахалинского филиала ГС РАН.

На рисунках 2-4 представлены отдельные эпизоды записей возмущений естественного электрического и геомагнитного полей, предшествующие сейсмическим событиям. Практически все они разнообразны, но их объединяет одно: резкое отклонение от фонового состояния за несколько часов до наступления события.

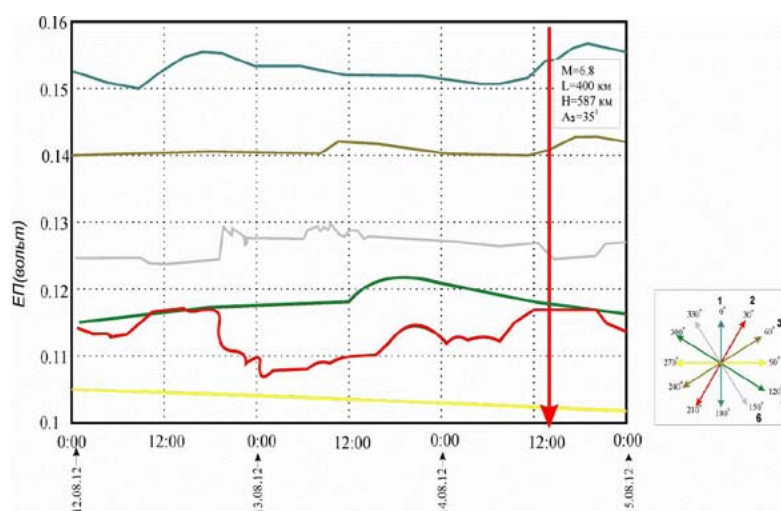


Рис 2. Пример возмущения естественного электрического поля перед сильным землетрясением 14 августа 2012 г. в 14 час 00 мин.

На рисунках 2-4 видно, что возмущения естественного электрического и геомагнитного полей начинаются за некоторое время до наступления сейсмических событий. Наиболее амплитудные изменения (рис. 2, 3) наблюдаются по каналам, диполи которых ориентированы близко к направлению на эпицентры событий. Исключение составляет событие 24 сентября в 07 часов 10 минут местного времени (рис. 4), которое не отразилось в ЕП. Причина, вероятнее всего, в большой удаленности эпицентра и сравнительно малой магнитуде данного события.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты геофизических исследований, проведенных лабораторией геодинамики и морской геологии ИМГиГ ДВО РАН, свидетельствуют о возможности оперативного прогноза землетрясений с определением азимута, координат и времени предстоящих сейсмических событий при создании как минимум двух геофизических полигонов, разнесенных на расстояние не менее 300-400 км.

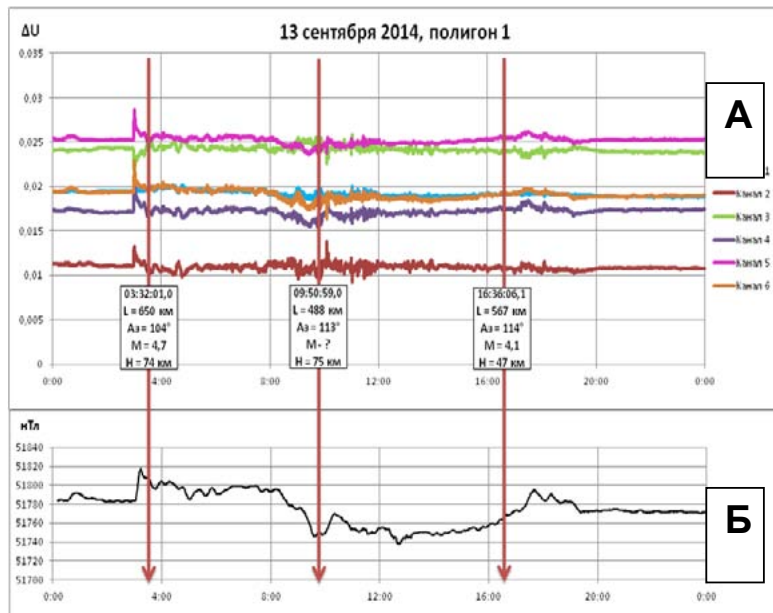


Рис. 3. Пример реакции ЕП (А) и геомагнитного поля (Б) в период подготовки и реализации трех сейсмических событий 13.09. 2014 г.

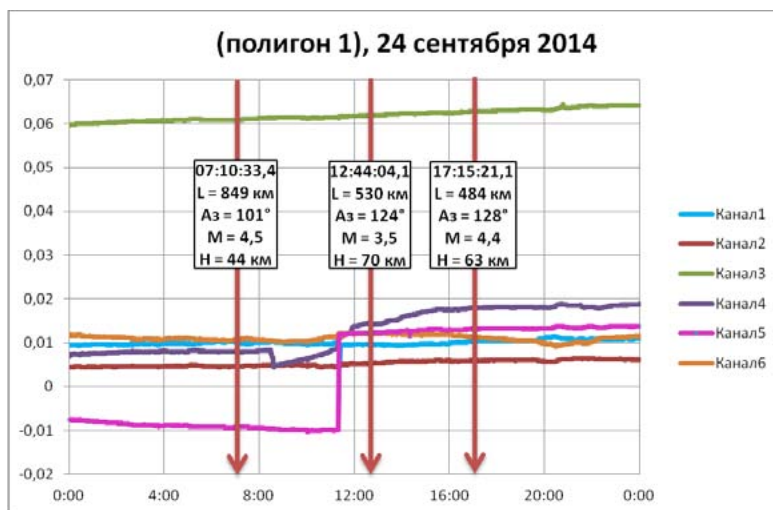


Рис. 4. Пример реакции ЕП на серию сейсмических событий 24 сентября 2014 года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 236 с.
2. Николаев А.В., Савин М.Г. Сейсмическая безопасность: новые горизонты // Вестник ДВО РАН. 2014. № 4. С. 87-95.
3. Паровышный В.А., Веселов О.В. Сеначин В.Н., Кириенко В.С. Временные изменения геофизических полей над газовой залежью (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 3-14.
4. Паровышный В.А., Сеначин В.Н., Веселов О.В., Кочергин Е.В. Вариации геофизических полей над флюидонасыщенными геодинамическими системами в связи с проблемой прогноза сейсмических событий // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 50-58.
5. Шуман В.Н. О феноменологических моделях и прогнозе сейсмичности: оправдан ли пессимизм, обоснованы ли надежды // Геофизический журнал. 2014. Т. 35, № 2. С. 24-37.

УДК 551.2/3 (571.564)

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА КУРИЛЬСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ ПО ДАННЫМ GPS/ГЛОНАСС НАБЛЮЖДЕНИЙ

А.С. Прытков¹, Н.Ф. Василенко¹, Д.И. Фролов²

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;

² Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург, Россия
alexanderprytkov@mail.ru

Курильская зона субдукции является одним из наиболее сейсмоактивных регионов северо-восточной части Евразии, где скорость пододвигания океанической литосферной плиты под континентальную достигает 8 см/год [1]. Здесь происходят как наиболее крупные цунамигенные (с магнитудой более 8), так и самые глубокие (более 500 км) землетрясения, а также проявляется активная вулканическая деятельность. Сейсмические события последних лет (дуплет Симуширских землетрясений 2006 – 2007 гг., $M > 8$; землетрясение Тохоку 2011 г., $M_w = 9.0$; Охотское глубокофокусное землетрясение 2013 г., $M_w = 8.3$ [1, 4, 5]) ярко продемонстрировали актуальность изучения современных геодинамических процессов в Курильской зоне субдукции.

В 2006 г. на Курильских островах развернута сеть GPS/ГЛОНАСС наблюдений. В настоящее время она состоит из 11 пунктов непрерывной и периодической регистрации, которые достаточно равномерно покрывают островную дугу. Выполненные геодинамические исследования позволили получить инструментальные данные о современной геодинамике региона.

МОДЕЛЬ ОЧАГА ОХОТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 24.05.2013 Г. $M_w = 8.3$

Охотское землетрясение 24.05.2013 г. с $M_w = 8.3$ является уникальным сейсмическим событием региона, зарегистрированным вблизи западного побережья полуострова Камчатка на глубине ~ 600 км (рис. 1). Косейсмические смещения земной поверхности в результате этого землетрясения зарегистрированы станциями Курильской геодинамической сети. Полученные данные дополнили результаты региональных GPS/ГЛОНАСС наблюдений Охотского региона [3]. Максимальные косейсмические смещения проявились на п-ове Камчатка: до 15 мм в горизонтальном плане, 19 мм – по вертикали. На пунктах Курильской геодинамической сети они достигали 8 мм [4].

На основе зарегистрированных горизонтальных косейсмических смещений для упругого полупространства с учетом сферичности и слоистости Земли [7] выполнено моделирование очага Охотского землетрясения [9]. Поиск оптимального решения для механизма очага, представленного в виде наклонной плоскости с однородным смещением, осуществлялся путем минимизации среднеквадратической разности измеренных и модельных косейсмических смещений χ^2 . В дислокационной модели были наложены ограничения на простирание (189°) и направление подвижки (-93°) в плоскости сейсморазрыва, а также на его геометрические параметры, определенные по сейсмологическим данным из инверсии Р-волн [10].

Наилучшее решение получено для плоскости размером 100×50 км² с максимальной подвижкой в очаге 7 м ($M_w = 8.35$). Тип подвижки – пологий сброс западного падения под углом 11° . Модельный геодезический момент в пределах 7% согласуется с его сейсмологическим определением.

Таким образом, на основе GPS/ГЛОНАСС наблюдений впервые удалось зафиксировать, получить величины и изучить распределение косейсмических смещений, вызванных мощным глубокофокусным сейсмическим событием. Установлена протяженность сейсморазрыва в погружающейся Тихоокеанской плите, которая по толщине была разорвана на 50 км.

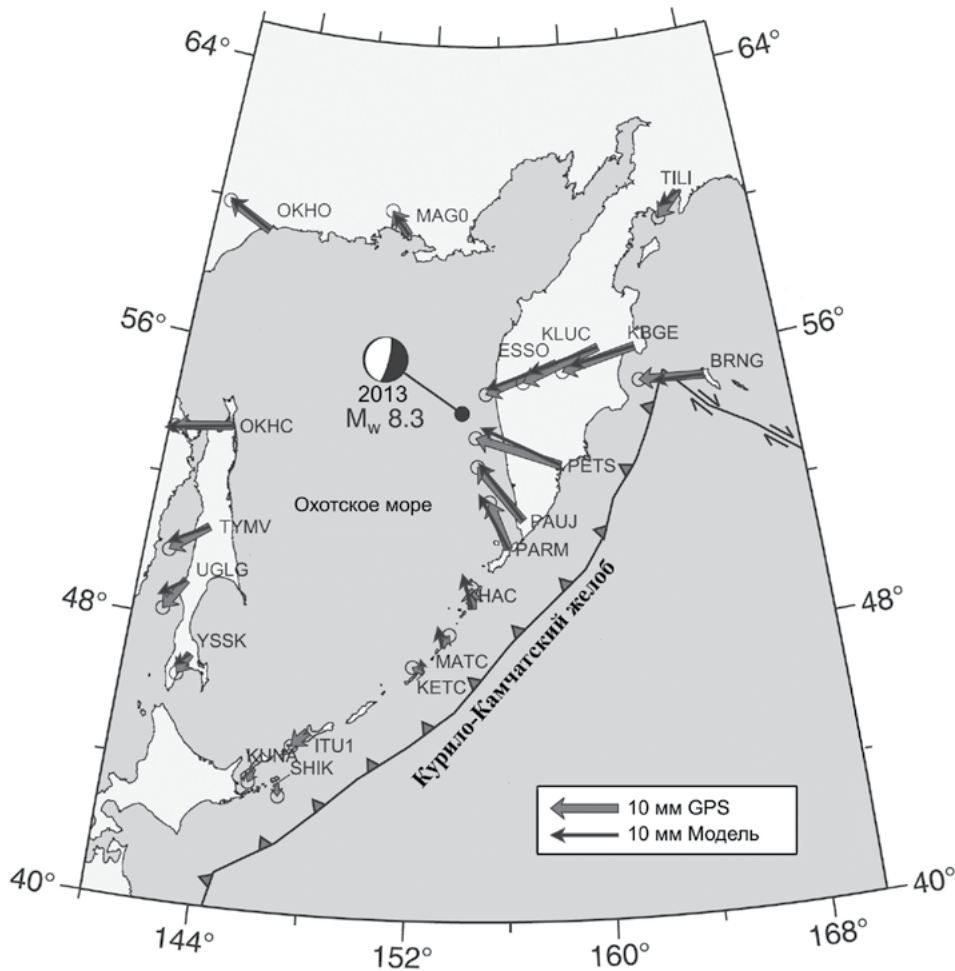


Рис. 1. Косейсмические смещения GPS/ГЛОНАСС станций в результате глубокофокусного Охотского землетрясения 24.05.2013 г. $M_w = 8.3$. Светлыми стрелками изображены косейсмические смещения GPS/ГЛОНАСС станций с одной среднеквадратической ошибкой, темными – модельные значения. Механизм очага Охотского землетрясения 2014 г. приведен по данным [5].

ГЕОДИНАМИКА КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Скорости GPS/ГЛОНАСС станций Курильской геодинимической сети за период 2007 – 2014 гг. приведены на рисунке 2. В центральной части островной дуги после дуплета Симуширских землетрясений 2006 г. $M_w = 8.3$ и 2007 г. $M_w = 8.1$ происходит постсейсмическая релаксация напряжений. На начальном этапе скорости релаксации достигали 10 см/год, ежегодно уменьшаясь на $\sim 30\%$. В 2013 – 2014 гг. постсейсмические смещения на пунктах КЕТС (о. Кетой) и МАТС (о. Матуа) составили ~ 13 мм. Постсейсмические деформации земной поверхности вызваны вязкоупругой релаксацией напряжений в астеносфере. Предшествующие исследования впервые выявили зависимость вязкости астеносферы от скорости наблюдаемого постсейсмического движения. Вязкость астеносферы увеличилась в ~ 5 раз от 2×10^{17} Па \cdot с в первый год наблюдений до 1×10^{18} Па \cdot с в 2011 г. [6].

Межсейсмические скорости деформирования земной поверхности южного и северного флангов Курильской островной дуги отражают процесс субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под Североамериканскую в условиях механически сомкнутой зоны контакта. Скорости пунктов имеют северо-западное направление и величины от 14 мм/год на станции PAR1 (о. Парамушир) до 33 мм/год на станции SHIK (о. Шикотан). Анализ скоростей этих районов дуги позволил оценить параметры зоны субдукции.

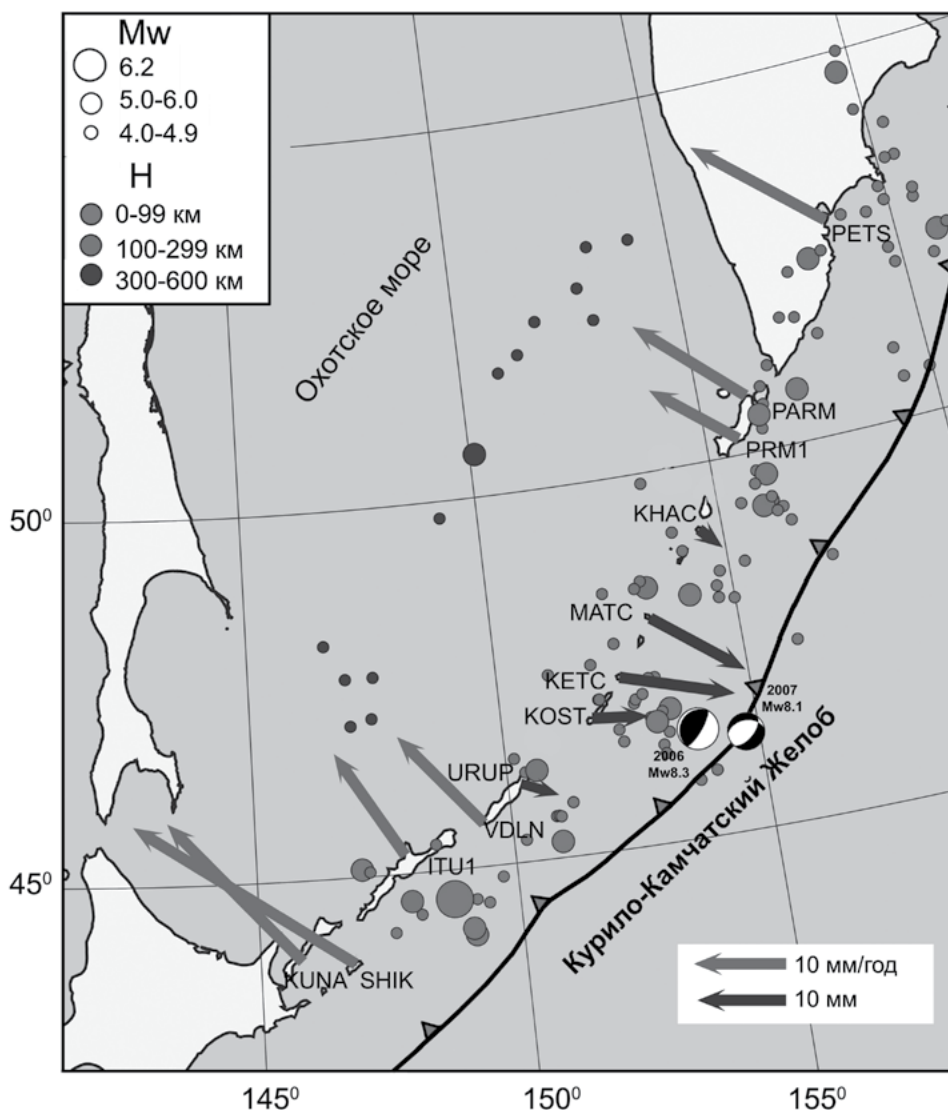


Рис. 2. Скорости GPS/ГЛОНАСС станций Курильской геодинимической сети. Светлыми стрелками изображены скорости станций за период 2007 – 2014 гг., темными – смещения станций за период 05.2013 – 05.2014 гг. Показана сейсмичность региона за 2014 г. и механизмы дуплета Симуширских землетрясений 2006 – 2007 гг.

Распределение межсейсмических деформаций, обусловленных пододвиганием океанской плиты и ее сцеплением с континентальной, описано моделью упругого полупространства, разделенного наклонной плоскостью, вдоль которой происходит деформирование двух его частей [2]. Пододвигающаяся океаническая плита сохраняет жесткость и движется с постоянной скоростью u как единое целое с остальной плитой, изменяя направление от горизонтального вблизи желоба до максимального наклона на глубинах в сотни километров.

Решение двумерной задачи в виде профиля скоростей U_x на поверхности (вдоль оси x , перпендикулярной желобу) для однородной изотропной упругой среды имеет вид [8]:

$$U_x(x) = (-u/\pi) \left\{ \left[s - (x+c) \cos \delta \right] s \sin \delta / \left[(x+c)^2 + s^2 - 2(x+c)s \cos \delta \right] + \cos \delta \left[\arctan \left[(x+c - s \cos \delta) / (s \sin \delta) \right] - \pi / 2 \right] \right\},$$

где δ – угол наклона контактной плоскости между плитами, u – скорость их сближения (субдукции), c – расстояние до желоба, s – наклонная глубина залегания зоны механического контакта.

Для известных угла наклона и скорости субдукции глубина зоны механического контакта (каплинга) Североамериканской и Тихоокеанской литосферных плит получена сопоставлением измеренных на поверхности межсейсмических скоростей с их модельными значениями (рис. 3). Глубина контакта на севере Курильской островной дуги составляет ~ 55 км. Скорости станций ITRP (о. Итуруп) и VDLN (о. Уруп) соответствуют глубине контакта ~ 36 км. Максимальное накопление деформационных напряжений происходит в южной части Курильской дуги, где глубина зоны механического контакта литосферных плит достигает 104 км на станции SHIK (о. Шикотан).

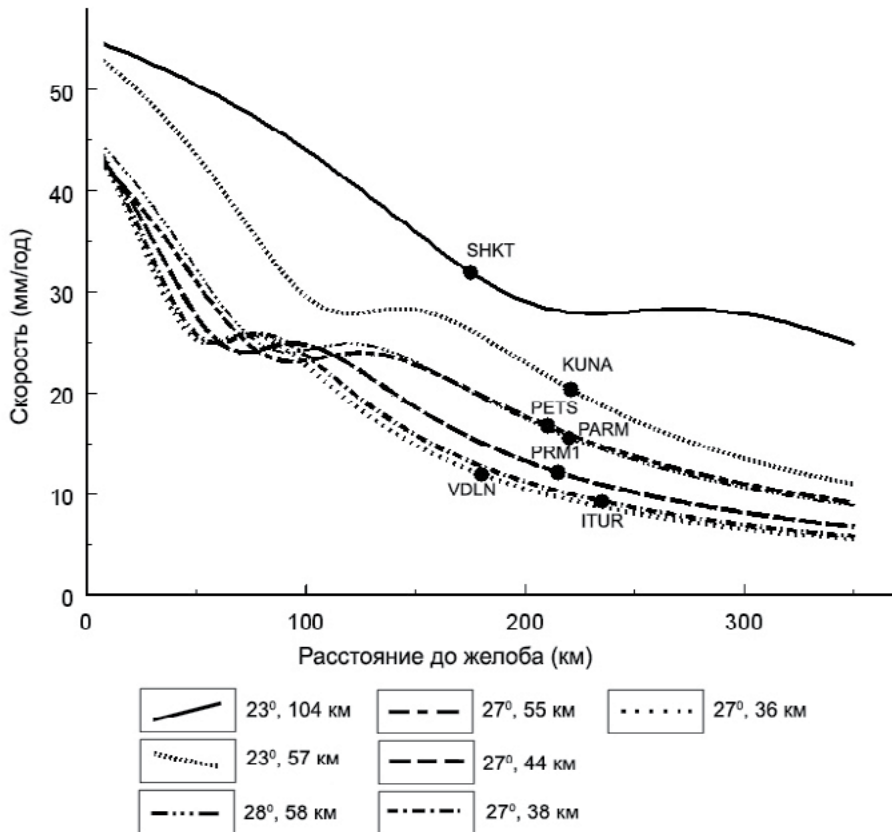


Рис. 3. Моделирование горизонтальных скоростей пунктов в зоне субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под Североамериканскую (Охотскую). Для каждого пункта наблюдений приведены средний угол наклона зоны субдукции из работ [1, 4] и расчетная глубина механического контакта литосферных плит.

Таким образом, по результатам GPS/ГЛОНАСС измерений 2007 – 2014 гг. установлен характер современного каплинга (сцепления) Тихоокеанской и Североамериканской (Охотской) литосферных плит на всем простираии Курильской зоны субдукции. В настоящее время сцепление литосферных плит отсутствует в центральной части дуги от о. Харимкотан до о. Уруп. Наиболее интенсивный процесс накопления напряжений происходит на юге Курильской дуги, где выявлена наибольшая глубина механического контакта Североамериканской и Тихоокеанской литосферных плит.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31168-мол.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Прытков А.С. Сейсмичность как результат взаимодействия литосферных плит (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 151-154.
2. Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли. 2010. № 5. С. 77-82.
3. Шестаков Н.В., Ohzono M. и др. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013 г. Mw=8.3 // ДАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 471-476.
4. Gorbatov A., Kostoglodov V. et al. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // J. Geophys. Res. 1997. Vol.102. P. 17883-17898.
5. <http://www.globalcmt.org>.
6. Kogan M.G., Vasilenko N.F. et al. Rapid postseismic relaxation after the great 2006-2007 Kuril earthquakes from GPS observations in 2007-2011 // J. Geophys. Res. 2013. Vol. 118. P. 3691-370.
7. Pollitz F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // Geophys. J. Int. 1996. Vol. 125. No 1. P. 1-14.
8. Savage J.C. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88, No B6. P. 4984-4996.
9. Steblov G.M., Ekström G. et al. First geodetic observations of a deep earthquake: the 2013 Sea of Okhotsk MW 8.3 event // Geophys. Res. Lett. 2014. Vol. 41, No 11. P. 3826-3832.
10. Ye L., Lay T. et al. Energy release of the 2013 MW 8.3 Sea of Okhotsk earthquake and deep slab stress heterogeneity // Science. 2013. Vol. 341. P. 1380-1384.

УДК 551.24

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА ТИХООКЕАНСКОЙ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Ю.Л. Ребецкий¹, А.Ю. Полец²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, Россия;

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
ur.ggmi@stelop.a

В докладе представлены результаты тектонофизической реконструкции напряженного состояния японского сегмента Тихоокеанской сейсмофокальной области, выполненной на основе метода катакластического анализа разрывных смещений [2]. Реконструкция осуществлялась по данным о механизмах очагов землетрясений каталога JMA, произошедших в период, предшествовавший катастрофическому землетрясению Тохоку 2011 г., что дало возможность сделать важные выводы как в области современной геодинамики зон сочленения субконтинентальных и океанических плит, так и в области физики очага землетрясений.

Установлено, что в исследуемом регионе, определяемом с позиции тектоники литосферных плит как зона субдукции Тихоокеанской океанической плиты под субконтинентальную, вкрест оси желоба меняется характер напряженного состояния. Если к востоку от Японского желоба в области субконтинентальной литосферы оси максимального сжатия в основном полого наклонены под океаническую литосферную плиту, то к западу от него оси этих напряжений имеют субвертикальное погружение (рис. 1). Таким образом, океанический желоб разделяет верхнюю часть литосферы на два геодинамических режима: 1) субгоризонтального сжатия к западу от оси желоба; 2) субгоризонтального растяжения к востоку от оси желоба.

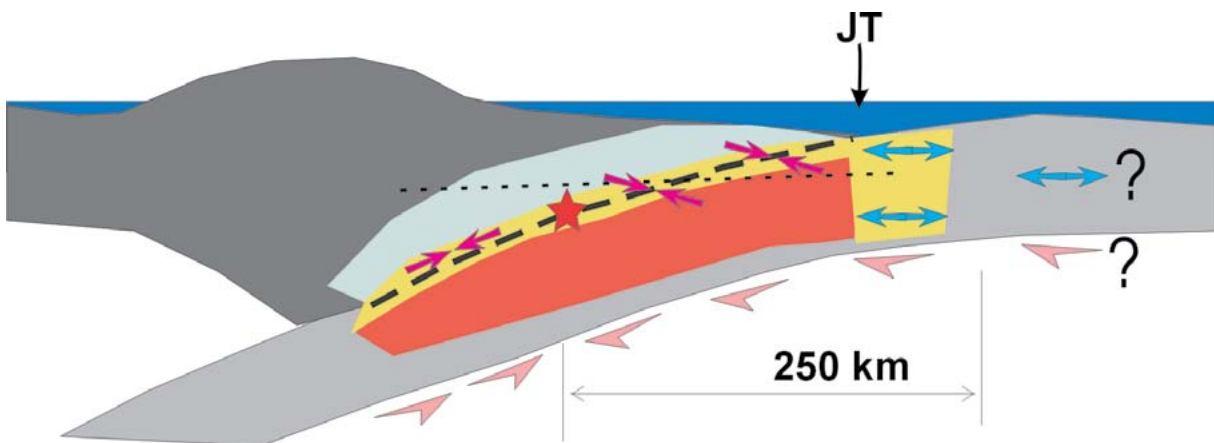


Рис. 1. Схема распределения эффективного давления и осей главных напряжений для вертикального профиля в крест зоны субдукции вблизи начала развития очага землетрясения Тохоку. Звездочка показывает глубину его развития. Уровни эффективного давления: красный цвет – высокий, желтый – средний, синий – низкий. Стрелки красного цвета показывают оси максимального сжатия, синие – осей минимального сжатия или девиаторного растяжения. На подошве слэба (Тихоокеанская плита) показана ориентация поддвиговых касательных напряжений. Знаком вопроса выделены области океанической коры с неясным для нас характером напряженного состояния.

В верхней части коры (глубины 0 – 20 км) смена геодинамических режимов происходит резко без формирования промежуточных режимов горизонтального сдвига или вертикального сдвига. На больших глубинах (50 – 70 км) между областями горизонтального сжатия и

горизонтального растяжения практически всегда присутствует «молчащий» участок, где в литосфере не наблюдается достаточно сильных землетрясений, и поэтому здесь не удастся определить параметры напряженного состояния. В средней части литосферы область горизонтального растяжения к востоку от оси желоба плохо выражена из-за малого числа произошедших здесь землетрясений, что, вероятно, говорит о докритическом напряженном состоянии этих горизонтов литосферы в исследуемом масштабе.

Наши расчеты показывают, что наибольший уровень латерального сжатия наблюдается в коре (глубины 0 – 20 км) к западу от оси желоба. Здесь оси максимального латерального сжатия ориентированы ортогонально оси желоба. К востоку от оси желоба ортогонально ему ориентированы оси наименьшего горизонтального сжатия. При этом скачок в уровне напряжений при переходе через Японский желоб составляет около 5 – 8 значений внутреннего сцепления (τ_f) пород. Для Идзу-Бонинского желоба этот скачок менее выражен, хотя явно существует и составляет 3 – 5 τ_f . Пока сложно понять, какими силами уравниваются такие резкие изменения напряжений. Возможно, здесь действуют какие-то достаточно специфические процессы, обуславливающие высокие градиенты напряжений.

Другой важный вывод, относящийся уже к вопросам физики очага землетрясений, можно сделать из анализа положения очага катастрофического землетрясения Тохоку в поле реконструированных напряжений. Установлено, что развитие очага происходило в области сочленения участков коры с высоким и низким уровнем эффективного давления, т.е. в зоне максимального градиента напряжений (рис. 1). Эта область протягивалась вдоль оси океанического желоба и наиболее выраженной была на глубинах, близких к 30 км (реконструкция для глубинного уровня 20 – 40 км). Здесь присутствовала наиболее обширная область пониженного уровня эффективного давления, которая согласно работам [3, 4] является наиболее предпочтительной для развития хрупкого разрушения.

В верхних уровнях коры (глубины 0 – 20 км) между осью желоба (место вблизи выхода очага на поверхность) и областью пониженного эффективного давления всегда присутствуют участки высокого эффективного давления. Такая ситуация определяет повышенное сопротивление среды хрупкому разрушению. Вероятно, этим обстоятельством следует объяснять тот факт, что максимальные амплитуды смещений на разрыве наблюдались не вблизи поверхности, а на глубине 3 – 5 км. Для пологой плоскости очага участок максимальных амплитуд смещений отстоял от океанического дна на 25 – 30 км вдоль плоскости очага. Этот участок как раз попадает на область повышенного эффективного давления, полученного по результатам реконструкции напряжений.

Большая протяженность землетрясения Тохоку нами связывается с большой протяженностью участков коры с высоким уровнем градиента напряжений, расположенных вдоль всего восточного участка коры о. Хонсю. На глубинах 10 – 30 км и 20 – 40 км в зоне юго-западного и северо-восточного сегментов сейсмофокальной области о. Хонсю существуют участки повышенного эффективного давления, расположенные в поперечном направлении. К юго-западному сегменту относятся участки, расположенные вблизи п-ова Ёконама и к северу от Нанкайского желоба. К северо-восточному – участок вблизи 40° с.ш. Эти участки повышенного эффективного давления следует рассматривать как зоны, способствовавшие остановке развития очага землетрясения Тохоку. Основной отличительной особенностью поля напряжений в области развития очага землетрясения Тохоку является существование вдоль всей его протяженности зоны высокого градиента напряжений. Если для Суматра-Андаманского, Мале и Симуширского землетрясений [1, 5, 6] градиент напряжений располагался вдоль простираения сейсмофокальной области, то для землетрясения Тохоку в области его очага вектор градиента напряжений ориентирован поперек сейсмофокальной области. Причем снижение уровня напряжений в основном было ориентировано вдоль погружения сейсмофокальной области.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-04-331229, 13-05-00892 и Президентского гранта РФ МК 1904.2013.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1192-1206.
2. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10, № 1. С. 25-37.
4. Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т. 29, № 6. С. 92-110.
5. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 5. С. 70-84.
6. Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. Vol. 184, No 4-5. P. 335-346.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНОВ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХИЙ ОКЕАН

А.Г. Родников, Л.П. Забаринская, Н.А. Сергеева

Геофизический центр Российской академии наук, г. Москва, Россия
rodnikov@wdcb.ru

Происшедшие за последние годы многочисленные природные катастрофы, существенным образом изменившие подходы к изучению сейсмической, вулканической и других природных опасностей, в целом, требуют разработки новой стратегии и тактики исследования современных геологических процессов. Одно из направлений исследований в этой области включает создание детальной междисциплинарной базы геолого-геофизических данных и построение на их основе геодинамических моделей глубинного строения регионов природных катастроф [5]. Построение таких моделей дает возможность: 1 – изучить глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными и вулканическими зонами; 2 – исследовать роль глубинных процессов, протекающих в мантии, в формировании структур земной коры; 3 – провести корреляцию между геологическими структурами, тектоно-магматической активностью, гидротермальными проявлениями и строением верхней мантии; 4 – выделить в регионах исследований зоны повышенного сейсмического риска. В качестве полигона исследований выбрана переходная зона от Евразийского континента к Тихому океану, где по международным геофизическим проектам были построены геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф [5] (рис.1).

Регион исследования представляет собой тектонически активную переходную зону от Евразийского континента к Тихому океану, включающую вулканогенные пояса, окраинные моря и островные дуги. Земная кора здесь разбита на отдельные плиты, находящиеся в постоянном движении друг относительно друга, а некоторые плиты испытывают погружение под другие, что приводит к извержениям вулканов и катастрофическим землетрясениям, часто сопровождающимся цунами (рис. 2). По данным наблюдений наибольшая скорость движения характерна для Тихоокеанской плиты, которая перемещается в северо-западном направлении со скоростью 72.6 мм/год. Скорость перемещения на стыке с Филиппинской плитой в районе Марианского желоба уменьшается до 22 мм/год. Евразийская плита движется навстречу Тихоокеанской в юго-восточном направлении со средней скоростью порядка 30.2 мм/год. Индо-Австралийская плита по данным наблюдений движется в северо-восточном направлении со скоростью 64.3 мм/год [6].

Исследование глубинного строения переходной зоны выполнено вдоль серии геотраверсов, пересекающих регионы Охотского, Японского, Филиппинского и Южно-Китайского морей (рис. 2).

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявшим на геологическое строение изученного региона. Начиная с палеогена, здесь происходили тектонические процессы, сопровождавшиеся формированием задуговых бассейнов, рифтов, сдвигов, грабенов и горстов, различного типа глубинных разломов, обусловленные субдукционными процессами, связанными с погружением Тихоокеанской плиты под континент, а также с активизированной в это время коллизией литосферных плит. Эти процессы сопровождались извержениями вулканов, землетрясениями, тектоническими подвижками, вызывавшими деструкцию земной коры. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру Юго-Восточной Азии, привела к перестройке литосферных плит переходной зоны, активизации конвергентных и дивергентных разломов. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, что также сопровождалось активным

вулканизмом и землетрясениями, исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых, формированием в верхней мантии астеносферного слоя, процессы в котором вызывают тектонические подвижки в земной коре.

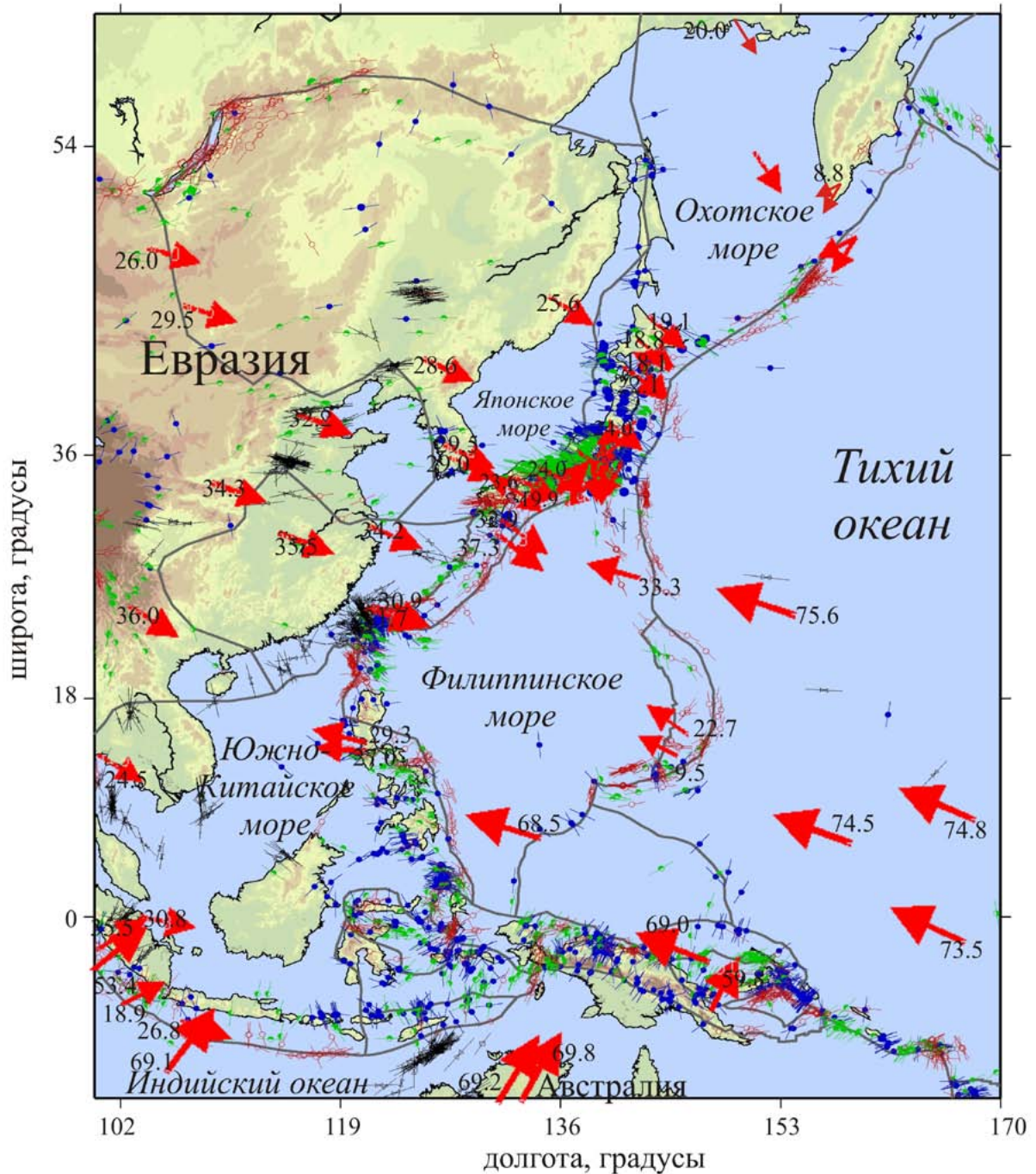


Рис. 1. Схема движения плит в переходной зоне от Евразии к Тихому океану по данным наблюдений на наземных GPS станциях за период 2002 – 2012 гг. [6]. Стрелками показаны направления движения плит, рядом указаны скорости в мм/год. Основа – карта напряжений с обозначением пунктов их измерения в земной коре [8]. Черные линии – границы плит; красным отмечены нормальные разломы, зеленым – сдвиги, синим – надвиги, черным – тип не установлен.

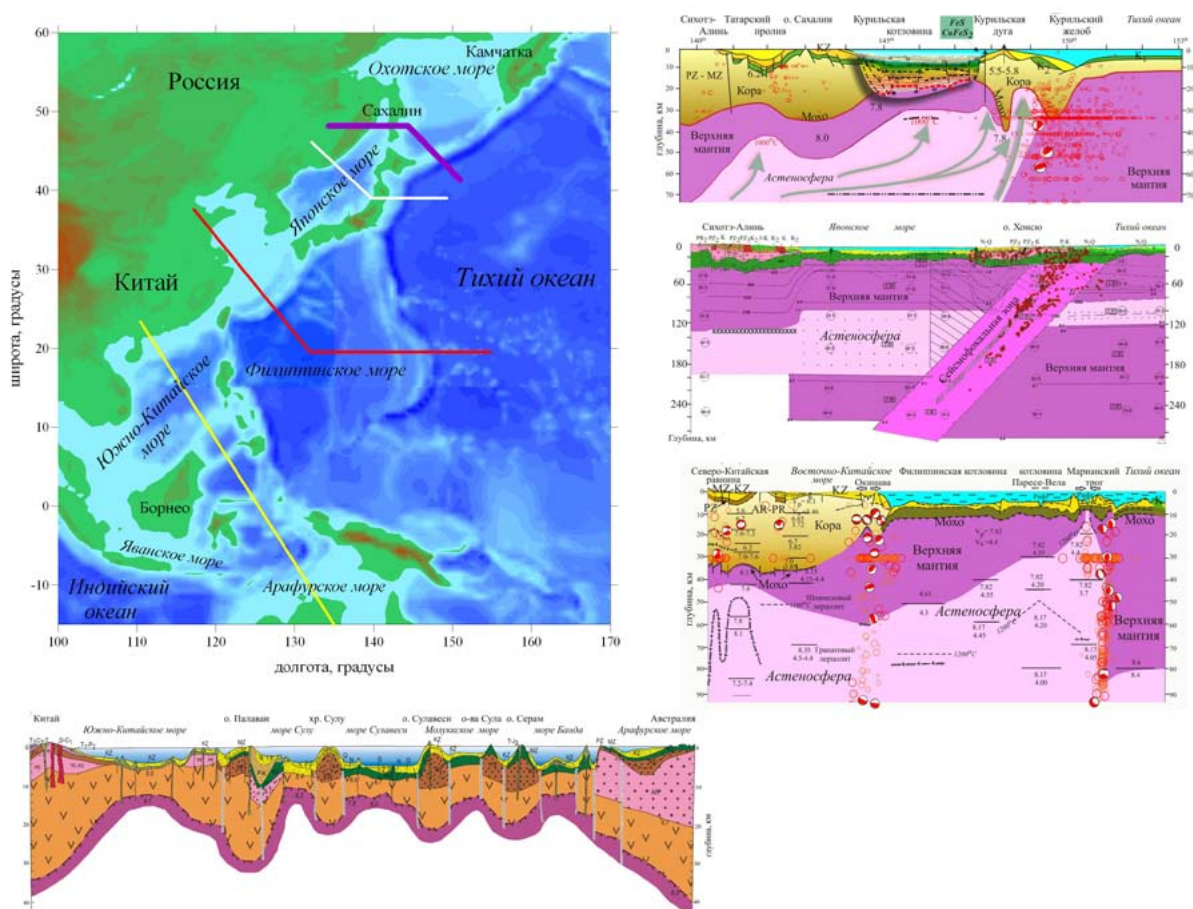


Рис. 2. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф переходной зоны от Евразии к Тихому океану.

Установлено [5], что отличительной особенностью глубинного строения переходной зоны является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры аномальной мантии, процессы в которых и обуславливают формирование структур земной коры. Распространение астеносферы в верхней мантии переходной зоны подтверждается томографическими исследованиями. В формировании астеносферы значительную роль играли субдукционные процессы. Увеличение мощности астеносферы выявлено под всеми изученными глубоководными котловинами окраинных морей переходной зоны. Молодые и активные спрединговые бассейны представляют собой области генерации новой океанической коры и литосферы. Таким бассейнам отвечает апвеллинг астеносферы непосредственно в подошве земной коры. На поверхности поднятия астеносферы соответствуют рифтовые образования и излияния, в основном, толеитовых магм.

Сейсмичность региона определяется субдукционными процессами, связанными с погружением Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит под островные дуги. В глубоководных впадинах окраинных морей апвеллинг астеносферного диапира в земную кору обусловил расколы литосферы, сопровождаемые мелкофокусными землетрясениями. При уровне залегания астеносферы, достигающем приблизительно 10 – 20 км, происходит раскол литосферы, образование междуговых прогибов, вдоль осевых линий которых формируются рифтовые структуры и происходят излияния толеитовых базальтов. Вулканизму принадлежит главенствующая роль в формировании океанической коры, второй слой которой почти целиком сложен продуктами деятельности подводных вулканов. В формировании континентальной коры активно участвуют наземные и подводные вулканы островных дуг и окраинных морей. Для вулканов островных дуг характерны породы известково-щелочной серии от базальтов до дацитов с преобладанием андезитов. В окраинных морях развиты толеитовые и щелочные

базальты, трахибазальты и ферробазальты. Современная подводная вулканическая деятельность приурочена к рифтовым зонам, к «горячим точкам», к островным дугам и окраинным морям [5].

Для региона Охотского моря впервые построена геодинамическая модель глубинного строения района Нефтегорского землетрясения, происшедшего на Северном Сахалине 28 мая 1995 г. [1]. Подтверждено расположение древней субдукционной зоны под Сахалином, действовавшей в позднемеловое – палеогеновое время [7]. На поверхности субдукционная зона проявляется в виде глубинных разломов, простирающихся вдоль Сахалина. Вероятно, что очаг Нефтегорского землетрясения непосредственно образовался в связи с активизацией этой древней субдукционной зоны. Расположение этой зоны под Сахалином, являющейся причиной сильных землетрясений, делает этот регион одним из сейсмоопасных на территории России. Исследования последних лет привели к выводу о том, что Японская островная дуга заключена с запада и востока между субдукционными зонами [2]. С восточной стороны под Японскую дугу погружается Тихоокеанская плита, ответственная за землетрясение Тохоку 11 марта 2011 г., с юго-восточной – субдуцирует плита Филиппинского моря, с которой связано землетрясение Канто 1923 г., а с запада под Японские острова 2 млн. лет назад начала субдуцировать плита Японского моря, с которой связана серия землетрясений вдоль западного побережья о. Хонсю.

Формирование структур региона Филиппинского моря также связано с субдукционными процессами и действиями астеносферных диапиров [3]. Коллизия Тихоокеанской и Филиппинской плит в палеогеновую эпоху привела к формированию Марианской островной дуги и образованию астеносферного слоя под глубоководными котловинами Филиппинского моря и Северо-Китайской плитой. Астеносферный слой залегает под четвертичным Марианским трогом на глубине 10 км, под миоценовой котловиной Паресе-Вела – на глубине 30 км, а под эоценовой Западно-Филиппинской котловиной – на глубине 50 – 80 км. Марианский трог представляет собой междуговой бассейн, образованный 6 млн. лет назад в результате спрединговых процессов. С рифтовыми структурами связаны излияния толеитовых базальтов и интенсивная гидротермальная деятельность [3].

Регион Южно-Китайского моря расположен между двумя континентами - Евразийским и Австралийским, и двумя океанскими плитами - Тихоокеанской и Индийской, и охватывает окраинные моря и островные дуги, сформировавшиеся в кайнозойскую эру. Мощность коры варьирует от 40 км под Австралией и полуостровом Индокитай до 25 – 30 км под островными дугами и 10 – 15 км под окраинными морями. Формирование структур связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны [4]. Затем очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин. Возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму, сопровождавшемуся излияниями преимущественно щелочных базальтов, и интенсивной сейсмичности в восточной части региона исследования. Субдукционные процессы обусловили проявление мантийных плюмов, которые, возможно, явились оперениями суперплюма, установленного в юго-западной части Тихого океана [5].

Построение моделей глубинного строения регионов природных катастроф может быть значительным вкладом в общую программу изучения глубинного строения и геодинамической обстановки районов исследований, необходимую для дальнейшей оценки рисков в той или иной зоне и подготовки действий населения на случай природной катастрофы [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45-58.
2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1. Вып. 15. С. 231-242.
3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 79-89.
4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Глубинное строение региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 52-72.
5. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
6. Global Positioning System (GPS) Time Series // Jet Propulsion Lab. California Institute of Technology. <http://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>
7. Rodnikov A.G., Sergeyeva N.A., Zabarinskaya L.P. Ancient subduction zone in the Sakhalin Island // Tectonophysics. 2013. V. 600. P. 217-225.
8. World Stress Map (WSM) // Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences. 2008. <http://www.gfz-potsdam.de/en/research/organizational-units/departments/departament-2/seismic-hazard-and-stress-field/projects/wsm-world-stress-map-project>

УДК 550.34:551.242.11 (571.642)

ВЫБОР СИСТЕМЫ ОТСЧЕТА ПРИ КАРТИРОВАНИИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В НЕДРАХ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

С.М. Сапрыгин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
n.vasilenko@imgg.ru

При картировании активных разломов Северного Сахалина необходимо обсуждать систему отсчета, ибо горизонтальные движения определяют через векторные величины. Это картирование осуществлялось в ограниченных временных интервалах: 1941 – 1970 и 2003 – 2006 гг. Поэтому выбор системы отсчета потребовал привлечения более долговременных геолого-геофизических данных. Реализуем такой подход в эпицентральной зоне катастрофического Нефтегорского землетрясения 1995 г. Его очагом являлся Верхне-Пильтунский разлом, вскрытый землетрясением до глубины 15 – 20 км.

На рисунке 1 приведена схема горизонтальных движений геодезических пунктов, заложенных в 1941 г., повторно наблюдаемых в 1970 г. организациями объединения «Сахалиннефть» и выраженных векторами в [1]. На ней также даны ошибки измерений относительно фиксированного пункта (п. 46), имеющие порядок 10 – 15 см и указывающие, что большинство векторов вполне значимы.

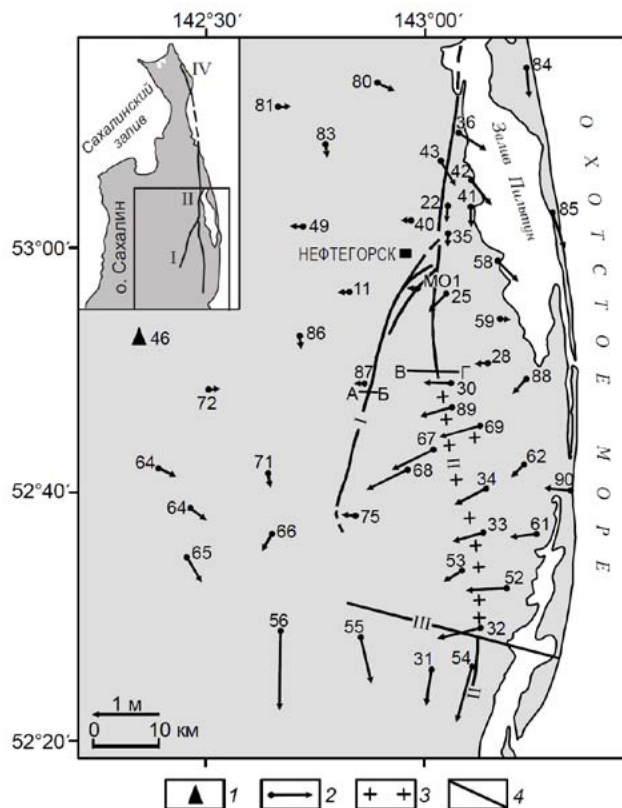


Рис. 1. Схема горизонтальных движений геодезических пунктов в 1941 – 1970 гг.: 1 – фиксированный и 2 – подвижные пункты; 3 – зона диапиров; 4 – разломы: I – Верхне-Пильтунский, II – Эхабинско-Пильтунский, III – Гаромайский; АБ – геологический разрез площади Верхний Пильтун. На врезке прямоугольником выделен район исследований.

Восточнее Верхне-Пильтунского разлома (рис. 1) векторы горизонтальных движений фиксируют плавный поворот от юго-восточных и южных румбов до юго-западных и западных со скоростью до 2 см/год. Вблизи этого разлома скорость движения резко падает (пп. 75, 87, МО1) и становится сопоставимой с точностью наблюдений, позволяя утверждать, что разлом был заперт в период 1941 – 1970 гг.

На рисунке 2 дан геологический разрез площади Верхний Пильтун по данным бурения. На нем видно, что Верхне-Пильтунский разлом запирает не только движения 1941 – 1970 гг., но и складчатость в плиоценовых отложениях: в лежачем крыле разлома зарегистрированы складки нагнетания. Они образуются тогда, когда горизонтальное сжатие ортогонально природному упору (разлому) (рис. 2), что подчеркнуто векторами пп. 30, 89 (рис. 1).

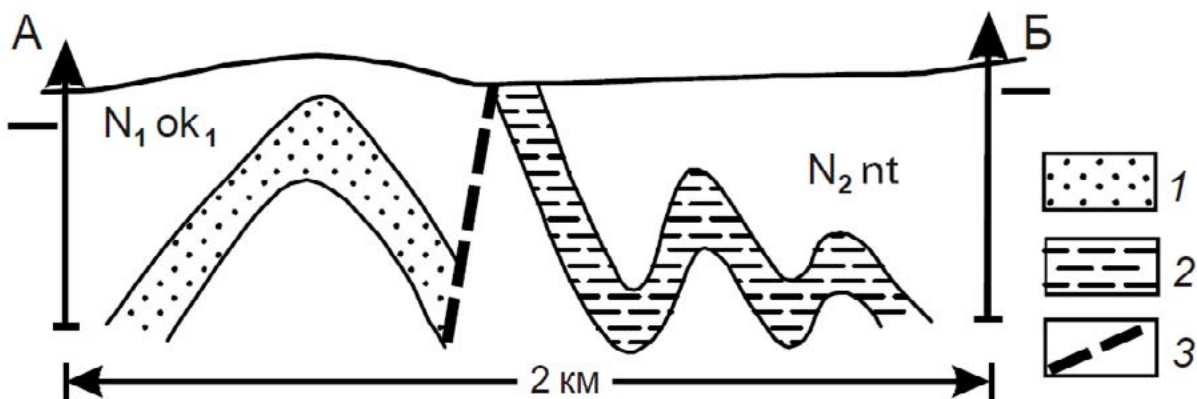


Рис. 2. Геологический разрез площади Верхний Пильтун по данным бурения:

1 – песчаники, 2 – глины, 3 – разлом.

N_{1ok} – отложения окобыкайской свиты (поздний миоцен),

N_{2nt} – отложения нутовской свиты (плиоцен).

Особенности бурения скважин были следующими. Если проходка скважины в лежачем крыле разлома (рис. 2) затягивалась, то ее диаметр уменьшался вследствие бокового сжатия с последующим прихватом и даже потерей бурильного инструмента. Наоборот, висячее крыло разлома находилось в условиях растяжения, ибо сильное поглощение глинистого раствора при бурении ряда скважин вызывалось, скорее всего, открытыми трещинами.

Итак, ориентация векторов горизонтальных движений и рост амплитуды складок нагнетания происходят с востока на запад, т.е. деформации эпохи 1941 – 1970 гг. соответствуют более долговременным их характеристикам, указывая на корректный выбор полюса отсчета (п. 46).

Оценка возраста палеочув в траншеях [4] позволила уточнить повторяемость сильной сейсмичности: подобные землетрясения были здесь 1000, 1400 1800 лет тому назад.

По данным GPS наблюдений 2003 – 2006 гг. [2], выполненных на Северном Сахалине, выявлены деформации правостороннего сдвига со скоростью 5 – 6 мм/год (рис. 3). Оказалось, что Верхне-Пилунский разлом разграничивает различную направленность горизонтальных движений, а в понимании Д. Теркотта [5] – свободное состояние зоны этого разлома. Вектор III получен в результате буровых работ [3] и фиксирует правостороннее смещение крыльев Горельского сдвига величиной 3 км. Этот вектор служит убедительным подтверждением кратких GPS-наблюдений (4 года), выявивших иную механику недр Северного Сахалина после Нефтегорского землетрясения, чем отраженную на рисунках 1, 2.

В заключение отметим, что привлечение геологических данных (рис. 2, 3) дало возможность перехода к геодинамическим обобщениям, опираясь на кратковременные геодезические наблюдения.

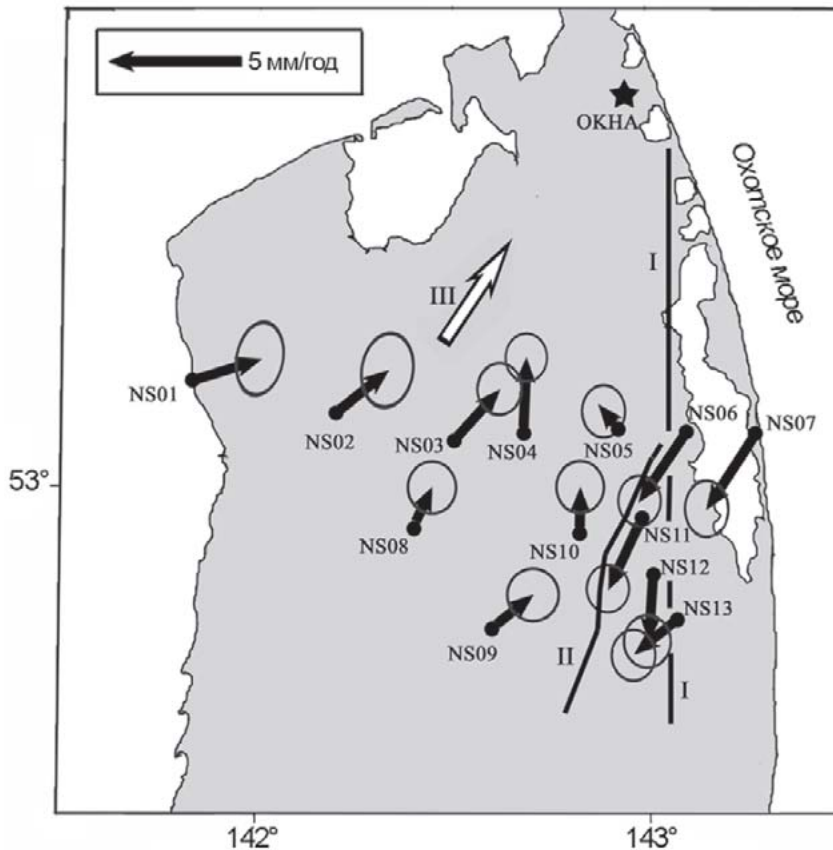


Рис. 3. Схема скоростей горизонтальных деформаций земной поверхности Северного Сахалина за 2003-2006 гг. относительно фиксированного пункта ОКНА:

I – Хабинско-Пильгунский и II – Верхне-Пильгунский разломы; III – направление смещения на Горельском сдвиге.

ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко Н.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У. и др. Деформации земной поверхности в эпицентральной зоне Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений СЗ Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 39-57.
2. Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сапрыгин С.М. Горизонтальные движения и генерация сильных землетрясений в недрах Северного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 76-80.
3. Гололобов Ю.Н., Харахинов В.В. Проявление горизонтальных движений на Северном Сахалине // Тр. ВНИИ. Вып. 46. М.: Недра, 1973. С. 67-74.
4. Рогожин Е.А. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. // Спец. выпуск. МЧС России и РАН. М., 1995. С. 85-97.
5. Turcotte D.L. Stress accumulation and release on the San Andreas fault // Pure and Appl. Geophys. 1977. Vol. 115, No 1-2. P. 413-427.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН
ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ

В.П. Семакин, А.В. Кочергин, Т.И. Питина

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
kochav@imgg.ru

Глубинное строение рассматривается с целью выявления происхождения указанных структурных элементов.

Охотское море. В приосевой части неотектонической *впадины Дерюгина* подошва земной коры устанавливается на глубине 21 км, увеличиваясь до 23-25 км на ее периферии. Далее в северном и восточном направлениях глубина ее возрастает до 27 км, а в направлении к Сахалину до 31 км и более [10]. Кровля «базальтового» слоя в приосевой части впадины находится на глубинах 10-11 км, погружаясь в восточном направлении до 13 км и в западном – до 15 км. Мантия и «базальтовый» слой на участках минимальных мощностей земной коры несколько разуплотнены, видимо, за счёт наличия определённого количества магматических расплавов.

По данным морских градиентных магнитовариационных зондирований [4] под впадиной Дерюгина кровля проводящего слоя установлена на глубине 70 км (удельное электрическое сопротивление $r=3,1$ Ом \times м; $T=1370^{\circ}\text{C}$), подошва – на 164 км (для моделей трубчатого распределения расплава при 0,1% H_2O), а под поднятием Института Океанологии соответственно на глубинах 65 км ($r=34$ Ом \times м; $T=1270^{\circ}\text{C}$) и 160 км, т.е. интервалы глубин залегания проводящего слоя под указанными неотектоническими структурными элементами достаточно близки между собой при практически одинаковой мощности слоя под ними (94 и 95 км). Различие состоит в величинах r (3,1 и 34 Ом \times м) и T (1370°C и 1270°C) на кровлях проводящего слоя, а также в объёмной доли расплава – под впадиной Дерюгина она варьирует от 6,4% (средняя степень плавления) до 15,5% (максимальная степень плавления), а под поднятием Института Океанологии – соответственно 2,4% и 3,6%. Для впадины Дерюгина характерен высокий тепловой поток (ТП) [10], среднее значение которого по 14-ти определениям составляет 97 мВт/м² (интервал значений 56-210 мВт/м²).

В восточной прибрежной части Северного Сахалина кровля верхнемантийного проводящего слоя установлена на глубинах 90-100 км с погружением на запад до 130-140 км, мощность слоя составляет 40 км, $r=1-10$ Ом \times м, суммарная продольная проводимость (S) 3500-5000 См [9]. В западной прибрежной части Камчатки кровля мантийного проводящего слоя ($r=6$ Ом \times м, $T\sim 1200^{\circ}\text{C}$) установлена на глубине 110 км, подошва предполагается на глубине не менее 155 км, т.е. мощность слоя оценивается примерно в 45 км [11].

Согласно модели Е.А.Старшиновой [7] в пределах *Южно-Охотской глубоководной впадины* земная кора под рыхлыми осадками до глубины 8-10 км характеризуется плавным нарастанием продольных сейсмических волн (V_p) от 5 км/с до 7,2 км/с. Ниже находятся слои с повышенными скоростями 7,8 км/с, 8,2 км/с, 8,4 км/с, расположенные соответственно на глубинах 11 км, 20 км и 30 км (от дна моря), чередующиеся с зонами пониженных скоростей 7,0 км/с, 6,8 км/с на глубинах 15 км и 25 км. Таким образом, консолидированная кора впадины является расслоенной, в целом высокоскоростной и соответственно уплотнённой. В то же время вся консолидированная кора от глубин выше 28-30 км в целом характеризуется аномально низкой добротностью и повышенным поглощением, причём слои с пониженными скоростями имеют пониженную добротность и повышенное поглощение относительно слоев с более высокими скоростями. Все это может свидетельствовать о том, что слои с пониженными скоростями могут содержать определённое количество магматического расплава в форме силлов, даек и других интрузивных тел различной мощности.

По данным морских градиентных магнитовариационных зондирований [4] в глубоководной Южно-Охотской впадине установлен проводящий слой мощностью 55 км с глубиной кровли 75 км ($T=1330^{\circ}\text{C}$), подошвы – 130 км и с объёмной долей расплава от 5.7% (средняя степень плавления) до 10.8% (максимальная степень плавления) (в случае моделей трубчатого распределения расплава). Таким образом, наибольшее количество расплава (в объёмных %) в проводящих слоях установлено во впадине Дерюгина, меньше в Южно-Охотской впадине и еще меньше на поднятии Института Океанологии (с учетом различных моделей распределения расплава), т.е. под глубоководными впадинами Охотского моря в проводящих зонах количество расплава содержится значительно больше, чем под поднятиями, что отчетливо видно при сравнении впадины Дерюгина и поднятия Института Океанологии, имеющие практически одинаковые мощности проводящих слоев, но отличающиеся по содержанию в них магматического расплава, следствием чего будет их различная вязкость. Южно-Охотская глубоководная впадина, также как и впадина Дерюгина, характеризуется высоким ТП [10], среднее значение которого по 41-ому определению составляет 100 мВт/м^2 (интервал значений $55\text{-}346 \text{ мВт/м}^2$).

В Южно-Охотской впадине в слое с глубины 30 км (от дна моря или примерно 33 км от уровня моря) и глубже установлена большая скорость ($V_p=8.4 \text{ км/с}$), повышенная добротность (200-250) и пониженное поглощение [7]. Этот слой, являющийся, наиболее вероятно, подошвой переработанной ранее существовавшей здесь континентальной коры, распространяется возможно до кровли нижележащего проводящего слоя (75 км), подошва которого находится на глубине 130 км согласно модели трубчатого распределения расплава [4]. Этот проводящий слой, в целом играющий определенную роль в изостатической компенсации вышележащей литосферы, является результатом либо частичного плавления мантии, либо формируется при внедрении базит-гипербазитовых расплавов или образуется под действием обоих этих факторов. Ниже этого проводящего астеносферного слоя ($T=1330^{\circ}\text{C}$) мощностью 55 км в интервале глубин 130-200 км в глубоководной Южно-Охотской впадине предполагается наличие "упрочнённого" слоя мощностью 70 км, ниже которого в интервале глубин 200-325 км, судя по отсутствию очагов землетрясений, устанавливается астеносферный слой мощностью 125 км. Ниже в интервале глубин 325-425 км вновь намечается "упрочнённый" слой мощностью 100 км, ниже которого в данном районе Южно-Охотской впадины вновь намечается астеносфера. Подошва указанного выше "упрочнённого" слоя погружается с глубины 425 км в СВ направлении по крайней мере до глубины 500 км.

В Японском море восточнее меридиана $132^{\circ}30'$ располагается наиболее глубоководная часть Центральной котловины (впадины), где глубина залегания границы Мохо изменяется от 14 км на западе до 12 км и менее на востоке. Земная кора здесь в целом относится к океаническому типу. Западная половина котловины отличается от восточной большими глубинами залегания границы Мохо (16-18 км) и кора относится предположительно к субокеаническому типу [3]. По сравнению с Центральной котловиной в менее глубоководных впадинах Ямато и Цусимской поверхность Мохо залегает на больших глубинах. В пределах котловины Ямато кровля мантии устанавливается на 18-20 км и лишь на отдельных участках она поднимается до 17 км. На большей части Цусимской котловины глубина залегания границы Мохо составляет 17-18 км, поднимаясь в северной ее части до 15-16 км и кора здесь рассматривается как «почти океаническая» («недоразвитая океаническая» - субокеаническая) [3]. По гравиметрическим данным в глубоководной части Цусимской впадины в нижних и частично в верхних горизонтах консолидированной коры установлена куполообразная структура большой плотности ($2.89\text{-}2.96 \text{ г/см}^3$), что обусловлено внедрением плотного мантийного материала, приведшего к деструкции материковой коры и формированию здесь субокеанической коры [2]. Другие впадины Японского моря (Ямато, трог Гензан, участок, расположенный между возвышенностями Ямато и Восточно-Корейской) характеризуются меньшей переработкой континентальной коры, отражая разную степень ее деструкции [3]. Крупнейшие подводные поднятия Японского моря характеризуются погружением кровли мантии. Так, под поднятием Ямато поверхность Мохо залегает на глубинах 26-27 км. Максимальное погружение кровли мантии (до 30 км) устанавливается на приматериковом шельфе (Южное Приморье, КНДР, Республика Корея) и в

шельфовой зоне Японских островов. Кора подводных возвышенностей Ямато, Оки, Восточно-Корейской и др., а также кора приматерикового и Японского шельфов относится к категории «редуцированной континентальной» [3].

Таким образом, земная кора Японского моря отражает различную степень деструкции и тектономагматической переработки ранее существовавшей здесь континентальной коры, в результате чего намечается следующий эволюционный ряд земной коры: редуцированная континентальная – субокеаническая – океаническая, причем последняя фиксируется в Центральной котловине в восточной наиболее глубоководной ее части.

Литосфера под большей частью Японского моря характеризуется удельным электрическим сопротивлением (ρ) около 3500 Ом \times м, снижаясь под возвышенностью Ямато до 1000 Ом \times м [6]. Кровля астеносферы ($\rho=10$ Ом \times м) под Японским морем устанавливается на глубинах от 80 км до 100 км при горизонтальном залегании подошвы на глубине 160 км, т.е. мощность астеносферы составляет 60-80 км, причём на большей части Японского моря преобладает первая величина. В юго-восточной части прилегающего материка кровля и подошва астеносферы ($\rho=15$ Ом \times м) располагаются на глубинах соответственно 100 км и 160 км при мощности 60 км. В северо-западном направлении кровля астеносферы погружается до 140 км при той же глубине подошвы (160 км), т.е. мощность ее уменьшается до 20 км, а ρ увеличивается до 50 Ом \times м. Под островом Хонсю устанавливается коровый проводящий слой с $\rho=10$ Ом \times м мощностью 20 км (кровля на глубине 20 км, подошва – на 40 км). Кровля мантийной астеносферы ($\rho = 50$ Ом \times м) под о. Хонсю и далее на восток от него залегает на глубине 100 км, а подошва – на 160 км. Мощность астеносферы здесь составляет 60 км, т.е. как и на большей части Японского моря, но отличается от последнего большей величиной ρ (50 Ом \times м) [6].

Японское море характеризуется высоким и сложно распределённым тепловым потоком (ТП), среднее значение которого по 320-ти определениям составляет 93 мВт/м². В центральных частях крупных положительных аномалий ТП достигает значений 100-150 мВт/м² с более высокими величинами в единичных пунктах. По данным теплового потока положение астеносферы на большей части Японского моря предполагается в интервале глубин 40-90 км [11]. В северной и центральной частях материкового Приморья среднее значение ТП по 22-м определениям составляет 50 мВт/м², а в южной части – 60 мВт/м² по 22-м участкам [11].

Таким образом, в окраинно-морских рифтогенных впадинах земная кора существенно уплотнена и сокращена в мощности, причём наиболее интенсивно – в глубоководных впадинах. Подкоровая мантия, залегающая на астеносфере, имеет мощность порядка 40-70 км. Астеносфера под глубоководными впадинами окраинных морей характеризуется меньшим удельным электрическим сопротивлением (ρ) и большим содержанием расплава по сравнению с прилегающими поднятиями, что способствует более интенсивному погружению первых.

Судя по аномалиям в свободном воздухе, рифтогенные впадины окраинных морей близки к состоянию изостатического равновесия, что особенно характерно для Центральной котловины Японского моря.

Ниже для сравнения рассматривается глубинное строение *Паннонской впадины* находящейся на территории Венгрии внутри Карпатской петли, занимая территорию Большой Венгерской (Средне-Дунайской) низменности. Донеогеновое основание характеризуется значительной гетерогенностью и представлено метаморфическим комплексом рифея-палеозоя, досарматскими мелководными эпиконтинентальными (субплатформенными) отложениями верхнего мела (K_2), эоцена (P_2) и олигоцена (P_3), сложенными мергелями, известняками, карбонатными глинами и угленосными осадками в областях относительных прогибов, а также конгломератами, галечниками, песчаниками и бокситами в областях поднятий. Внутренние прогибы Паннонской впадины начали интенсивно развиваться с начала паннонского века (10,5 млн. лет, N_1^3 тор-тортонский ярус). Прогибание и осадконакопление сопровождалось излияниями лав основного состава и контролировалось листрическими разломами. Мощность паннонских и четвертичных отложений в отдельных прогибах достигает 7 км [5]. В южной части профиля ГСЗ III “молодой” фундамент с $V_r=5,5-5,8$ км/с залегает на глубине 8 км [8].

В пределах Паннонской впадины поверхность Мохо (М) с $V_r=8,1$ км/с устанавливается на глубинах 24,5-27,0 км (профиль IV), на профиле НП-1 – на глубине 24,5-25,0 км (за исключением

горы Баконь – район выхода фундамента на поверхность, где М погружается до 30 км, что связано с увеличением мощности переходной зоны кора-мантия). По сравнению с Паннонской впадиной мощность земной коры значительно увеличивается под Карпатами от 50 км (ПР V) до 60 км (ПР III) [8]. На профилях ГСЗ, пересекающих Паннонскую впадину, достаточно отчетливо фиксируется поверхность “гранитного” слоя (K_1) с V_r обычно 6,1 км/с на глубинах 4 - 9 км и менее отчетливо спорадически прослеживается граница «базальтового» слоя (K_2) с $V_r = 6,8-7,1$ км/с на глубинах 19-20 км.

В центральной части Паннонской впадины в районе горы Карцаг по данным докритических отражённых волн составлен довольно детальный скоростной разрез земной коры и верхней мантии. От дневной поверхности и до 3 км установлены пластовые скорости ($V_{пл}$) равные 2,7 км/с, которые связаны, очевидно, с осадочными образованиями. В интервале 3 - 14 км $V_{пл} = 6,36$ км/с характеризуют «гранитный» слой, а с глубины 14 км и до 20,4 км пластовые скорости, вначале равные 7 км/с, а затем 7,6 км/с, связаны с «базальтовым» слоем. В интервале глубин 20,4–22,5 км зафиксирована отчетливо выраженная инверсионная зона с $V_{пл} = 6,3$ км/с; относительно верхнего пласта снижение скорости составляет 1,3 км/с, а относительно нижнего – 2,3 км/с. Инверсия скорости, наиболее вероятно, связана с наличием магматических расплавов. Подошва земной коры (поверхность М) находится на глубине 22,5 км, ниже которой пластовая скорость возрастает до 8,6 км/с, прослеживаемая до глубины 24 км. В интервале 24-57 км $V_{пл}$ составляет 8,7 км/с с возрастанием до 9,1 км/с на глубинах от 40 до 51 км. Геологическая природа таких высоких скоростей неясна (возможна эклогитизация или наличие железистых гранатов). Начиная с глубины 57 км и до 85,5 км пластовые скорости резко уменьшаются до 7,8 км/с, фиксируя, очевидно, астеносферу. Следует заметить, что в интервале 68-72,5 км наблюдается инверсионное снижение скорости до 7,7 км/с; относительно выше- и нижележащих пластов снижение ее составляет 0,1 км/с. С глубины 85,5 км и до 95,6 км $V_{пл}$ возрастает до 7,86 км/с, т.е. увеличивается относительно вышележащего слоя на 0,06 км/с [8].

По сейсмологическим данным в Паннонской впадине выделены следующие интервалы глубин в мантии со средними и аномальными скоростями продольных сейсмических волн (в км/с): 1) интервал 27-55 км, $V_{ср.} = 8,60$ км/с, $V_{ан} = +0,5$ км/с; 2) 55-170 км, $V_{ср.} = 8,05$ км/с, $V_{ан} = -0,3$ км/с; 3) 170-230 км, $V_{ср.} = 8,50$ км/с, $V_{ан} = +0,1$ км/с [1]. При сравнении этих скоростей со скоростями рассмотренного выше разреза в районе горы Карцаг устанавливается их качественное соответствие, особенно для интервалов 27-55 км и 24-57 км. Учитывая $V_{ср.} = 8,05$ км/с интервала 55-170 км, можно также предположить, что пониженные пластовые скорости (7,7–7,86 км/с) в интервале 57-95,6 км разреза района горы Карцаг могут распространяться до глубины 170 км.

В Паннонской впадине выделено два проводящих слоя [1]. Коровый слой залегает в интервале глубин 25-32 км (по другим данным 20-25 км), мощность 7 км, суммарная продольная проводимость (S) 800 См, удельное электрическое сопротивление (r) 10 Ом·м. Глубины этого проводящего слоя близки к глубинам залегания слоя (интервал 20,4–22,5 км) с аномально низкой пластовой скоростью (6,3 км/с) в основании земной коры на скоростном разрезе в районе г.Карцаг [8]. Мантийный проводящий слой мощностью 120 км (S не менее 6000 См, r около 20 Ом·м) выявляется в интервале глубин 80-200 км [1]. Однако А. Адам показал, что слой с хорошей проводимостью, выявленный в верхней мантии Паннонской впадины, залегает на глубине 60 км [8]. Последняя глубина практически соответствует кровле (57 км) пониженных скоростей на разрезе в районе г.Карцаг. Если глубину кровли проводящего мантийного слоя принять равной 60 км, то при мощности слоя 120 км подошва его будет находиться на глубине 180 км, что примерно соответствует интервалу 55-170 км средних пониженных скоростей (8,05 км/с), установленных по сейсмологическим данным [1].

Характерной особенностью Паннонской впадины является повышенный тепловой поток $Q_0 = 80-100$ мВт/м². В направлении к окружающим впадину горным сооружениям Карпат и Динарид наблюдаются значительные горизонтальные градиенты величин теплового потока. Рассчётное распределение температур на подошве земной коры под впадиной превышает 750°C, а под Динаридами и западными Карпатами T_m составляет 500-600°C. Под Паннонской

впадиной изотерма в 1000°C находится на глубинах 30-40 км. На глубине 57-60 км (кровля астеносферы) температуры могут достигать 1500°C. Именно на этих глубинах есть условия необходимые для генерации расплавов, вмещающих ксенолиты щелочных базальтов [5].

Таким образом, Паннонская впадина характеризуется сокращённой мощностью земной коры по сравнению с окружающими территориями, а также повышенными скоростями V_p в нижней части земной коры, исключительно высокими подкоровыми скоростями $V_{пл}$, неглубоким залеганием кровли астеносферы (57-60 км) согласно сейсмическим, геоэлектрическим и данным по тепловому потоку

Приведённые выше результаты по глубинному строению Паннонской впадины принципиально сходны с глубинным строением рифтогенных глубоководных впадин Охотского и Японского морей, что может свидетельствовать о сходстве их происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка, 1987. 184 с.
2. Гильманова Г.З., Прокудин В.Г. Плотностная модель литосферы Цусимской котловины Японского моря // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 94-101.
3. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Мощность и тип земной коры Японского моря по данным морской и спутниковой гравиметрии // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 3-13.
4. Куцов А.М., Ляпишев А.М. Глубинная электропроводность Тихоокеанских трансектов и природа зон высокой проводимости // Геофизические поля и моделирование тектоносферы. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. III). С. 52-77.
5. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геодинамика. Киев: Наук. думка, 1988. 140 с.
6. Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 3-14.
7. Старшинова Е.А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря // ДАН СССР. 1980. Т. 255, № 6. С. 1339-1344.
8. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. 272 с.
9. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М., 1996. 335 с.
10. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М: Наука, 2006. 130 с.
11. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток, 1992. 238 с.

УДК 551.248.2+551.41

ГЛУБИННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ И РИФТОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

В.П. Семакин, А.В. Кочергин, Т.И. Путина

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
kochav@imgg.ru

Большинство современных горных районов на континентах характеризуются отрицательными аномалиями в редукции Буге, наиболее интенсивные из которых (до – 550 мГал) установлены под Тибетом. Изостатическая компенсация положительных топографических масс (гор-неотектонических поднятий) осуществляется соответствующими компенсационными массами, равными им по величине, но противоположными по знаку, которые связываются как с изменениями мощности земной коры, так и с плотностными неоднородностями, расположенными на различных уровнях земной коры и верхней мантии. По оценкам М.Е.Артемьева [1] в районах Кавказа, Карпат и в Альпах 70% изостатической компенсации осуществляется за счет увеличения мощности земной коры, 20% - внутрикоровыми плотностными неоднородностями и 10% - при разуплотнении мантии, тогда как на Тянь-Шане (к востоку от Таласо-Ферганского разлома) в мантии сосредоточено до 40% – 50% компенсационных масс. В других регионах эти соотношения могут быть существенно разными. М.Е.Артемьев с соавторами [2], рассматривая гравитационное поле плотностных неоднородностей литосферы Северной Евразии, пришли к выводу, что аномальные компенсационные массы практически не распространяются глубже 100 км, т.е. находятся в изостатически скомпенсированной литосфере и обусловлены не термическими эффектами, а преимущественно изменениями вещественного состава. Скоростные и геоэлектрические модели континентальной литосферы показывают, что в ее пределах, за исключением районов рифтогенных впадин, не устанавливается заметных зон плавления, которые могли бы вызвать значительное разуплотнение земной коры и верхней мантии. Ниже нами рассматривается возможная геологическая природа компенсационных масс.

Разуплотнение различных горизонтов мантии и коры может происходить при метасоматических процессах за счет образования малоплотных калийсодержащих твердых минеральных фаз, среди которых ведущим, видимо, является флогопит (ρ 2.70-2.85 г/см³) [16,19]. По разным оценкам он считается устойчивым от 150-200 км (при $T \sim 1100^\circ\text{C}$) и до 250-300 км при температурах более 1200°C . Калиевый метасоматоз чаще проявляется в более глубоких зонах мантии, при этом наиболее значительное разуплотнение будет происходить при замещении пиропового граната (ρ 3.51 г/см³) флогопитом в интенсивно метасоматизированных зонах мантии, где количество граната будет снижаться вплоть до полного его исчезновения [20]. В низах земной коры значительное разуплотнение может происходить при замещении альмандинового граната (ρ 4.25 г/см³) биотитом.

Определенную разуплотняющую роль при метасоматических процессах в коре и мантии могут играть также следующие калийсодержащие минералы: анортотлаз (ρ 2.55-2.58 г/см³), лейцит (ρ 2.45-2.50) и кальсилит (ρ 2.60), устойчивые при температуре 1000°C до 60-120 кбар (~ 190 -370 км) [9], а также санидин (ρ 2.55-2.58), сосуществующий при температурах 500 - 1500°C по крайней мере до 66 кбар (~ 210 км), гидросанидин (ρ 2.50-2.70 г/см³), устойчивый до 80 кбар (~ 270 км), и другие малоплотные калийсодержащие минералы. Не исключено, что перечисленные калиевые минералы могут возникать в виде мегакристаллов в мантии при метасоматических процессах по аналогии с мегакристаллами титановых флогопитов и биотитов [19] или формироваться в трещинах мантии, по которым циркулируют потоки флюидов или сильно флюидизированных расплавов [22].

Под горными сооружениями на границе кора-мантия происходят процессы разуплотнения мантии под действием высокотемпературного метасоматоза, в результате чего образуются различные плагиоклазсодержащие породы обычно с калиевыми минералами (флогопит, санидин, анортотит) и карбонатами (габброизация мантии [17]), в результате чего возникают зоны, которые по составу и физическим свойствам (скоростные параметры, плотность) занимают промежуточное положение между корой и верхней мантией, образуя зоны «аномальной мантии» или «коромантийные смеси» различной мощности. На Камчатке «переходная» зона между земной корой и верхней мантией состоит в основном из амфиболитов и флогопитизированных перидотитов, а в глубинных ксенолитах устанавливается однонаправленная тенденция превращений дунитов и перидотитов через амфиболитизацию в породы габброидной ассоциации [11].

В земной коре малоплотные твердые минеральные фазы возникают в результате метасоматической гранитизации, сопровождаемой привнесением глубинными флюидами Si, K, Na, Al, в результате чего путем замещения минералов исходных пород вновь образуются менее плотные плагиоклаз, микроклин и кварц [6,12]. При этом, коровый субстрат преобразуется в широком интервале глубин от 22-25 км (гранулитовая фация) до 10-12 км (амфиболитовая фация) [6]. Главная причина постмагматического поднятия гранитов, выраженных в современном рельефе, связывается с метасоматической и магматической гранитизацией на глубине [3,15]. Современные купольные структуры Центрального Алдана являются результатом их омоложения под действием магматических расплавов или метасоматизирующих растворов, вызывающих разуплотнение пород на глубине [10].

Описанные выше процессы разуплотнения земной коры и верхней мантии могут быть причиной неотектонических поднятий на территории обширных горных районов Евразии. В западной части Тихоокеанского кольца мощная эпоха горообразовательных движений четко соответствует времени вспышек кислого вулканизма в среднем – верхнем плейстоцене. Эти процессы следует связывать, в частности, со значительным привнесением Si глубинными газообразными флюидами в виде SiCl_4 , силанов SiH_4 и SiO , под действием которых в коре и мантии могли происходить разуплотняющие метасоматические процессы с последующим или одновременным возникновением кислых расплавов.

В областях развития карбонатитового магматизма (Восточная Африка, Афганистан) малоплотные твердые минеральные фазы в мантии могут быть представлены карбонатами (магнезит, плотность ρ 2.90-3.10 г/см³; доломит ρ 2.80-2.90 г/см³; кальцит ρ 2.60-2.80 г/см³), которые образуются в результате процессов метасоматической и флюидно-магматической карбонатизации мантийных перидотитов и эклогитов. При мантийных давлениях кальцит, доломит и магнезит, входящие в состав мантийных карбонатитов, являются термически устойчивыми [14]. Экспериментальные исследования при высоких давлениях 3.7-7.0 ГПа показали, что при взаимодействии оливина и ортопироксена с химически активными щелочно-карбонатными компонентами Na_2CO_3 и K_2CO_3 , в условиях субсолидуса и частичного плавления происходят процессы метасоматической и флюидно-магматической карбонатизации мантийного перидотита, в результате чего образуются магнезит MgCO_3 , а также минералы $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$, $\text{K}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$ и $\text{Na}_2\text{MgSiO}_4$ [13]. Устойчивость карбонатов в мантии в свете экспериментальных данных в системе лерцолит- CO_2 - H_2O рассмотрена Л.Н.Когарко [8]. На глубинах 300-180 км в мантийном гранатовом лерцолите может присутствовать магнезит (MgCO_3). На меньших глубинах (180-100 км) в мантии устойчивы магнезит и доломит. В интервале глубин 90-50 км соответственно при 1000°C и 700°C магнезит сменяется доломитом, который будет устойчивым до глубин 80-85 км. Формирование плиоцен-четвертичного карбонатитового комплекса в Афганистане связывается с глубинными процессами щелочного метасоматоза и карбонатизации [5].

Немаловажную роль в разуплотнении некоторых участков земной коры и верхней мантии играют процессы серпентинизации, которые проявляются в большей степени в районах развития базит-гипербазитового магматизма (серпентин $\text{Mg}_6\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_8$, плотность 2.5-2.7). Установлено, что область устойчивости серпентинитовых минералов охватывает широкий диапазон по температуре (85-500°C) и давлению (до 30 кбар, глубина ~ 100 км) [4], а по

некоторым данным предел устойчивости серпентина оценивается до 200 км. Серпентинизация в низкотемпературной области, особенно при высоком парциальном давлении CO_2 , всегда сопровождается образованием низкоплотного минерала брусита ($\text{Mg}(\text{OH})_2$, ρ 2.39 г/см³), количество которого определяется давлением и температурой не более 400°C [4]. Детальное изучение перидотитов [23] показало, что в процессе ранней (начальной) петельчатой серпентинизации гарцбургита в условиях мантии на глубинах 40-50 км происходит образование антигорита за счёт оливина при участии восстановительных флюидов CO и H_2 при достаточно высокой температуре (600-700°C). Серпентинитовые слои на глубинах 40-50 км в настоящее время характеризуются пониженными скоростями продольных волн 7.8-7.9 км/с вместо 8.1-8.2 в выше- и нижележащих слоях, что соответствует "аномальной мантии" или "коромантийной смеси". Серпентинизация, являясь одной из возможных причин разуплотнения земной коры и самой верхней части мантии (глубины 40-50 км), могла способствовать формированию неотектонических поднятий в районе Полярного Урала и в других местах.

А.Е. Рингвуд (1981) обосновывает существование в глубинных условиях мантии водного магнезиального силиката $\text{Mg}_7\text{Si}_2\text{O}_8(\text{OH})_6$ (плотность ρ 2.96 г/см³), который согласно экспериментальным данным является устойчивым при 500-1300°C до 50-130 кбар (глубины ~ 160-400 км). Этот минерал может оказывать существенное влияние на разуплотнение мантии на соответствующих глубинах, играя тем самым определённую роль в процессах неотектонических поднятий.

Таким образом, неотектонические поднятия, являющиеся по своей природе, в основном, изостатическими, создаются вертикальными движениями, обусловленными разуплотнением различных горизонтов земной коры и верхней мантии под действием метасоматических процессов, сопровождаемых привнесением глубинными флюидами Si, Al, K, Na и других компонентов, ведущих к образованию на границе коры и мантии различных плагиоклазосодержащих пород обычно с калиевыми минералами и карбонатами (габброизация мантии) и формированию на разных горизонтах в коре и мантии малоплотных калийсодержащих твёрдых минеральных фаз (флогопит, санидин, анортотлаз, лейцит, кальсилит и др.), а также карбонатов (магнезит, доломит, кальцит) и водных магнезиальных силикатов (серпентин и другие минералы). В целом метасоматические процессы и внедрение интрузий могут стимулироваться, в частности, глубинными дислокациями по типу широкого сложного сдвига с образованием зон растяжения и сжатия. Изостатическое равновесие различных литосферных колонок, включающих топографические массы (горы), земную кору, "коромантийные смеси" и верхнюю мантию, осуществляется в основном в астеносфере, а в отдельных случаях и на более высоких уровнях литосферы.

Для сравнения рассмотрим глубинное строение и формирование некоторых континентальных рифтов, среди которых наиболее изученными являются представители Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Под центральной частью Байкальского рифта мощность земной коры составляет 34-35 км, что значительно меньше, чем на прилегающих территориях Сибирской платформы и Забайкалья, где она изменяется в пределах 37-45 км с $V_r=8,1-8,2$ км/с на поверхности Мохо (М). Под относительно «молодой» Муйской впадиной мощность земной коры составляет 40-41 км, а под обрамляющими ее хребтами она увеличивается до 45 км [18]. Под Южной котловиной озера Байкал кристаллический фундамент с $V_r=5,8-6,0$ км/с прослеживается на глубинах от 8 до 14 км, а начиная с глубин 14-16 км скорости в земной коре увеличиваются с 6,3 км/с до 7,8 км/с у ее подошвы [21], т.е. земная кора здесь является достаточно высокоскоростной и соответственно уплотнённой. Под Муйской впадиной в низах коры установлен градиентный слой мощностью от 3 до 6 км, в котором скорости Р-волн увеличиваются от 6,8-7,0 км/с до 7,6-7,8 км/с. Плотность этого слоя оценивается в 3,23 г/см³. Такой же слой установлен под относительно менее выраженными Баунтовской и Кондинской впадинами [18]. Этот относительно высокоскоростной слой связан, наиболее вероятно, с внедрениями базит-гипербазитовых расплавов в основание земной коры. Под горными хребтами, разделяющими впадины, такой слой не установлен. В Байкальском и в некоторых других рифтах БРЗ аномалии Буге имеют отрицательные значения, связанные

с большой мощностью осадков, которые изостатически компенсируются нижележащими высокоскоростными и соответственно уплотненными массами земной коры [7].

В БРЗ под основными рифтовыми впадинами ниже подошвы земной коры фиксируется электропроводящий слой «аномальной» мантии с относительно низкими (7.6-7.8 км/с) скоростями Р-волн, при этом мощность этого слоя, содержащего 5-10 % базальтового расплава, составляет 20-50 км, а на участках межвпадинных перемычек он становится маломощным или выклинивается. Под центральной частью Муйской впадины мощность аномального слоя составляет 7-8 км, а под сопряженным с ней Северо-Муйским хребтом 15 км [18]. В БРЗ ниже аномального слоя устанавливается преломляющая поверхность (M_1) с $V_r=8,0-8,2$ км/с, глубины до которой изменяются вдоль оси рифтовых впадин от 40 до 90 км. Последняя глубина установлена под Байкальским рифтом. Под Центральной частью Муйской впадины глубина до M_1 составляет 50 км, а под Северо-Муйским хребтом 58 км [18].

Таким образом, континентальные рифтовые впадины, совпадающие с зонами растяжения, характеризуются уплотненной, сокращенной в мощности земной корой, ниже которой располагается аномальный низкоскоростной, электропроводящий слой, представляющий собой своеобразную «астенолинзу», которая играет роль регулятора в изостатическом равновесии земной коры рифтовых впадин. Однако под горными хребтами, обрамляющими впадины, аномальный сейсмический слой имеет иную природу, связанную в основном с метасоматическими процессами, рассмотренными выше.

В целом можно констатировать, что отрицательные новейшие структурные формы (рифтогенные впадины) и неотектонические поднятия (горы) формируются под действием разных процессов, первые из которых связываются с частичным плавлением мантии и уплотнением континентальной земной коры при внедрении в нее базит-гипербазитовых расплавов, а вторые возникают под действием разуплотняющих метасоматических процессов на разных уровнях мантии, коры и на границе кора-мантия, что в целом приводит соответственно к изостатическим погружениям и поднятиям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М.Е. Гравиметрия и изостазия: современное состояние и новые задачи // Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 53-68.
2. Артемьев М.Е., Демьянов Г.В., Кабан М.К., Кучериненко В.А. Гравитацтонное поле плотностных неоднородностей литосферы Северной Евразии // Физика Земли. 1993. № 5. С. 12-22.
3. Бороздин Ю.Г., Семакин В.П. Об избирательном поднятии гранитных массивов Казахстана и Алтая // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. С. 251-261.
4. Велинский В.В., Павлова А.Л. Физико-химический анализ влияния флюида на процессы серпентинизации ультраосновных пород и дегидратации серпентинитов // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 68-78.
5. Вихтер Б.Я., Ерёменко Г.К., Чмырёв В.М. Молодой вулканогенный карбонатитовый комплекс в Афганистане // Советская геология. 1975. № 10. С. 107-116.
6. Жариков В.А., Гаврикова С.Н. О двух механизмах гранитообразования // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм: доклады советских геологов на XXVIII сессии Международного геологического конгресса (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука, 1989. С. 25-35.
7. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
8. Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1234-1245.
9. Костюк В.П. Щелочной магматизм рифтовых структур континентов // Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989. С. 41-48.

10. Кравченко С.М., Диденко М.И., Кочетков А.А., Угрюмов А.Н. Соотношение морфоструктур Центрального Алдана с магматизмом и оруденением // ДАН СССР. 1985. Т. 283, № 1. С. 187-193.
11. Кутыев Ф.Ш., Шараров В.Н. Петрогенезис под вулканами (в свете изучения базит-гипербазитовых включений в базальтах). М.: Недра, 1979. 197 с.
12. Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. №1. С. 3-22.
13. Литвин Ю.А., Литвин В.Ю. Флюидно-магматические и метасоматические реакции в контакте мантийный перидотит-плюм (модельный эксперимент при 3,7-7,0 ГПа) // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий / отв. ред.: В.А. Жариков, В.В. Федькин. М.: Наука, 2004. Т. 2. С. 38-54.
14. Литвин Ю.А., Литвин В.Ю., Кадик А.А., Жариков В.А. Образование реакционных гранатов при плавлении карбонатитовой системы $MgCO_3-CaCO_3-NaAlSiO_4-SiO_2$ ($P=7,0$ ГПа) // ДАН. 2006. Т. 406, № 1. С. 83-88.
15. Лишневикий Э.Н., Шевченко В.Г., Бронгулеев В.В. (мл). Геологические признаки и проблема постмагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приохотья) // Геотектоника. 1976. № 5. С.93-100.
16. Лутков В.С. Слюды в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня (Таджикистан) как индикаторы процессов мантийного метасоматоза // Петрология. 1998. Т. 6, №1. С. 54-69.
17. Лутков В.С. Геохимические особенности пироксенит-габброидных включений в щелочных базальтах Южного Тянь-Шаня (Таджикистан): к проблеме состава и генезиса слоя «коромантийной смеси» подвижных поясов // Геохимия. 2000. №3. С. 334-340.
18. Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П. Изучение зоны перехода от земной коры к мантии на Северо-Востоке Байкальской рифтовой зоны по данным рефрагированных и отражённых волн // Физика Земли. 2004. № 5. С. 47-57.
19. Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П., Владыкин Н.В. Мантийные титансодержащие слюды: состав, структура, условия образования, возможная роль в генезисе калиевых щелочных магм // Геохимия. 1981. № 6. С. 873-888.
20. Рябчиков И.Д. Мобилизация рудного вещества мантийными и коровыми флюидами // Эндогенные источники рудного вещества. М.: Наука, 1987. С. 89-103.
21. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р. Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1159-1167.
22. Шарков Е.В., Лазько Е.Е., Федосова С.П., Ханна С. Глубинные включения четвертичного вулкана Тель-Данун (Южная Сирия) в связи с проблемой внутриплитного базальтового магматизма // Геохимия. 1989. № 11. С. 1609-1623.
23. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений / отв. ред. А.Н.Дмитриевский, Б.М.Валяев. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-57.

ГРАВИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ С УЧЁТОМ ЕЕ СФЕРИЧЕСКОЙ ФОРМЫ

В.Н. Сеначин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
v.senachin@imgg.ru

В настоящей работе представлена разработанная автором компьютерная программа, предназначенная для расчёта региональных и планетарных моделей тектоносферы Земли.

ФОРМУЛЫ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ АНОМАЛИЙ

В общем виде интегральное выражение для расчёта гравитационного эффекта от «сферической прямоугольной призмы», ограниченной параллелями, меридианами по бокам и сферическими поверхностями сверху и снизу (рис. 1), может быть представлено в следующем виде [1, 3]:

$$\Delta G(r_0, \varphi_0, \theta_0) = f \int_{r_2}^{r_1} \int_{\varphi_2}^{\varphi_1} \int_{\theta_2}^{\theta_1} \frac{\rho(r)(R - r \cos \omega)r^2 \sin \varphi}{(R^2 + r^2 - 2Rr \cos(\varphi))^{\frac{3}{2}}} d\varphi d\theta dr, \quad (1)$$

где f – гравитационная постоянная, r_0 , φ_0 , θ_0 – соответственно высота, широта и долгота точки, в которой проводится расчёт гравитационного поля; R – радиус Земли;

$$\cos(\omega) = \cos(\varphi_0) \cos(\varphi) + \sin(\varphi_0) \sin(\varphi) \cos(\theta_0 - \theta) \quad (2)$$

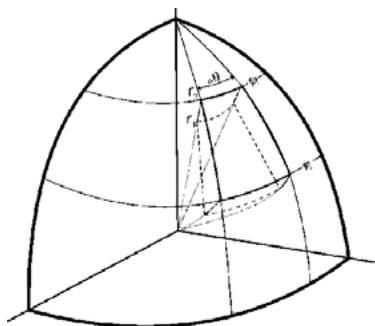


Рис. 1. Элементарная «сферическая прямоугольная призма», ограниченная по широте, долготе и радиусу (нижняя грань показана пунктиром).

Интеграл в формуле (1) не выражается в конечном виде [2] и расчет его возможен только путем численного интегрирования. Вместе с тем, если рассматривать частный случай, когда точка расчета расположена на полюсе ($\varphi_0 = 0$), то интеграл поддается аналитическому решению и можно получить формулу для расчета гравитационного поля.

Для точки с координатами $(r, j = 0)$ из формулы (2) получим $\cos(\omega) = \cos(j)$, и тогда выражение (1) может быть представлено в следующем виде:

$$\Delta G(r, \varphi = 0, \theta_0) = f \int_{r_2}^{r_1} \int_{\varphi_2}^{\varphi_1} \int_{\theta_2}^{\theta_1} \frac{\rho(R - r \cos \varphi)r^2 \sin(\varphi)}{(R^2 + r^2 - 2Rr \cos \varphi)^{\frac{3}{2}}} d\varphi d\theta dr \quad (3)$$

В этом выражении можно сразу провести интегрирование по долготе, в результате чего получим:

$$\Delta G(r, \varphi = 0, \theta_0) = f(\theta_2 - \theta_1) \int_{r_2}^{r_1} \int_{\varphi_2}^{\varphi_1} \frac{\rho(R - r \cos \varphi)r^2 \sin(\varphi)}{(R^2 + r^2 - 2Rr \cos \varphi)^{\frac{3}{2}}} d\varphi dr \quad (4)$$

Решение данного интеграла, полученное с помощью таблиц интегралов [2], представляется следующим образом:

$$\Delta G(R,0,\theta_0) = f\Delta\theta\rho_0 \left[\frac{X^{3/2}}{3R^2} + \left(\frac{r}{R} \cos(\varphi) - \sin^2 \varphi \right) X^{1/2} - R \cos \varphi \ln \left| 2r - 2R \cos \varphi + 2X^{3/2} \right| \right], \quad (5)$$

где $X = (R^2 + r^2 - 2Rr \cos \varphi)$.

Формула (5) представляет решение двойного интеграла, в который необходимо подставить значения пределов интегрирования по переменным $\cos \varphi$ и θ и вычислить требуемый гравитационный эффект заданной сферической прямоугольной призмы.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ КООРДИНАТ

Полученное нами выражение (5) может использоваться прямо для вычисления гравитационного поля только в частном случае, когда точка расчета расположена на вершине сферы $\varphi = 0$. Если же точка расчета располагается произвольно, тогда необходимо перейти к новой системе отсчета, совместив координатную осевую точку $\varphi = 0$ с данной точкой, и произвести соответствующее преобразование координат для всех вершин гравитирующего тела, имеющего форму сферической прямоугольной призмы.

Пусть $(r_0, \varphi_0, \theta_0)$ – координаты точки L_0 , в которой рассчитывается гравитационное поле, а множество точек $M(r_i, \varphi_i, \theta_i)$ – координаты вершин гравитирующего тела в исходной системе координат. В новой системе отсчета параметр r (глубина в точке рассчитываемого блока) остается без изменений; изменяются лишь величины широты φ и долготы θ . Обозначим эти изменённые величины как φ' и θ' , и тогда координаты точки расчета в новой системе отсчета примут значения $(r_0, \varphi'_0 = 0, \theta'_0 = 0)$, а координаты вершин расчётного блока M' будут обозначаться $(r_i, \varphi'_i, \theta'_i)$.

Новое значение широты φ'_i соответствует длине дуги между точкой расчёта и центром гравитирующего блока, которая однозначно определяется из выражения:

$$\cos \varphi'_i = \cos \varphi_0 \cos \varphi_i + \sin \varphi_0 \sin \varphi_i \cos(\theta_0 - \theta_i).$$

Для вычисления долготы θ'_i в новой системе отсчета необходимо задать положение нулевой долготы $\theta' = 0$ и направление ее возрастания. В данном случае эти параметры могут быть выбраны произвольно. Новая долгота текущей точки θ'_i определяется как проекция угла между данной точкой и плоскостью $\theta' = 0$ (или любым лучем на этой плоскости) на плоскость $\theta = 90^\circ$. Однако, уравнения, содержащие этот угол, позволяют определять θ' только в области $0^\circ \div 180^\circ$, в то время как долгота должна определяться в диапазоне $0^\circ \div 360^\circ$ (либо от -180° до $+180^\circ$). Чтобы разрешить эту проблему, предлагается использовать следующий алгоритм.

Разность долготы между двумя смежными точками многоугольника определяется из выражения (2):

$$\cos|\Delta\theta'| = \frac{\cos \omega - \cos \varphi'_i \cos \varphi'_{i-1}}{\sin \varphi'_i \sin \varphi'_{i-1}}, \quad (6)$$

где ω – угол между этими точками, который в данном случае определяется уравнением:

$$\cos \omega = \cos \varphi_i \cos \varphi_{i-1} + \sin \varphi_i \sin \varphi_{i-1} \cos(\theta_i - \theta_{i-1}).$$

Зададим такую систему отчета, в которой ось $\theta' = 0^\circ$ совпадает с первой из вершин сферического многоугольника (т.е. зададим $\theta'_1 = 0^\circ$), а положительным будет направление в сторону 2-й вершины. Тогда долгота 2-й вершины однозначно определяется из уравнения (6), а для всех последующих точек будем вычислять углы $D = (\theta_i - \theta_j)$ и $T = (\theta_i - \theta_{i-1})$. Далее сравнивая величину D с величинами $T_1 = \theta_{i-1} + T$ и $T_2 = \theta_{i-1} - T$; мы найдем нужное нам значение θ'_i , равное той из величин (T_1 или T_2), абсолютное значение которой совпадает с D . Если T_1 или T_2 окажется больше 180° , тогда эту величину необходимо будет сравнивать не с D , а с величиной $D' = 360 - D$. При сравнении иногда может возникнуть неопределенная ситуация: если $\theta_{i-1} = 180^\circ$, то $T_1 = D'$, а $T_2 = D$. Чтобы разрешить эту неопределенность, можно повторить все вычисления, взяв вместо точки $(i-1)$ предыдущую ей точку, т.е. точку $(i-2)$.

АППРОКСИМАЦИЯ СФЕРИЧЕСКОГО ПРЯМОУГОЛЬНИКА

Формула (5) позволяет определить гравитационный эффект только от сферической прямоугольной призмы, ограниченной параллелями и меридианами. При смене системы отсчета любое элементарное тело меняет свою ориентацию, и его грани уже не будут параллельны координатным осям. Поэтому, при нашей постановке задачи возникает необходимость разбиения заданного сферического тела на множество элементарных тел, имеющих форму сферической прямоугольной призмы (или сферического треугольника, одна из вершин которого совпадает с началом координат) соответственно текущей системе отсчета.

Будем считать, что гравитирующее тело имеет форму «толстого» сферического прямоугольника, ориентация которого может не совпадать простиранием параллелей и меридианов в текущей системы отсчёта. Наиболее простым способом разбиения такого тела на элементарные блоки представляет способ, показанный на рисунке 2. В этом способе концы каждой грани сферического многоугольника соединяются меридиональными линиями с точкой расчета. Далее, каждая грань многоугольника аппроксимируется множеством отрезков, проводимых по параллелям в текущей системе отсчета. Соединяя концы этих отрезков с точкой расчета меридиональными линиями, получим множество «элементарных треугольников», суммарный гравитационный эффект которых будет соответствовать приближенно гравитационному влиянию рассматриваемого сектора многоугольника. Увеличение детальности разбиения данного сектора на элементарные сферические треугольники позволит определить его гравитационный эффект с достаточной степенью точности.

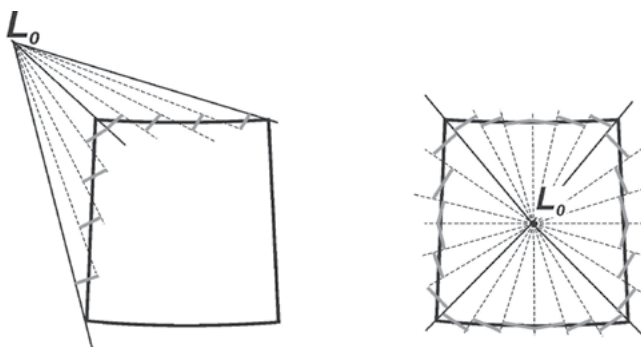


Рис. 2. Аппроксимация гравитирующего тела элементарными сферическими секторами для точки расчёта, находящейся: а – снаружи (показано для 2-х ближайших границ); б – внутри расчётного блока. Пояснения в тексте.

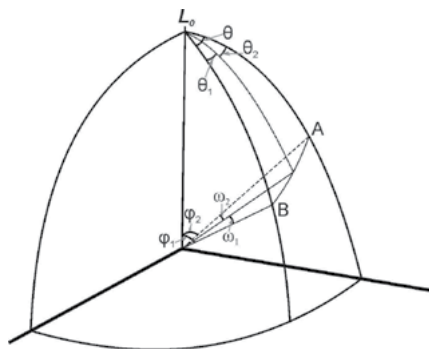


Рис. 3. К определению координат точек разбиения аппроксимируемой грани расчетного блока.

Для определения координат точек разбиения аппроксимируемой грани многоугольника воспользуемся свойствами сферических треугольников (т.е. таких треугольников, у которых стороны, соединяющие вершины, проводятся по дугам большого круга). Предположим, нам необходимо разбить на n равных частей дугу большого круга, ограниченную точками с координатами (φ_1, θ_1) и (φ_2, θ_2) (рис.3). Эти точки вместе с началом координат (точка L_0 – полюс сферы) образуют сферический треугольник, для которого справедливы соотношения:

$$\frac{\sin \omega}{\sin \theta} = \frac{\sin \varphi_1}{\sin A} = \frac{\sin \varphi_2}{\sin B} \quad (\text{теорема синусов}),$$

$$\cos \omega = \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 + \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 \cos \theta \quad (\text{теорема косинусов}),$$

где ω – длина дуги АВ, выраженная в угловых величинах. Долгота каждой точки разбиения определяется выражением:

$$i = \frac{\theta \cdot i}{n}, \text{ если } \theta_i \neq \pi k,$$

где i – номер точки разбиения. Каждая точка разбиения делит дугу АВ на 2 части и, соответственно, угол θ на 2 угла θ_1 и θ_2 , а угол ω на 2 угла: ω_1 и ω_2 . Для образующихся сферических треугольников справедливы соотношения:

$$\sin \omega_2 = \frac{\sin \theta_2}{\sin A} \sin \varphi_i; \sin \omega_1 = \frac{\sin \theta_1}{\sin B} \sin \varphi_i. \quad (7)$$

Выразим $\sin \omega_2$ через углы ω и ω_1 :

$$\begin{aligned} \sin \omega_2 &= \sin(\omega - \omega_1) = \sin \omega \cos \omega_1 - \cos \omega \sin \omega_1 = \\ &= \left[\cos \varphi_1 \cos \varphi^i + \sin \varphi_1 \sin \varphi^i \cos \theta_1 \right] - \cos \omega \frac{\sin \theta_1}{\sin B} \sin \varphi^i, \end{aligned} \quad (8)$$

где φ^i – широта i -той точки разбиения, которую нам необходимо найти. Приравняв правые части уравнений (7) и (8), получим уравнение:

$$\sin \omega \cos \varphi_1 \cos \varphi^i + \left[\sin \omega \sin \varphi_1 \cos \theta_1 - \cos \omega \frac{\sin \theta_1}{\sin B} - \frac{\sin \theta_2}{\sin A} \right] \sin \varphi^i = 0. \quad (9)$$

Перенесем 2-ое слагаемое в правую часть уравнения и возведем в квадрат обе части. Это позволит нам перейти к линейному уравнению относительно $\sin^2 \varphi^i$. В результате получим:

$$\cos \varphi^i = \pm \frac{|U|}{\sqrt{V^2 + U^2}},$$

где $V = \sin \omega \cos \varphi_1$; $U = \sin \omega \sin \varphi_1 \cos \theta_1 - \cos \omega \frac{\sin \theta_1}{\sin B} - \frac{\sin \theta_2}{\sin A}$.

Выражения для $\sin A$ и $\sin B$ находим по теореме синусов:

$$\sin A = \frac{\sin \varphi_1 \sin \theta}{\sin \omega}; \sin B = \frac{\sin \varphi_2 \sin \theta}{\sin \omega}$$

Для определения знака величины $\cos \varphi^i$ обратимся к исходному уравнению (9), из которого видно, что если значения V и U одного знака, то $\cos \varphi^i$ отрицателен, в противном случае – положителен (напомним, что широта изменяется в пределах $0^\circ \div 180^\circ$).

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕСТИРОВАНИЯ ПРОГРАММЫ

Тестирование программы проводилось в два этапа: 1) на моделях элементарных тел, гравитационное влияние которых можно рассчитать по формулам; и 2) на сравнении расчета модели земной коры Crust 2, гравитационный эффект которой рассчитан по другим программам, и представлен в опубликованных работах.

Простейшее элементарное тело – сферический слой, гравитационный эффект которого можно рассчитать, основываясь на формуле гравитационного притяжения шара [1, 2]:

$$G = \frac{4}{3} f \pi \rho \left(\frac{R_2^3 - R_1^3}{R_2^2} \right), \text{ где } f - \text{ гравитационная постоянная; } \rho - \text{ плотность; } R_1 \text{ и } R_2 - \text{ внешний}$$

и внутренний радиусы сферического слоя, соответственно.

Сферический слой в заданном диапазоне радиусов R_1 и R_2 разбивается на блоки произвольной глубины в несколько слоев, с одинаковой плотностью; и рассчитывается их гравитационный эффект, который в сумме должен соответствовать расчету по формуле сферического слоя. Положим $\rho = 5.49 \text{ г/см}^3$, $R_1 = 6271 \text{ км}$, $R_2 = 6371 \text{ км}$, и в результате получим гравитационный эффект верхнего сферического слоя мощностью 100 км при радиусе Земли 6371 км, который составляет 45317.8 мГал.

Все точки, рассчитанные по программе 3SGravity, отклоняются от данного значения не более, чем на 0.2 мГал, что вполне приемлемо в региональном гравитационном моделировании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан алгоритм решения прямой задачи гравиметрии в трёхмерном варианте с учётом сферической формы Земли. По данному алгоритму составлена программа на языке Visual Basic. Результаты тестирования показывают, что разработанная программа может использоваться региональном и планетарном гравитационном моделировании тектоносферы Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грушинский Н.П., Сажина Н.Б. Гравитационная разведка. М.: Недра, 1988. 364 с.
2. Старостенко В.И., Манукян А.Г., Заворотько А.Н. Методы решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразной Земле. Киев: Наукова Думка, 1986. 112 с.
3. Прудников А.П., Брычков Ю.А., Марычев О.И. Интегралы и ряды. М.: Наука, 1981. 798 с.

УДК 551.24

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ ФАНЕРОЗОЯ

В.Н. Сеначин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
v.senachin@imgg.ru

Изучение плотностных неоднородностей в континентальной литосфере, выполненное М.Е. Артемьевым и М.К. Кабаном [1, 2, 5], позволило выявить основные закономерности распределения глубины «свободной поверхности мантии» (далее – СПМ) на континентах и океанах. Так, было обнаружено, что в континентальной литосфере глубина СПМ растет с увеличением мощности коры. М.Е. Артемьев с соавторами на основании полученных данных сделали вывод о наличии в континентальной литосфере латеральных плотностных неоднородностей, величина которых (мощность или плотность) растёт с ростом мощности коры. Однако, до сих пор неизвестно, какие процессы приводят к возникновению таких неоднородностей.

Чтобы ответить на данный вопрос, автор провел изучение зависимости глубины СПМ от мощности коры в континентальной и океанической литосфере на основе современных моделей земной коры: (1) – CRUST 2.0 [8] и (2) – AsCrust [3]. Результаты этого исследования показали [6], что латеральные плотностные неоднородности присутствуют не повсеместно: их нет в древней литосфере архея и в океанической литосфере.

Дальнейшее изложение требует пояснение понятия «свободная поверхность мантии». Свободная поверхность мантии – это одна из характеристик изостатического состояния земной поверхности. Она показывает, насколько поднята или опущена земная кора относительно нормального положения, необходимого для изостатического выравнивания литосферы с однородной по плотности мантией. Соответственно, в изостатически скомпенсированных регионах она дает нам информацию о плотностных неоднородностях в мантии, расположенных выше уровня изостатической компенсации; а там, где нет изостатической компенсации, по аномалиям СПМ можно судить о величине нескомпенсированных плотностных неоднородностей в мантии.

Расчет глубины СПМ проводился с использованием формулы, приведённой в работах М.Е. Артемьева с соавторами [2]:

$$H_{cmm} = H_m - \frac{1}{\rho_m} \sum_1^n m_i \rho_i,$$

где H_m – глубина границы Мохо (км), m_i и ρ_i – мощность (в км) и плотность i -го слоя (в г/см³), соответственно.

Как показано в работе [6], наличие или отсутствие латеральных неоднородностей в литосфере определяется способами образования земной коры, которые представлены ниже.

1-й способ: магматическое извержение (рис. 1А). Современная океаническая кора имеет магматическое происхождение: она зарождается в океанических спрединговых зонах, и ее мощность, как правило, не превышает 5 км. Такая кора не имеет латеральных плотностных неоднородностей. Предполагается, что древняя кора архейского возраста также имеет магматическое происхождение. Это предположение подкрепляется отсутствием в ней зависимости глубины СПМ от мощности коры. Кора, образованная в фанерозое, напротив, имеет ярко выраженную, устойчивую зависимость глубины СПМ от мощности коры, происхождение которой требует объяснения.

Древняя континентальная кора архея развивалась на основе существовавшей в то время плюмовой тектоники [7], в результате которой происходит подъём и излияние на поверхность расплавленного мантийного вещества. Этот процесс выполняется при полном сохранении

баланса вещества, и нагрузка на нижележащую мантию в целом не меняется. Соответственно этому не возникают и латеральные плотностные неоднородности: уровень глубины СПМ остаётся неизменным.

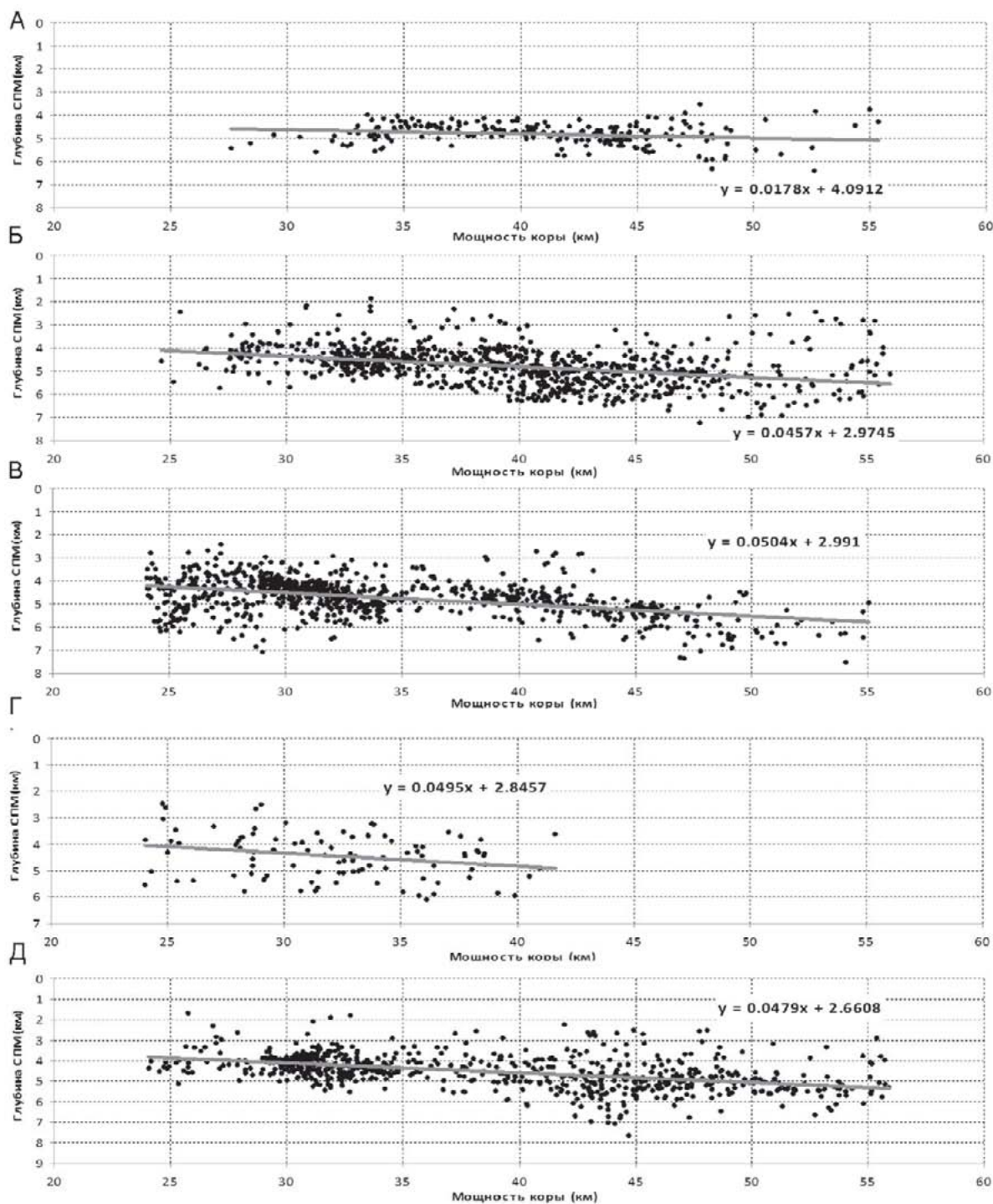


Рис. 1. Графики зависимости глубины СПМ от мощности коры в архее, протерозое и фанерозое.

2-й способ: субдукция. Кора фанерозоя образуется в иных условиях – при сжатии с привнесом осадочного материала, который накапливается в зонах субдукции. Это осадочное вещество неизбежно создает избыток масс, то есть дополнительную нагрузку на литосферу, тем самым увеличивая глубину СПМ. Как показали проведенные ранее исследования [6] величина данной нагрузки практически не зависит от возраста континентальной коры, но

имеет устойчивую связь с ее мощностью (рис. 1). Это дает веские основания предполагать, что они создаются одновременно с образованием континентальной земной коры и сохраняются в дальнейшем. Сохранение этих неоднородностей в континентальной литосфере в течение сотен миллионов лет указывает на то, что они имеют «вещественную» природу, т.е. другой состав в сравнении с нормальной континентальной литосферой. Природа данного уплотнения неизвестна. Можно предположить, что оно образуется за счет «сдирания» верхней части базальтового слоя субдуктирующей океанической литосферы, его накопления в литосфере под островной дугой и последующей частичной или полной эклогитизации. Для обоснования данного предположения попробуем оценить, какое количество эклогитизированного вещества требуется для образования латеральных плотностных неоднородностей в континентальной литосфере, образованной в зоне субдукции.

Прежде всего отметим, что если плотность мантии не меняется в радиальном направлении и не имеет латеральных плотностных неоднородностей, то уровень СПМ в такой мантии должен быть всюду одинаковым. Далее, предположим, что при погружении субдуктирующей плиты в мантию с ее верхней границы вместе с материалом осадочного слоя «соскребается» ещё часть нижележащего вещества базальтового слоя. Последние, по мере погружения океанической плиты в мантию под влиянием нарастающего давления уплотняются и переходят в эклогиты, плотность которых выше плотности базальтов как минимум на 0.1 г/см^3 . В этом случае глубина СПМ в новообразованной коре будет увеличиваться соответственно нарастанию мощности эклогитового слоя. Таким образом, чем толще становится кора, тем больше базальтового вещества накапливается в литосферной мантии, которое при последующей переработке переходит в эклогиты, тем самым увеличивая глубину СПМ. Такой механизм создает континентальную литосферу с линейной зависимостью глубины СПМ от мощности коры, что мы наблюдаем как латеральные изменения плотности.

На рисунке 1 показаны графики зависимости глубины СПМ от мощности коры, построенные на основе данных цифровой модели AsCrust [4]. Эти графики наглядно показывают, что глубина СПМ линейно увеличивается с ростом мощности коры так, что на каждый километр аномальной глубины СПМ приходится примерно 0.05 км мощности новообразованной коры со средней плотностью 2.8 г/см^3 . Если кора образуется с участием эклогитов с плотностью 3.4 г/см^3 , то на каждый километр мощности новообразованной приходится примерно 0.01 км эклогитового слоя.

Попробуем оценить, какова должна быть мощность эклогитового слоя в континентальной литосфере, чтобы обеспечить наблюдаемую зависимость глубины СПМ от мощности коры (рис. 2).

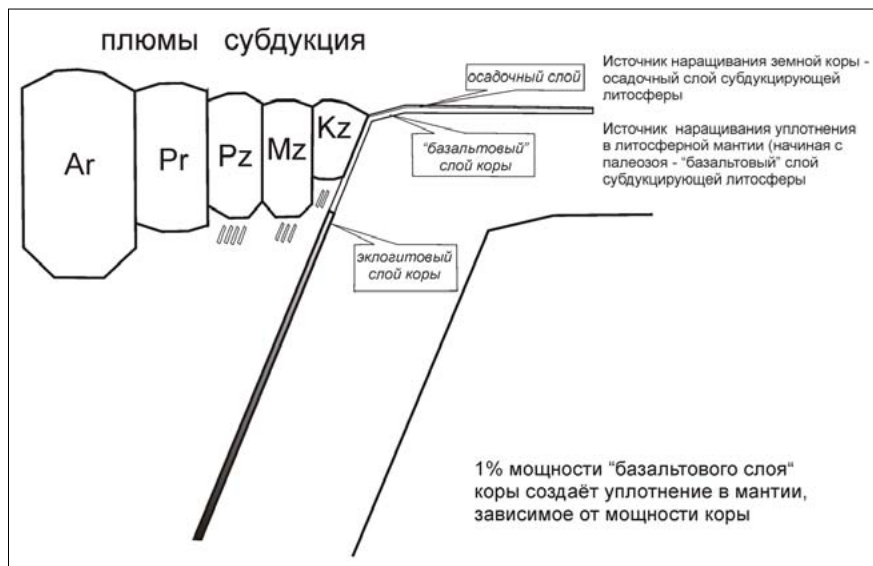


Рис. 2. Вероятная модель образования латеральных плотностных неоднородностей в континентальной литосфере фанерозоя.

Вышеописанный механизм показывает, как могут образовываться латеральные плотностные неоднородности в условиях сжатия и с привнесением вещества извне. Этим условиям удовлетворяют существующие зоны субдукции.

ВЫВОДЫ

1. Величина латеральных плотностных неоднородностей в литосфере фанерозоя практически не зависит от возраста континентальной коры. Это даёт веские основания предполагать, что они создаются одновременно с образованием континентальной коры и сохраняются в дальнейшем. Вместе с тем, более вероятным представляется изменение плотности литосферной мантии под действием нагрузки земной коры, эффект которой не учитывается при расчете глубины СПМ.

2. Сравнение зависимости глубины СПМ от мощности континентальной коры, образованной в разные эры и периоды показали, что кора, образованная в докембрийское время, не имеет зависимости от глубины СПМ. Современная океаническая кора также не имеет зависимости глубины СПМ от мощности коры. Это даёт большие основания предполагать, что образование древней докембрийской и современной океанической коры происходило одинаковым образом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М.Е., Кабан М.К., Чесноков Е.М. Плотностные неоднородности мантии Земли по данным о глубинах до ее «свободной поверхности». Континентальные районы // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 5. С. 3-11.
2. Артемьев М.Е., Кабан М.К., Чесноков Е.М. Плотностные неоднородности мантии Земли. Океанические районы // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 2. С. 21-30.
3. Баранов А.А. Интегральная модель коры для Центральной и Южной Азии – основа для геодинамического моделирования процессов в земной коре // Вестник ОНЗ РАН. 2008. Т. 26, № 1. http://www.sgis.ru/russian/1251/h_hdgggms/1-2008/informbul-3_2008/cw-3_2008/sw-3.pdf.
4. Баранов А.А. Новая модель коры Центральной и Южной Азии // Физика Земли. 2010. № 1. С. 37-50.
5. Кабан М.К. Изучение изостазии литосферы. М.: Наука, 1988. 125 с.
6. Сеначин В.Н., Баранов А.А. Латеральные плотностные неоднородности континентальной и океанической литосферы и их связь с процессом образования земной коры // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 3-13.
7. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
8. Bassin, C., Laske, G. and Masters, G. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America // EOS Trans AGU. 2000. Vol. 81. F897.

УДК 550.34

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ О. МОНЕРОН ПО ДАННЫМ GPS/ГЛОНАСС НАБЛЮДЕНИЙ

Д.В. Сысоев¹, Н.В. Шестаков^{1,2}, А.С. Прытков³, Н.Ф. Василенко³

¹ Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, Россия;

² Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток, Россия;

³ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
shestakov.nv@dvfu.ru

ВВЕДЕНИЕ

Остров Монерон площадью около 30 км² расположен в 50 км к западу от юго-западного побережья о. Сахалин (рис.1). В тектоническом отношении он находится в Монеронской разломной зоне, являющейся частью более крупной структуры - Западно-Сахалинской системы разломов, протянувшейся вдоль восточного побережья Татарского пролива. Она представляет собой тесно связанную систему сбросовых и взбросовых дислокаций шириной 10-15 км [1, 3]. Сейсмическая активность южной части Западно-Сахалинской разломной зоны достаточно высока [2]. Так, в 1971 г. в этом районе произошла серия сильных коровых сейсмических событий с $M_w > 6$, в том числе Монеронское землетрясение 5.09.1971 г., $M_w = 7.3$; 2.08.2007 г. – Невельское землетрясение, $M_w = 6.2$.

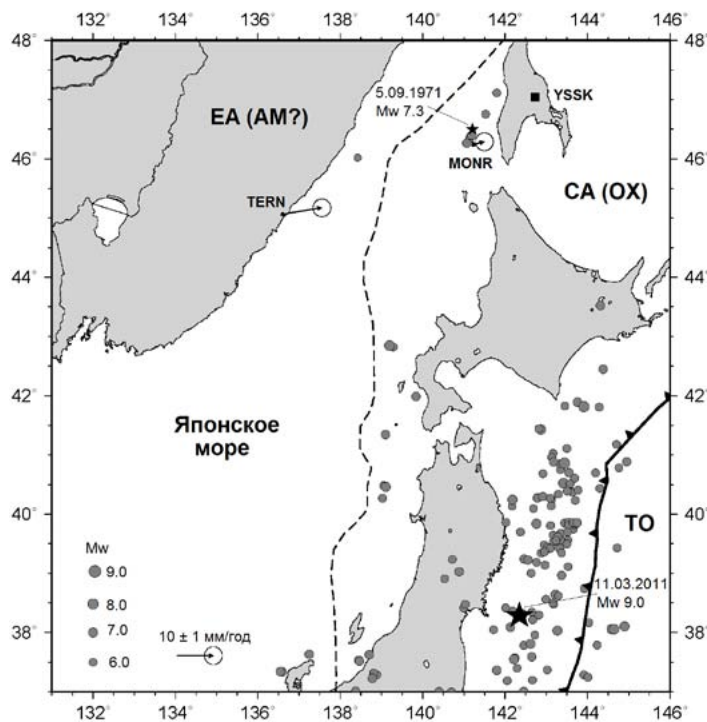


Рис. 1. Обзорная схема района исследований.

Пунктирной линией показана граница между Евразийской (EA) и Северо-Американской (CA) литосферными плитами и/или предполагаемыми Амурской (AM) и Охотоморской (OX) микроплитами. Утолщенной линией с треугольниками обозначен участок западной границы Тихоокеанской плиты (ТО). Серыми кружками показаны эпицентры коровых землетрясений ($h \leq 30$ км) с $M_w \geq 6$ за период 1965-2015 гг. Звездочками даны и подписаны эпицентры землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. и Монеронского землетрясения 5.09.1971 г. Стрелками показаны среднегодовые скорости смещений пунктов GPS/ГЛОНАСС наблюдений TERN (пос. Терней) и MONR (о. Монерон) относительно пункта IGS-сети YSSK. Кружками изображены эллипсы погрешностей, вычисленные с 95% доверительной вероятностью.

В связи с высокой геодинамической активностью данного района и его слабой изученностью геодезическими методами исследование современных горизонтальных и вертикальных движений земной коры (СВДЗК) о. Монерон имеет значительный научный интерес. В настоящей работе по данным GPS/ГЛОНАСС измерений получены предварительные характеристики СВДЗК о. Монерон за период 2010 - 2014 гг. Выполнено сравнение полученных величин косейсмических смещений с их модельными значениями, рассчитанными для двух сильнейших сейсмических событий последних лет: мегаземлетрясения Тохоку, $M_w = 9.0$, 11.03.2011 г. и Охотоморского глубокофокусного землетрясения $M_w = 8.3$, 24.05.2013 г.

GPS/ГЛОНАСС НАБЛЮДЕНИЯ И ИХ МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА

Из-за труднодоступности и практического отсутствия постоянного населения выполнение геодезических наблюдений на о. Монерон сопряжено с большими трудностями и возможно только эпизодически или в автономном режиме. Появление и развитие технологий глобального спутникового позиционирования GPS и ГЛОНАСС позволило организовать в рамках Целевой комплексной программы ДВО РАН «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России» пункт постоянных спутниковых геодезических наблюдений. Наблюдения на станции «Монерон» (сокращенное обозначение MONR) начались в 23.07.2010 г. На пункте был установлен двухчастотный геодезический GPS/ГЛОНАСС приемник Trimble NetR5 в комплекте с антенной Trimble Zephyr Geodetic Model 2. Непрерывная запись сигналов навигационных спутников GPS и ГЛОНАСС осуществлялась на внешний Flash-накопитель емкостью 8 Гб с шагом дискретизации 1 сек и маской возвышения 5°. Спустя 3 месяца наблюдения были остановлены по техническим причинам. Для восстановления непрерывной регистрации примерно в 42 м к юго-востоку от прежнего пункта наблюдений в бетонном ограждении крыши одноэтажного здания японской постройки из монолитного железобетона, построенного на скальном грунте, был заложен новый геодезический центр, оборудованный устройством принудительного центрирования и фиксации спутниковой антенны (рис. 2 а). Приемная аппаратура была установлена в помещении (рис. 2 б). С 8.07.2011 г. на новом центре начались непрерывные спутниковые наблюдения с ранее описанными параметрами записи информации, которые с перерывами, вызванными разнообразными техническими причинами, продолжают по настоящее время.



Рис. 2. Общий вид геодезического центра и GPS/ГЛОНАСС антенны (а) и размещения спутникового приемника на пункте «Монерон» (MONR), о. Монерон (б).

Для обеспечения возможности использования накопленных за 2010 г. спутниковых наблюдений при математической обработке инструментальных данных, получаемых на вновь заложенном геодезическом пункте, 8.07.2011 г. была выполнена 3.5-часовая сессия

одновременных GPS/ГЛОНАСС наблюдений на “старом” и “новом” геодезических центрах. Для ее выполнения использовались одинаковые типы спутниковых антенн. Элементы редукции были вычислены в инженерных программных пакетах Trimble Business Center Ver. 2.20 и Topcon Tools Ver. 7.1. Сравнение полученных в этих пакетах элементов взаимного положения “старого” и “нового” пунктов показало их сходимость в пределах 1 мм для горизонтальных компонент и 4 мм для высотной компоненты.

Математическая обработка всех накопленных за период 2010-2014 гг. данных GPS/ГЛОНАСС наблюдений выполнена при помощи программного обеспечения BERNESSE Ver. 5.0. [5]. Сигналы системы ГЛОНАСС на данном этапе были исключены из обработки. Для анализа измерений были использованы: точные эфемериды спутников GPS и параметры вращения Земли, регулярно вычисляемые службой IGS (http://igsb.jpl.nasa.gov/components/prods_cb.html); глобальные модели ионосферы (вычислительный центр CODE - <ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE>); модель океанических приливов GOT00.2 (<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>). Для разрешения неоднозначностей фазовых измерений использовалась стратегия QIF [5]. Полученные решения приведены в систему координат ITRF2008 путем обработки данных региональной спутниковой сети совместно с опорными пунктами - станциями IGS (YSSK, PETS, KUNM, IRKT, LHAZ, WUHN, TNML, SELE, CHUM), расположенными вне зоны возможных косейсмических деформаций и имеющих надежно и точно определенные координаты и скорости. Для реализации системы координат на изменения пространственных положений опорных пунктов были наложены “жесткие” ограничения (0.1 мм). Изменения координат пункта PETS ограничены величинами 15 мм, т.к. он испытал косейсмические смещения, инициированные Охотоморским глубокофокусным землетрясением 24.05.2013 г. и превышающие 10 мм. Поскольку скорости вековых перемещений о. Монерон, обусловленных движением и взаимодействием литосферных плит, были неизвестны, их априорные величины вычислены с использованием модели MORVEL2010 [6].

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВРЕМЕННЫХ СЕРИЙ КООРДИНАТ И ОЦЕНКА КОСЕЙСМИЧЕСКИХ СМЕЩЕНИЙ

Для получения параметров сезонных вариаций и учета неточностей модели MORVEL2010, определенные в локальной системе координат ряды горизонтальных компонент пространственного положения пункта MONR, были аппроксимированы функцией вида: $a \cdot \sin(2\pi t + \varphi) + b \cdot t + c$, где t - эпоха (момент) наблюдений. Коэффициенты a - амплитуда и φ - начальная фаза сезонных вариаций, b - среднегодовая (вековая) скорость и параметр c были вычислены по методу наименьших квадратов отдельно для каждой плановой компоненты (север-юг, восток-запад). Для исключения вышеуказанных эффектов для каждой эпохи наблюдений, из результирующего координатного ряда были вычтены значения моделирующей кривой из соответствующих значений ряда, полученного непосредственно в результате математической обработки «сырых» спутниковых наблюдений. Результирующие временные серии пространственных положений станции MONR за временной интервал 2010-2014 гг. показаны на рис. 3а. Аппроксимация ряда для вертикальной компоненты не выполнялась.

Визуальный анализ показанных на рис. 3а временных рядов плановых координат пункта указывает на наличие косейсмического смещения, очевидно инициированного землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. Для оценки его величины по каждой координатной компоненте полученные ряды были аппроксимированы горизонтальными прямыми до и после главного толчка. На рис. 3б приведены фрагменты полного временного ряда, использованные для поиска возможного косейсмического смещения - отклика земной коры на Охотоморское глубокофокусное землетрясение 24.05.2013 г., породившего косейсмические подвижки на территории практически всего Дальневосточного региона [4].

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате землетрясения Тохоку смещение станции MONR в горизонтальной плоскости составило около 15 ± 5 мм к юго-востоку. Полученная вертикальная подвижка

8 ± 10 мм непредставительна из-за значительной дисперсии координатного ряда и, наиболее вероятно, не превышает нескольких миллиметров или вовсе отсутствует. В пользу этого вывода свидетельствует и отсутствие вертикальных подвижек на ближайших пунктах непрерывных GPS/ГЛОНАСС наблюдений, расположенных на о. Сахалин и побережье Приморского края [9].

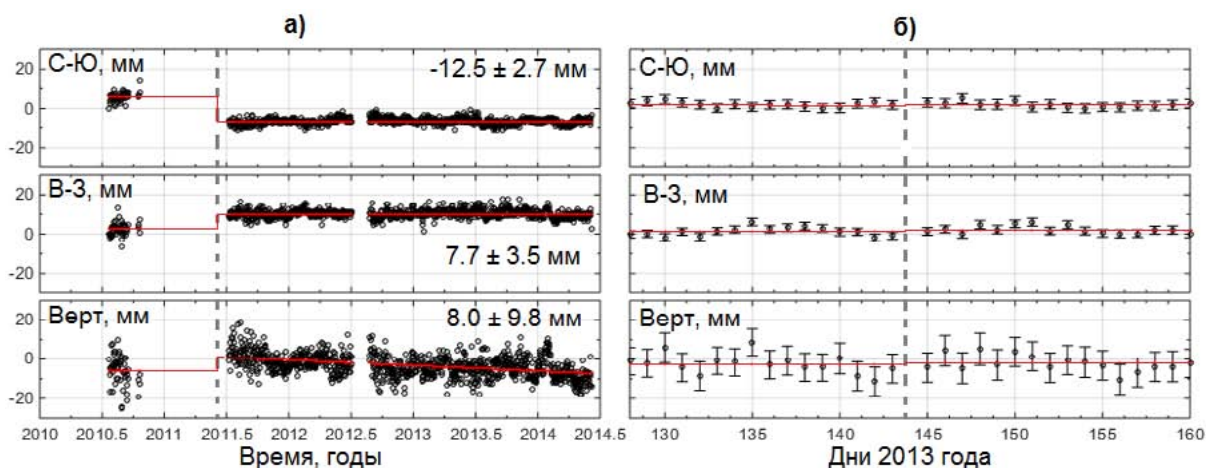


Рис. 3. Временные ряды изменений координат пункта MONR за временной интервал 2010-2014 гг. (а) и 128-160 дни 2013 г. (б), из которых удалены сезонные вариации и линейный тренд. Пунктирная вертикальная линия - момент главного толчка землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. (а) и Охотоморского глубокофокусного землетрясения 24.05.2013 г. (б). Оценки косейсмических смещений и их среднеквадратические ошибки для землетрясения Тохоку приведены в правой части рис. 3 а. Оцененные косейсмические смещения для Охотоморского землетрясения по всем координатным компонентам не превосходят 0.8 мм.

Результаты спутниковых наблюдений на пункте были сопоставлены с косейсмическими смещениями, вычисленными согласно модели очага землетрясения Тохоку [8] и Охотоморского сейсмического события [4, 10]. Моделирование выполнено в программном пакете STATIC1D [7] с учетом слоистости (модель PREM) и сферичности Земли. Вычисленные и наблюдаемые горизонтальные смещения для землетрясения Тохоку соответствуют друг другу в пределах 0.7 мм по обоим компонентам, что свидетельствует об адекватности использованной модели.

Дислокационные модели Охотоморского землетрясения в [4, 10] предсказывают наличие юго-западного смещения о. Монерон величиной около 2,5-3.0 мм. Анализ полученных за период с 8.05 по 9.06.2015 г. рядов пространственных компонент пункта MONR (рис. 3б) не выявил изменений положения станции в плане, коррелирующих с этим сейсмическим событием.

Горизонтальные компоненты временного ряда не демонстрируют заметных нелинейных постсейсмических смещений, обусловленных землетрясением Тохоку, что согласуется с данными GPS/ГЛОНАСС наблюдений на о. Сахалин, северной оконечности о. Хоккайдо и принятой моделью очаговой области [8].

Отсутствие постсейсмических нелинейных подвижек позволило использовать временные серии координат пункта за 2011-2014 гг. для определения уточненных значений компонент вектора среднегодовой скорости о. Монерон в межсейсмическом цикле в системе координат ITRF2008: $V_n = -12.3 \pm 1.0$ мм/год, $V_e = 15.3 \pm 1.0$ мм/год. Последние согласуются с модельными оценками (MORVEL2010) в пределах 2.8 мм/год.

С 2011 г. о. Монерон испытывает опускание с постоянной скоростью около 3 мм/год (рис. 3а). Для ответа на вопрос, является ли этот тренд следствием постсейсмических деформаций, вызванных землетрясением Тохоку или серии сейсмических событий 1971 г., либо он связан с движениями земной коры межсейсмического цикла, необходим анализ более длительного ряда GPS/ГЛОНАСС наблюдений.

Данная работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток», грант № 15-П-2-009 и Дальневосточного федерального университета, проект № 14-08-01-05_м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 42-48.
2. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905-2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.
3. Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А. Разломы Сахалина // Тихоокеанская геология. 1984. № 2. С. 77-86.
4. Шестаков Н.В., Ohzono M., Takahashi H. и др. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013 г., $M_w = 8.3$ // ДАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 471-476.
5. Dach R., Hugentobler U., Fridez P., Meindl M. Bernese GPS Software Version 5.0. AIUB: University of Bern. 2007. 612 p.
6. DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. Vol. 181. P. 1-80.
7. Pollitz F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // Geophys. J. Int. 1996. Vol. 125. P. 1-14.
8. Shao G., Li X. Ji C., Maeda T. Focal mechanism and slip history of the 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves // Earth Planets Space. 2011. Vol. 63. P. 559-564.
9. Shestakov N. V., et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // Tectonophysics. 2012. Vol. 524-525. P. 76-86.
10. Steblov G. M. et al. First geodetic observations of a deep earthquake: The 2013 Sea of Okhotsk Mw 8.3, 611km-deep, event // Geophys. Res. Lett. 2014. Vol. 41. P. 3826-3832.

УДК 550.34.094

ДОБРОТНОСТЬ СРЕДЫ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ
ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯН.А. Сычева¹, Л.М. Богомолов², И.В. Сычев³¹Научная станция РАН в Бишкеке (НС РАН), г. Бишкек, Кыргызстан;²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;³Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия
nelya@gdirc.ru

Для исследования напряженно-деформированного состояния Тянь-Шанского региона на основе сейсмических данных на Научной станции РАН (НС РАН) применяются следующие методы: СТД – сеймотектонические деформации [8] и МКА – катакластический анализ разрывных нарушений [3]. В МКА при определении величины эффективного внутреннего сцепления массивов горных пород используются дополнительные данные о динамических параметрах локальных землетрясений ($\Delta\sigma$ -падение напряжений). Расчет динамических параметров связан с решением обратной задачи геофизики – переход от стационарного спектра к очаговому, который связан с вычислением функции затухания сейсмических волн, зависящей от поглощающих свойств среды, которые принято называть добротностью или Q-фактором.

Региональные оценки эффективной добротности среды Тянь-Шанского региона на основе исследования кода волн по записям широкополосной аппаратуры СКМ, СКД и частотно-избирательной станции были сделаны в работе [1]. В результате было обработано около 400 записей от 160 землетрясений.

В 1991 г. на севере Кыргызстана (Северный Тянь-Шань) была установлена сейсмическая сеть KNET [6] из 10 цифровых широкополосных станций, которая позволила накопить большой массив данных, на основе которого можно решать различные научные задачи, в том числе и задачу уточнения поглощающих свойств среды. На рисунке 1 представлено расположение станций сети KNET и эпицентральное расположение сейсмических событий (более 8000), зарегистрированных этой сетью за время ее работы.

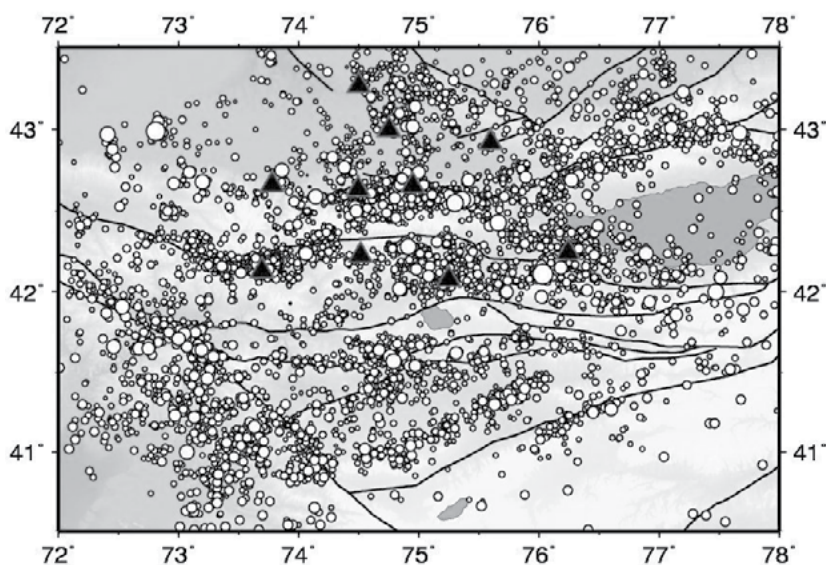


Рис. 1. Эпицентральное расположение локальных землетрясений (более 8000), зарегистрированных станциями сети KNET за 1994-2014 гг. Треугольниками отмечено расположение станций.

На ИС РАН динамические параметры определяются для событий, происходящих на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET. Уточнение поглощающих свойств этой территории позволит более корректно решать задачу перехода от стационарного спектра к очаговому.

Для вычисления Q используется модель однократного рассеяния, которая рассматривает кода-волны как суперпозицию объемных волн, отраженных от случайно распределенных неоднородностей. Кода-волны состоят из хвостовой части сейсмической записи. Уменьшение амплитуды сигнала по мере распространения от источника происходит по причине затухания и геометрического расхождения. Амплитуда кода-волн для однократного рассеяния может быть записана как [9,11,12]:

$$A(f, t) = t^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}}, \quad (1)$$

где β - показатель степенной функции (1 - для объемных, 0.5 - для поверхностных волн [7]). Логарифмируя и преобразуя (1), получим:

$$\ln(A(f, t)) + \beta \ln(t) = \ln(A_0) - \pi f k - \frac{-\pi f t}{Q(f)}. \quad (2)$$

Построение огибающей $\ln(A(f, t)) + \beta \ln(t)$ как функции от t для данной частоты, дает прямую линию с тангенсом угла наклона, из которой может быть определено $Q(f)$. В работах [2, 13] показано, что кода-волны на сейсмограмме выделяются на времени, равном двум временам пробега S волны.

В данной работе кода-волны рассматривались в окне длительностью 20, 30, 40 и 50 секунд, выделенные на частотах 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 и 24.0 Гц. Полученные функции зависимости $Q(f)$ для всех станций сети KNET приведены на рисунке 2. Полученные зависимости $Q(f)$ были описаны степенной функцией вида $Q_0 \cdot f^n$, в которой Q_0 - добротность на частоте f_0 (как правило, 1 Гц) и n - частотный параметр близкий к ~ 1 и меняется от региона к региону.

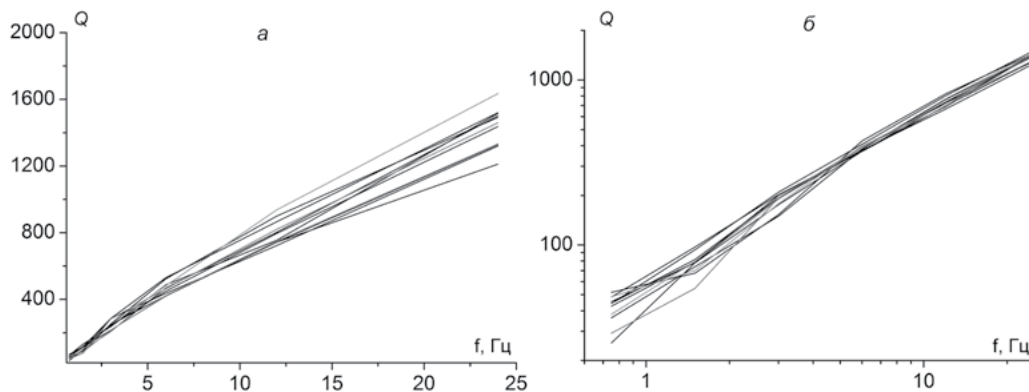


Рис. 2. Зависимости $Q(f)$ для станций сети KNET в линейном (а) и логарифмическом (б) масштабах.

Теоретические основы метода расчетов динамических параметров очага землетрясения изложены в известных работах [4, 10]. Определение падений напряжения в очагах землетрясений может характеризовать современное напряженное состояние земной коры сейсмоактивных регионов и особенности процесса деструкции среды. Эти данные могут быть использованы и в методике реконструкции коровых напряжений, разработанной Ребецким Ю.Л. (ИФЗ РАН) для проведения этих оценок.

Для исследования динамических параметров были выбраны 85 землетрясений с $M=3-5$, которые произошли на территории Северного Тянь-Шаня в период 1998 – 2012 гг. Для этих событий так же были определены фокальные механизмы очагов. При расчете очаговых спектров учитывались стационарные поправки и трансформация спектров при распространении сейсмических волн в среде (эффект конечной добротности).

Результатами расчета динамических параметров являются: скалярный сейсмический момент M_0 , радиус Брюна r и падение напряжений $\Delta\sigma$. Согласно полученным результатам M_0 меняется от $5.36E+21$ до $4.89E+24$ дин·см, уровень падения напряжений от 1 до ~92 бар и радиус Брюна от ~200 до ~800 м.

Анализ корреляционной связи между скалярным сейсмическим моментом, радиусом очага и других динамических параметров от величины землетрясения проведен в работе [4]. На рисунке 3 представлены результаты, полученные в настоящей работе, и зависимости из работы [4]: распределение значений сейсмических моментов, полученных в данной работе, находятся выше, а значения радиусов – ниже некоторой теоретической кривой из работы Ризниченко.

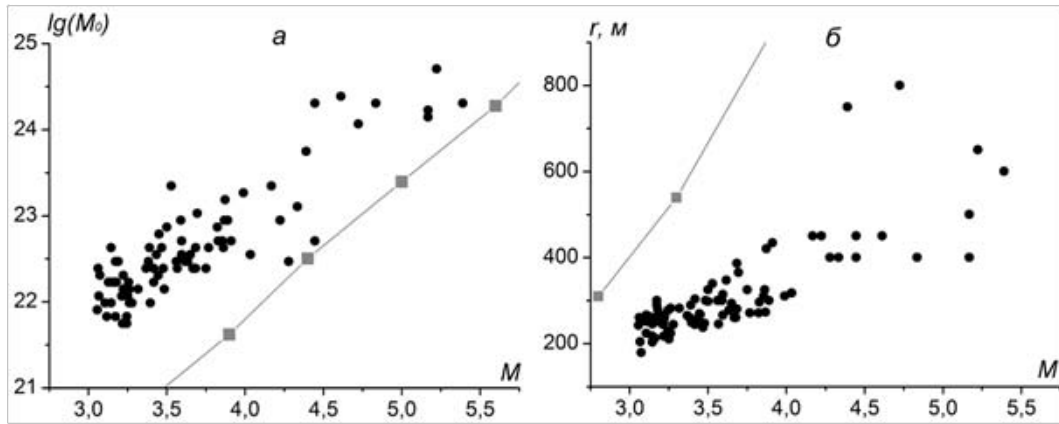


Рис. 3. Сравнение распределения M_0 и r с установленными средними зависимостями (обозначены квадратиками) по [4].

На рисунке 4а представлено распределение сейсмического момента $lg(M_0)$ от размера очага r . На этом же графике обозначены границы распределения событий с разным уровнем падения напряжений – до 10 бар и выше 10 бар. Положение событий с уровнем падения напряжений более 10 бар обозначено серыми точками. Аналогичная зависимость была получена в работе [5], в которой рассматриваются афтершоки 3-х крупных сейсмический событий (рис. 4б). В этой работе большая часть событий попали в область с падением напряжений 10-100 бар. Этот результат можно объяснить тем, что эти афтершоки характеризуются более высокой магнитудой, чем события, рассматриваемые в данной работе.

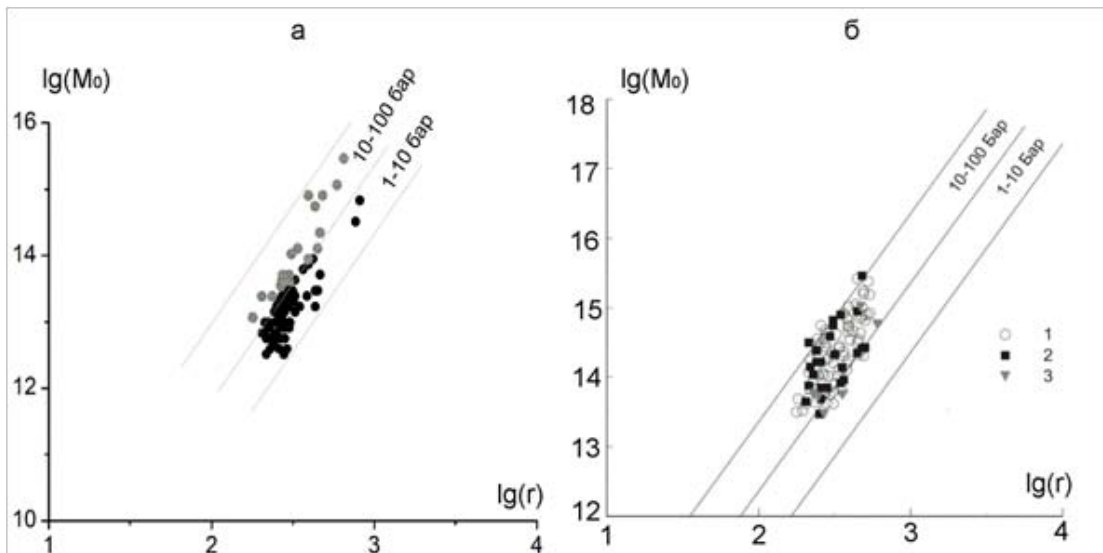


Рис.4. Зависимость $lg(M_0) = f(lg(r))$: а) по данной работе; б) из работы [4].

Выделены события с $\Delta\sigma > 10$ и построены карты, определяющие связи этих событий с разломными зонами и режимами напряженного состояния. На рисунке 5 представлена карта распределения коэффициента Лоде-Надаи, построенная на основе определения усредненных тензоров деформации, подробно методика описана в работах [6, 7], по данным за 1998-2012 гг. (1056 определений механизмов очагов). Анализ значений этого коэффициента показал, что значительная часть исследуемой территории характеризуется деформацией простого сжатия ($\mu_\sigma > 0.2$), и только незначительная часть земной коры находится в условиях простого сдвига ($-0.2 < \mu_\sigma < 0.2$) – западная часть. На эту же карту вынесены землетрясения с $\Delta\sigma > 10$.

Первая и вторая области активного падения напряжений характеризуются деформацией простого сжатия, для первой зоны значение коэффициента Лоде-Надаи равно 0.73, для второй меняется в пределах 0.9-0.93, третья зона характеризуется деформацией сжатия с присутствием сдвиговой составляющей.

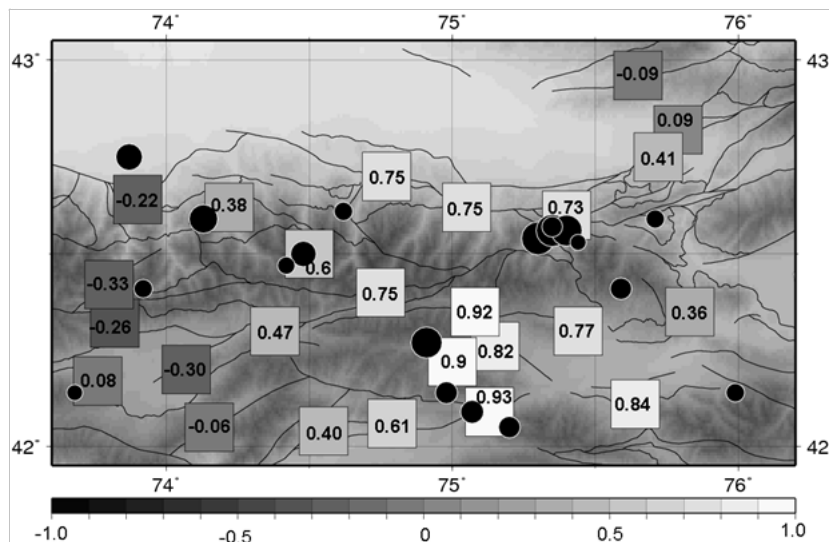


Рис. 5. Распределение коэффициента Лоде-Надаи и расположение событий с $\Delta\sigma > 10$ бар.

В работе проведен расчет добротности среды и определение динамических параметров 85 землетрясений с энергетическим классом $K=9.5-13.7$, которые произошли на территории Северного Тянь-Шаня за 1998-2012 годы. Проведено сравнение полученных результатов с исследованиями других авторов. Определено, что уровень сброшенных напряжений для событий рассматриваемого энергетического диапазона меняется в пределах от ~1 до 92 бар. Выделены зоны с наибольшим падением напряжений. Установлено, что события взбросового типа вносят значительный вклад в уровень падения напряжений. Построены совместные карты распределения коэффициента Лоде-Надаи, угла напряженно-деформированного состояния на основе усредненных тензоров деформации по методу СТД и расположения событий с $\Delta\sigma > 10$ бар, установлена связь между расположением событий и уровнем рассматриваемых полей. Наибольшее падение напряжений отмечено для зон с геодинамическим режимом горизонтального сжатия.

Авторы благодарят Мансурова А.Н. за программное обеспечение для построения спектральных характеристик и заведующего лабораторией НС РАН Брагина В.Д. за предоставление цифровых записей и каталога сейсмических событий.

Исследование частично поддержано грантами РФФИ №15-05-06857 и Программой фундаментальных исследований Президиума РАН № 14.

ЛИТЕРАТУРА

1. Земцова А.Г. Сейсмическая кода и динамические особенности землетрясений Киргизии: дис. ... канд. физ.-мат. наук. Фрунзе: Институт сейсмологии, 1985. 164 с.
2. Раутиан Т.Г., Халтурин М.С., Закиров М.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 146 с.
3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.
4. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-27.
5. Сычев А.С., Коновалов А.В. Сброшенные напряжения афтершоковых последовательностей землетрясений (на примере Юга о. Сахалин) // Современная тектонофизика. Методы и результаты: мат-лы Третьей тектонофизической школы-семинара. М.: ИФЗ, 2013. Т. 1. С. 303-309.
6. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET). // Физика Земли. 2005. №11. С. 62-78.
7. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л., Макаров В.И. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. №5. С. 3-15.
8. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 190 с.
9. Aki K, Chouet B. Origin of coda-waves: source, attenuation and scattering effects // Journ. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 3322-3342.
10. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 4997-5009.
11. Fehler Michael. C., Sato Haruo. Sesmic Wave Propagation and Scattering in The Heterogeneous Earth. Springer, 2009. 494 p.
12. Havskov Jens, Ottermoller Lars. Routine Data Processing in Earthquake Seismology. Springer, 2010. 347 p.
13. Rautian T.G., Khalturin V.I., Martynov V.G., Molnar P. Preliminary analysis of the spectral content of P and S waves from local earthquakes in the Garm, Tajikistan region // Bull. Seism. Soc. Am. 1978. Vol. 68. No 4. P. 923-948.

УДК 551.24.22

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ ТОНОКУ-ОКИ – МОДЕЛЬ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

В.Н. Татаринов, Т.А. Татаринова

Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия
victat@wdcb.ru.ru

Землетрясение Tohoku-Oki, происшедшее 11.03.2011 г. к востоку от острова Хонсю, привлекло внимание исследователей уникальностью экспериментальных данных о косейсмических и постсейсмических вертикальных и горизонтальных смещениях земной коры в районе Японского архипелага, которые были получены на пунктах геодинамической сети *GEONET (GNSS Earth Observation Network System)* [1]. Эти новые факты дали толчок для построения различных геодинамических моделей данного региона. Почти все они опираются на постулаты плейттектоники, согласно которым землетрясения в этом регионе – это результат давления на Евразийскую континентальную плиту (ЕП), погружающейся под нее Тихоокеанской плиты (ТП). Вместе с тем, в этой гипотезе имеется целый ряд фундаментальных противоречий, которые замалчивают или просто не замечают. В этой связи на основе анализа фактов о кинематике верхней части литосферы при землетрясении Tohoku-Oki и моделирования напряженного состояния литосферы выдвинута альтернативная гипотеза о силовых источниках возникновения подобных катастрофических явлений, происходящих как в районе Японского архипелага, так и в близком к нему в тектоническом отношении участку сочленения Южно-Американской плиты и плиты Наска.

Анализ многочисленных данных о сейсмичности, строении и деформировании литосферы, результатов тектонофизического моделирования и реконструкции напряжений по параметрам очагов землетрясений и др. в данном регионе позволил сформулировать следующее.

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Землетрясения Японского типа происходят на глубинах до 700 км, при этом, чем глубже очаг землетрясения, тем больше площадь, на которой оно ощущается. Постсейсмические движения захватывают огромную территорию, так при землетрясении Tohoku-Oki смещения были зарегистрированы на трети территории Амурской плиты, с поперечными размерами до 1000 км, что свидетельствует о глубинном источнике землетрясения. Развитие очага носит ступенчатый характер и огромная площадь (не линейного разлома) общей плоскости разрыва – около 200x400 км. Тип движения в очаге катастрофических землетрясений – взброс с надвигом. Расположение очагов землетрясений практически до границы астеносферы (700 км) в окраинной части континентальной плиты, позволяет сделать предположение о преобладании в этом районе горизонтальных компонент напряжений над вертикальной. Ниже этой границы, породы находятся в гидростатическом напряженном состоянии. Это предположение об асимметричном поле напряжений участков сопряжения континентальной и океанической плиты положено в основу результатов моделирования, приведенных ниже.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

По данным сейсмической томографии по периферии Тихоокеанской плиты регистрируется участок относительно более упругих пород (до 5%), падающий под углом 50 – 60°, мощность которых в 5 – 7 раз больше толщины океанической коры. В верхней мантии Северо-Американской плиты [2] в активной зоне более упругой является глубинная часть (интервал глубин 200 – 600 км), а в неактивной части плиты – только верхняя часть до глубины 400 км. Т.е. в тектонически активной зоне континентальных плит на глубине имеется

обширная зона более напряженных (или более упругих) пород. Как предположение она может рассматриваться в качестве потенциального «канала», передающего напряжения из внутренней части континентальной плиты и инициирующего разрушение среды на окраинах плиты.

ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ И ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Характер постсейсмических движений по данным GPS-наблюдений следующий. Вертикальные движения: восточная часть опускается, западная поднимается (максимальные положительные движения в районе очага до 3 м). Горизонтальные движения направлены в сторону очага (максимальные смещения до 24 м). Отмечается приблизительное равенство величин смещений Тихоокеанской плиты в периоды между крупными землетрясениями в западном направлении и обратного отката восточного края Евразийской плиты при землетрясениях за последние 100 – 120 лет. Отсутствие значимых положительных вертикальных движений этого края Евразийской плиты в условиях давления на нее Тихоокеанской плиты в периоды между землетрясениями.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НАПРЯЖЕНИЙ ПО ОЧАГАМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Океанический желоб является разделительной границей двух областей геодинамического режима: горизонтального сжатия западнее желоба и растяжения восточнее. Ориентация осей главных напряжений сжатия изменяется с запада на восток от 45 до 0 и 90° за глубоководным желобом. При этом за желобом землетрясениям соответствует ситуация горизонтального растяжения [3]. С учетом изложенного было выполнено моделирование полей напряжений методом конечных элементов. Среда была разбита на четыре подобласти, отличающиеся по своим упругим характеристикам: $E_1 = 3 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_1 = 0.24$; $E_2 = 6 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_2 = 0.24$; $E_3 = 20 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_3 = 0.2$; $E_4 = 8 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_4 = 0.274$. Вычислялись интенсивность напряжений (s_i) и сдвиговые напряжения (t_{xy}) для двух вариантов:

1 – когда заданы только горизонтальные усилия, которые до глубины 700 км увеличиваются до 45 МПа;

2 – дополнительно задавались вертикальные усилия, изменяющиеся с глубиной пропорционально плотности среды.

Для примера на рисунке 1 показано распределение интенсивности напряжений для варианта 1, а на рисунке 2 – распределение векторов максимальных напряжений в конечных элементах.

Из результатов моделирования видно, что максимальные значения интенсивности напряжений получены на контакте океанической и континентальных плит в верхней, наиболее упругой части среды (здесь происходит большинство землетрясений). Там же получены и максимальные сдвиговые напряжения. При этом, если допустить, что максимальные напряжения в конечных элементах соответствуют осям главных сжимающих напряжений, то из рисунка 2 видно, как меняются направления осей фактически совпадающие с направлениями действия главных напряжений, приведенных в [3].

Таким образом, в качестве предмета для дискуссий можно рассмотреть следующую гипотезу происхождения силовых источников землетрясений Японского типа (рис. 3):

1. Накопление упругой энергии происходит в глубинных частях континентальной плиты, где существуют наибольшие напряжения, а породы сохраняют свои упругие свойства. Эту глубину можно оценить по максимальной глубине землетрясений, т.е. 700 – 600 км. Косвенно это подтверждает землетрясение, произошедшее 24 мая 2013 г. в Охотском море на глубине 600 км, $M = 7.7$.

2. Причины образования избыточной энергии могут быть разными и требуют отдельного рассмотрения. Можно лишь констатировать, что имеется несимметричное распределение соотношения горизонтальных и вертикальных компонент тензора напряжений (рис. 3), когда в некотором интервале по глубине разреза горизонтальные напряжения растут с большей скоростью, чем вертикальные. Это способствует созданию усилий, направленным из глубин континентальной плиты вверх под углом 45-55° к океанической плите.

3. Эти усилия приводят к образованию зоны критических напряжений в верхней части упругого слоя и периодической разрядке в виде катастрофических землетрясений (аналогичных Tohoku-Oki) на глубинах до 10 км. В результате происходит смещение верхней части земной коры в восточном направлении и образование зон растяжения мористее желоба.

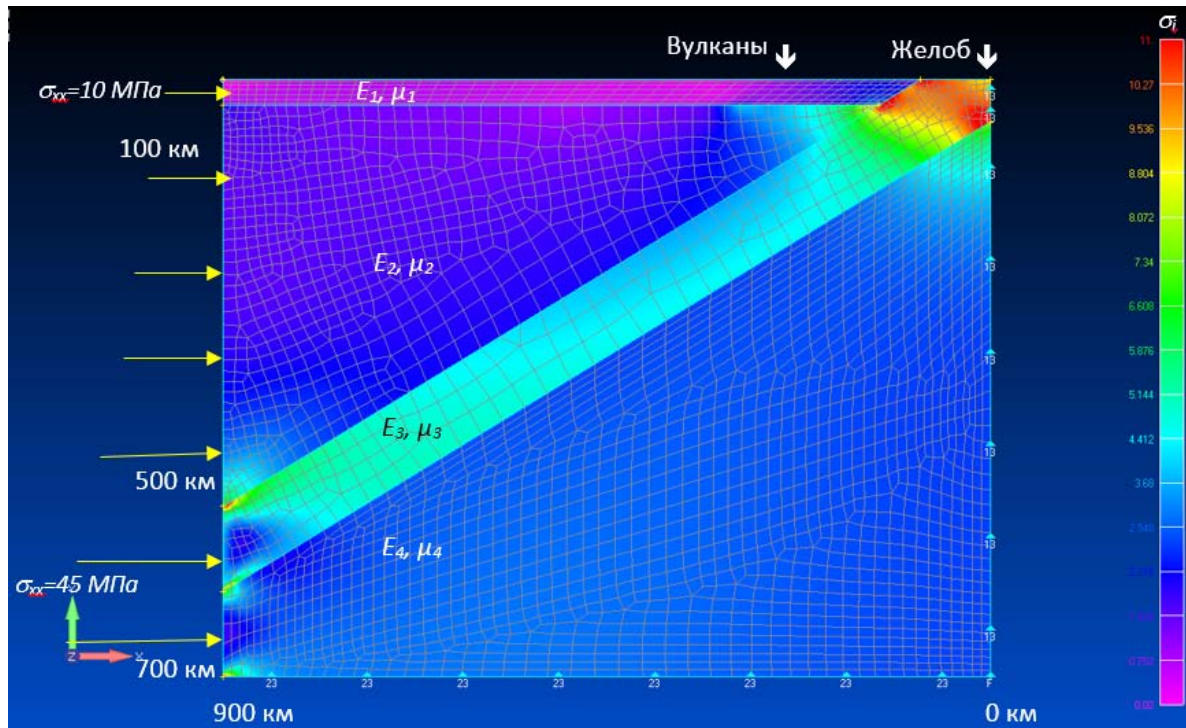


Рис. 1. Интенсивность напряжений (σ_x). Заданы только горизонтальные усилия, увеличивающиеся сверху вниз от 10 до 45 МПа. $E_1 = 3 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_1 = 0.24$; $E_2 = 6 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_2 = 0.24$; $E_3 = 20 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_3 = 0.2$; $E_4 = 8 \cdot 10^{10}$ Па, $\mu_4 = 0.274$

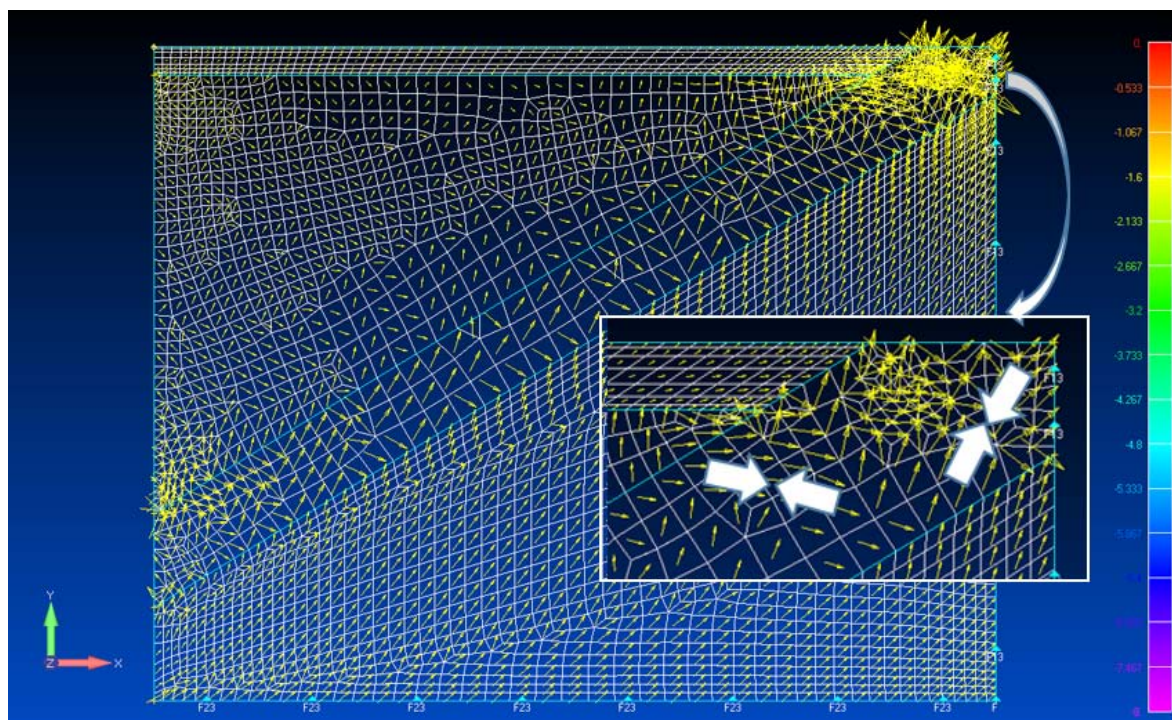


Рис. 2. Распределение векторов максимальных напряжений в конечных элементах.

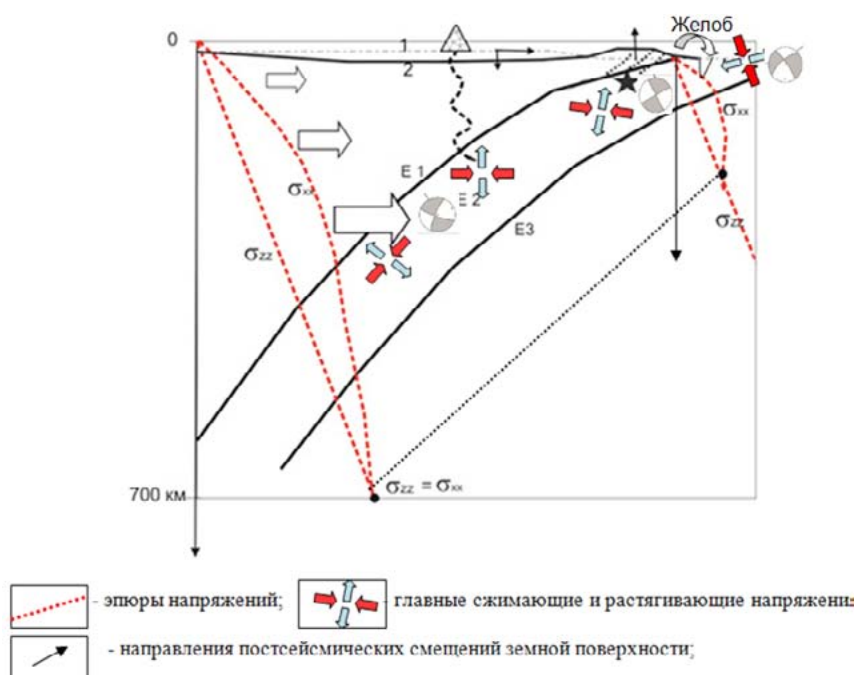


Рис. 3. Модель развития геодинамического процесса при землетрясении Tohoku-Oki: 1, 2 – земная поверхность до и после землетрясения соответственно. Пунктиром показаны эпюры вертикальных и горизонтальных напряжений в континентальной и океанической плитах. Модули упругости среды $E_2 \gg E_1 > E_3$, где индексы 1 – породы континентальной плиты, 2 – зона упругих пород по данным сейсмотомографии, 3 – квазивязкие породы верхней мантии.

Таким образом, имеющиеся гипотезы о механизме катастрофических землетрясений на контакте океанической и континентальных плит в районе Японского архипелага не объясняют целый ряд фактов, которые опровергают устоявшиеся постулаты плиттектоники. Поэтому необходимо переосмысление имеющегося огромного массива информации и разработка новых моделей и гипотез, объясняющих и учитывающих эти противоречия. Выдвинутая выше гипотеза о силовых источниках является примером, иллюстрирующим необходимость такого переосмысления.

ЛИТЕРАТУРА

1. GEONET
<http://www.fig.net/pub/proceedings/korea/full-papers/pdf/session11/imakiire-nakahori.pdf>
2. You Tian, Dapeng Zhao P-wave tomography of the western United States: Insight into the Yellowstone hotspot and the Juan de Fuca slab // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. Vol. 200–201. P. 72-84.
3. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 March 2011 // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5 (2). P. 469–506. doi:10.5800/GT2014520137.

УДК 550.38

МОНИТОРИНГ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ КАК ЭЛЕМЕНТ СИСТЕМЫ КОНТРОЛЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПРИРОДНЫХ СОБЫТИЙ

С.Ю. Хомутов

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,
Паратунка, Камчатский край, Россия
khomutov@ikir.ru

В течение последнего столетия человеческая деятельность характеризуется усложнением технологических систем (техносферы), более интенсивным использованием и увеличением зависимости от них. Это, с одной стороны, приводит к повышению вероятности сбоев и отказов, а с другой – к росту величины ущерба при таких сбоях. Существенную часть причин, оказывающих критически значимое воздействие на техносферу, представляют природные (естественные) явления в экстремальных состояниях. Повышение качества средств контроля и наблюдений позволяет обнаруживать новые, ранее неизвестные источники опасности, а расширенные возможности по воздействию на окружающую среду позволяют минимизировать их последствия.

Магнитное поле Земли является естественной средой, в которой находится техносфера и происходит жизнедеятельность человека [9, 11]. Эффекты, возникающие при вариациях магнитного поля и актуальные с точки зрения безопасности, можно разделить на прямые и косвенные. К первым относятся:

1. Наведенные (индуцированные) токи в проводящей среде, в том числе прямо в грунте. Наибольший эффект наблюдается в хорошо проводящих протяженных объектах, таких как линии электропередач, трубопроводы, железные дороги, телекоммуникационные кабели, включая подводные. Наиболее показательный пример такого рода явлений – отказ энергосистемы из-за перегрузки трансформаторных подстанций в провинции Квебек (Канада) во время магнитной бури в марте 1989 г., что привело к обесточиванию практически всей провинции. Оценки возникающей разности потенциала дают до 10 В на 1 – 2 км и при протяженных линиях – до тысяч вольт. В длинных трубопроводах при магнитных бурях возникают условия, способствующие повышенной коррозии. Естественно, эти эффекты максимальны в полярных областях [7].

2. Влияние на точность бурения горизонтальных скважин при использовании буров с магнитной системой ориентации. Погрешности становятся ощутимыми при вариациях магнитного склонения в несколько градусов, что наблюдается во время сильных геомагнитных возмущений [10].

3. Влияние магнитных возмущений на живые организмы, в том числе на человека [1].

До некоторой степени сюда же можно отнести изменения в главном магнитном поле на геологических временных интервалах (инверсии и экскурсы палеомагнитного поля), которые могут приводить к увеличению потока энергетических частиц солнечного ветра, достигающих поверхности.

Косвенный эффект заключается в том, что вариации магнитного поля могут быть отражением других процессов, которые оказывают влияние на Землю. Например, увеличение рентгеновского излучения и потока высокоэнергетических частиц солнечного ветра при вспышках на Солнце может оказывать воздействие на технические системы и людей, находящихся на орбите Земли, а также на высотах полетов самолетов, в особенности, когда маршрут проходит через приполярные области. Во время магнитных бурь наблюдаются нарушения радиосвязи, сбой навигационных систем как следствие возмущений в ионосфере [9, 11].

Значительным фактором, представляющим высокую опасность для человека и наземной инфраструктуры, являются землетрясения. В последние десятилетия появилось множество экспериментальных и теоретических работ, в которых показывается, что на стадии подготовки землетрясения (от нескольких часов до месяца), а также при его реализации, наблюдается аномальное поведение магнитного поля. Аномалии отмечаются в различных характеристиках:

- в квазистационарном поле, когда сравнивают медленные вариации магнитного поля (обычно – модуль F) в двух разнесенных пунктах, один из которых находится в сейсмогенерирующей области, а другой достаточно удален от нее (классические работы М. Джонстона [8, 9]);

- в вариациях ультранизкочастотного диапазона (УНЧ) на частотах 0.001 – 10 Гц, когда оцениваются различные амплитудные характеристики, прежде всего, поляризационные отношения горизонтальной dH и вертикальной dZ составляющих этих вариаций [12].

В первом случае причиной аномальных изменений магнитного поля на стадии подготовки землетрясения рассматриваются пьезомагнитные эффекты (тектономагнетизм), во втором – процессы при образовании микроразрывов, электрокинетические эффекты или вариации индуцированных полей при изменении электропроводности среды. УНЧ- диапазон принимается как наиболее эффективный, поскольку ожидаемая глубина скин-слоя для таких частот близка к глубинам гипоцентров рассматриваемых землетрясений.

Основные проблемы при использовании магнитных сигналов как предвестников:

- сильная зависимость от расстояния между источником и приемником и от мощности сейсмического события. Фактически, все сигналы, о которых сообщается в литературе, были зарегистрированы при измерениях на расстояниях от единиц до первых десятков километров от эпицентра;

- крайне высокая степень «загрязнения» магнитных измерений сигналами, которые имеют несейсмические причины, в том числе ионосферно-магнитосферного происхождения и техногенные помехи, и амплитуды на порядки больше, чем ожидаемые для сейсмомагнитных сигналов;

- небольшая статистика, поскольку необходимо иметь соответствующую аппаратуру в зоне подготовки редко происходящих сильных землетрясений;

- отсутствие разработанного теоретического обоснования.

Таким образом, вариации магнитного поля Земли проявляются и как непосредственный фактор, действующий на техносферу, и как индикатор или предвестник различных естественных аномальных явлений. Поэтому регулярные измерения магнитного поля рассматриваются как необходимый элемент системы контроля и прогноза экстремальных событий. Такие измерения выполняются на магнитных обсерваториях и станциях, включенных в сети различного ранга. Можно выделить несколько уровней подобных сетей:

- *глобальные сети*, например, INTERMAGNET, которые предоставляют данные высокого качества по всей Земле. Однако результаты этих обсерваторий часто ограничены по оперативности и по частотному диапазону и могут не отражать в должной степени региональные особенности вариаций магнитного поля;

- указанные выше проблемы могут решаться на уровне *региональных сетей*. Примером может быть сеть геофизических обсерваторий ИКИР ДВО РАН, охватывающая Дальневосточный регион России во всем широтном диапазоне от Приморского края до Чукотки (рис. 1). На обсерваториях ведется регулярный мониторинг магнитного поля, в том числе на трех по стандартам INTERMAGNET. Обсерватории оснащены современными цифровыми магнитометрами, обеспечивающими измерения вариаций поля с частотой 1 Гц и чувствительностью не хуже 0.1 нТл. Они выполняют абсолютные измерения, что позволяет получать полный вектор поля на характерных временах в десятки лет. Кроме того, обсерватории являются комплексными, поскольку на них проводятся также и другие измерения, например, вертикальное и наклонное ионосферное зондирование, регистрация атмосферного электрического поля, интенсивности космических лучей и др. В рамках обсуждаемой проблемы роль таких обсерваторий видится в получении базовых опорных данных, тестирования и калибровки полевой аппаратуры, сбор и анализ данных, подготовка методических материалов;

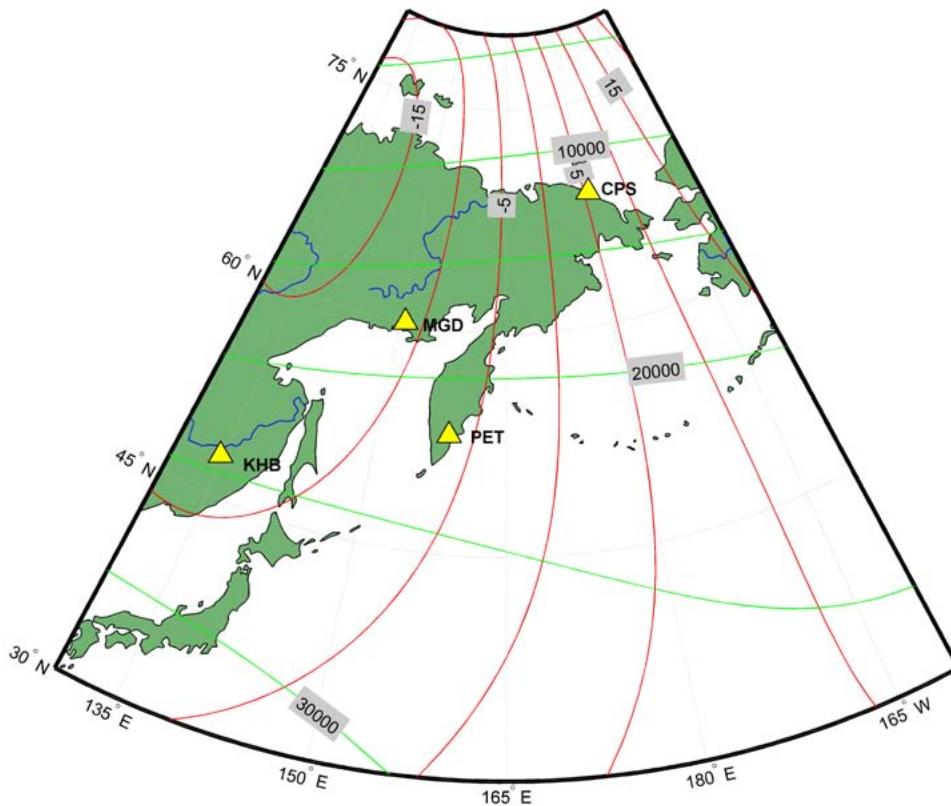


Рис. 1. Расположение магнитных обсерваторий ИКИР ДВО РАН.
Показаны изолинии магнитного склонения и горизонтальной составляющей.

- третий уровень сетей — это *локальные сети* с характерными размерами до первых сотен километров. Они создаются под конкретные задачи, оснащаются однотипной аппаратурой и ориентированы прежде всего на регистрацию вариаций магнитного поля. Примерами могут быть проекты IMAGE в Фенноскандии [5] или MAGIC в Гренландии [6].

В качестве практического предложения можно рассмотреть организацию на Камчатке локальной сети магнитных станций с базовым пунктом на ГФО «Паратунка» (ИКИР ДВО РАН). Сеть может включать до 10 станций, оснащенных скалярными магнитометрами на эффекте Оверхаузера POS-1 (УГТУ-УПИ, г. Екатеринбург [2]) для регистрации модуля вектора магнитной индукции F с частотой до 1 Гц при абсолютной погрешности менее 2 – 3 нТл. С меньшей плотностью могут быть установлены компонентные магнитометры с феррозондовыми датчиками в качестве измерительных элементов (такие как LEMI-025) либо со скалярным датчиком в кольцевой системе (подобные POS-3, POS-4 или dIdD GSM-19FD). Сеть будет ориентирована в основном на задачи поиска магнитных предвестников землетрясений.

Также представляется актуальным использование обсерваторий «Магадан», «Паратунка» и «Хабаровск» ИКИР ДВО РАН, расположенных по периферии Охотского моря, для обеспечения магнитными данными работ по разведке и добыче углеводородов на шельфе. Уникальность этих обсерваторий в том, что их данные позволяют решать не только проблемы с оперативным обеспечением буровых работ, но и проблемы с построением детализированной модели магнитного поля в этом районе.

Еще одним практическим применением результатов уже имеющейся региональной сети магнитных обсерваторий ИКИР ДВО РАН может быть их использование для оперативного оповещения о состоянии магнитного поля региональных энергетических компаний, имеющих протяженные ЛЭП, например, ОАО «Дальневосточная распределительная сетевая компания» (протяженность сетей более 50 тыс. км, 695 подстанций [3]) и ООО «Магаданэнерго» (протяженность сетей более 7 тыс. км [4]).

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФ № 14-11-00194.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гелиогеофизические факторы и здоровье человека: мат-лы Международного научно-практического симпозиума Новосибирск, 15-16 ноября 2005 г. Новосибирск: Изд-во «Сибмедиздат», НГМУ, 2007.
2. Лаборатория квантовой магнитометрии. <http://magnetometer.ur.ru/> (дата обращения 27.02.2015).
3. ОАО «Дальневосточная распределительная сетевая компания». <https://ru.wikipedia.org/wiki/ДРСК> (дата обращения 27.02.2015).
4. ООО «Магаданэнерго». <https://ru.wikipedia.org/wiki/Магаданэнерго> (дата обращения 27.02.2015).
5. Проект IMAGE. <http://www.ava.fmi.fi/image/stations.html> (дата обращения 27.02.2015).
6. Проект MAGIC. <http://mist.nianet.org/magic.html> (дата обращения 27.02.2015).
7. March 13, 1989 Geomagnetic Disturbance. <http://www.nerc.com/files/1989-Quebec-Disturbance.pdf> (дата обращения 15.10.2014).
8. Johnston M.J.S. Review of electric and magnetic fields accompanying seismic and volcanic activity // *Surv. Geophysics*. 1997. Vol. 18. P. 441-475.
9. Johnston M.J.S., Sasai Y., Egbert G.D., Mueller R.J. Seismomagnetic effects from the long-awaited 28 September 2004 M 6.0 Parkfield Earthquake // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2006. Vol. 96, No. 4B. P. S206-S220.
10. Koskinen H., Tanskanen E., Pirjola R. et al. Space weather effects catalogue // *ESWS-FMI-RP-0001*. 2001. Vol. 2.2. 41 p.
11. Reay S.J., Allen W., Baillie O. et al. Space weather effects on drilling accuracy in the North Sea // *Ann. Geophys.* 2005. Vol. 23. P. 3081-3088.
12. Severe Space Weather Events - Understanding Societal and Economic Impacts. Committee on the Societal and Economic Impacts of Severe Space Weather Events: A Workshop, National Research Council. Washington, DC: National Academies Press, 2008. 131 p.
13. Yumoto K., Ikemoto S., Cardinal M.G. et al. A new ULF wave analysis for Seismo-Electromagnetics using CPMN/MAGDAS data // *Phys. Chem. Earth*. 2009. Vol. 34. P. 360-366.

УДК 553.98 : 550.42

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГАЗОГИДРАТОВ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

Шакиров Р.Б.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
ren@poi.dvo.ru

ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее острых является дискуссия о происхождении углеводородных газов (УВГ – метана и его гомологов) в морских осадках. По генезису они подразделяются на 4 основные группы: микробные, термогенные, метаморфогенные, магматогенные. Эта проблема осложнена многообразием форм углеводородных скоплений и геологических типов газопроявлений, распространенных в переходной зоне континент-океан. Как правило, можно наблюдать газогеохимические поля, сформированные двумя и более источниками газов и связанные путями миграции и условиями накопления (рис. 1). В прикладном аспекте этот вопрос адресуется к проблеме происхождения углеводородных полезных ископаемых и распределению их ресурсов. Среди альтернативных источников УВГ наибольший интерес вызывают угольный метан и газогидраты, поскольку исследование генезиса заключенного в них метана сопряжено с оценкой их огромного ресурсного потенциала и возобновляемости. Целью работы является исследование особенностей полигенезиса газогеохимических полей газогидратоносных районов ДВ региона.

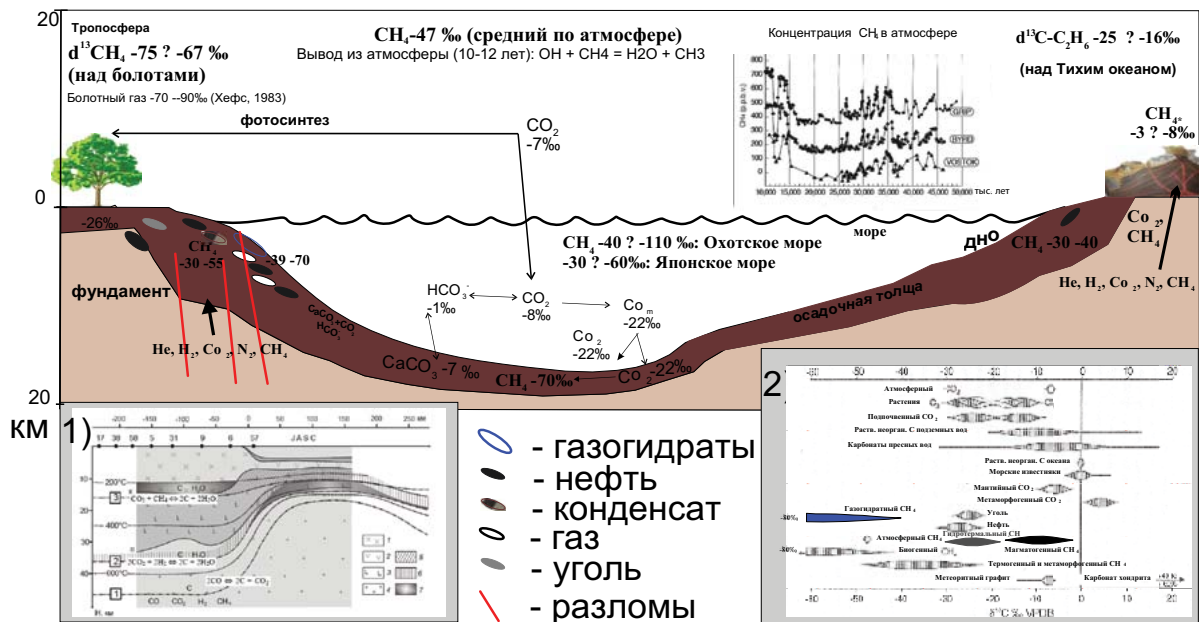


Рис. 1. Схема основных элементов природного цикла метана и изотопные отношения цикла углерода в окраинных морях ДВ. Составлено на основе литературных данных с дополнениями автора [2, 4, 5, 6 (врезка 1), 12 (врезка 2), 13].

Материалы и методы. Для исследования применялись изотопно-газогеохимические методы на основе газовой хроматографии, масс-спектрометрии и хромато-масс-спектрометрии, а также анализ распределения газогеохимических полей (ГПП), молекулярных и изотопных соотношений природных газов (этановый, пропановый, бутановый коэффициенты и др., диаграммы Бернарда, Витикара, Скоела и др.), геоструктурного положения ГПП и другие критерии. Используются авторские материалы проектов KOMEX, CHAOS, SSGH (руководитель д.г.-м.н. А.И. Обжиров), региональных газогеохимических съемок и другие за период 1997-2014 гг. Работа выполнена в лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (свидетельство Росстандарта № 49 от 01.08.2012 г.).

Результаты и обсуждение. В Охотском и Японском морях прямыми методами газогидраты обнаружены в Гольгинском прогибе, впадине Дерюгина, на западном борту Курильской котловины, Южно-Татарском прогибе, бассейне Уэцу, прогибе Окусири и Цусимской котловине. Ближайшими к этому региону являются скопления газогидратов трогов Нанкай и Окинава. В Охотском и Японском морях распространены районы, в которых микробная генерация метана в поверхностных отложениях настолько велика, что преобладающим компонентом является метан (до 99 % объема) с изотопной меткой углерода в среднем $-64 \div -77$ промилле VPDB. На наиболее изученном газогидратоносном западном борту впадины Дерюгина $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ газогидратов составил, например (проект CHAOS) $-64.0 \div -65.6 \div -64.7$ промилле на станциях 48-1 НУС, 26-KL, 41 (глубины моря 855, 690 и 720 м соответственно). Метан морских отложений с таким изотопным составом углерода большинством исследователей признается преимущественно микробным по генезису. Наличие потоков этих газов в Охотском море подтверждается легким изотопным составом углерода карбонатных конкреций [7]. Вместе с тем в донных отложениях газогидратоносных провинций повсеместно установлены признаки миграционных газов. Например, в донных осадках западного борта впадины Дерюгина установлен термогенный этан [14] и повышенные содержания парафиновых углеводородов, отсутствующие в «фоновых» осадках (за пределами газовых выходов). Известно, что в газовой фазе нефтегазовых месторождений СВ Сахалина и его шельфа (Северо-Сахалинский прогиб) максимальные содержания этана редко превышают 5% объема. Повышенные содержания высших углеводородов и наличие термогенного этана, образуемых на стадиях катагенеза и метагенеза, в газонасыщенных осадках Охотского моря объясняются тем, что существует субвертикальный миграционный поток газов по активным разломам из горизонтов нефтегазообразования, достигающий дна и маскируемый наложением геохимических процессов, связанных с микробной активностью. Поэтому при первых процентах этана в нефтегазовых залежах вполне объяснимо снижение его содержания до микроконцентраций при миграции на дальние расстояния. Кроме того, миграция всех УВГ, кроме метана, затруднена вследствие распределения их критических температур. В современных природных условиях только метан (критическая температура -82°C) остается всегда в газовой фазе. И, напротив, его гомологи на большом интервале осадочной толщи находятся в жидкой фазе и мигрируют на большие расстояния в метановом потоке. Повышенные содержания парафиновых углеводородов на участках интенсивных газовых потоков объясняются их выносом (вымыванием) из вмещающих отложений. При этом мигрирующие углеводороды в донных отложениях могут быть питательным субстратом для газогенерирующих микроорганизмов. На континентальной окраине Северной Америки (штат Орегон, Орегонская провинция) газогидраты также формируются из метана с преобладанием микробной компоненты ($-66 \div -71.5$ промилле) в турбидитовых отложениях Гидратного хребта аккреционной природы [17]. При этом установлен слабый подток миграционных газов (C1-C3) из подстилающих толщ (участки ODP 1244 и 1245). Интенсивная микробная генерация метана происходит в газогидратоносных осадках, сформированных при значительном влиянии выноса крупных рек, и в осадочных линзах переотложенного материала у подножия островных и континентальных склонов. Так, например, в Охотском море на северо-восточном склоне о. Сахалин в районе западного борта впадины Дерюгина происходит слияние выноса Амура и Восточно-Сахалинского течения и осаждение смешанного, биотерригенного органического вещества, а так же привнос психрофильных микроорганизмов, часть из

которых способна выживать в морской среде [10]. Гидратоносные осадочные отложения, сформированные при оползневых процессах, и турбидиты также могут быть источником микробных газов. Их признаки установлены, например, в Цусимской котловине и на севере Южно-Китайского моря (дельтовые отложения реки Жемчужная). В то же время островные и континентальные уступы, на которых были обнаружены сосредоточенные выходы газов и газогидраты контролируются глубинными зонами проницаемости, часто сейсмоактивными, при повышенных значениях геотермического градиента и теплового потока [1]. Поэтому в окраинных морях имеем совпадение двух основных масштабных процессов генерации и переноса УВГ в зону стабильности газогидратов. Первый – это наличие термогенных и более глубинных источников УВГ, мигрирующих субвертикально к поверхности дна по зонам разломов, а второй – наложение биогенных процессов газовой генерации и трансформации в поверхностных отложениях. Эти два процесса не являются взаимоисключающими. На большинство опробованных структур обнаружена полигенетическая смесь УВГ. При значительном преобладании одного из процессов в донных отложениях регистрируются преимущественно микробные или миграционные компоненты. Микробные газы по авторским данным в регионе характеризуются широким разбросом значений $\delta^{13}\text{C}$ метана от -65 до -110 промилле. В толще вод над северо-восточным газогидратоносным склоном и нефтегазоносным шельфом Сахалина разброс $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ составил $-40 \div -110$ ‰, характеризуя полигенетический спектр. Такие вариации $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ обусловлены сочетанием источников органического вещества. Газогидраты, которые также обладают эффектом самоконсервации, при сохранении благоприятных термобарических (РТ) условий и высоких скоростей седиментации могут погружаться на большие глубины и сохраняться длительное время (если не происходит коренных структурных перестроек и тектономагматических активизаций осадочных бассейнов). Примером этому служат газогидраты прогиба Окусири, Цусимской котловины, бассейна реки Жемчужная и Нанкайского трога, где УВГ были обнаружены с различными соотношениями миграционных газов и микробного метана на горизонтах от 90 до 300 м ниже поверхности дна. Этот факт необходимо учитывать при прогнозировании и подсчете ресурсов метана газогидратов. Палеогазогидраты имеют важное значение и для палеоокеанологических исследований. Опускаясь в нижние горизонты, они сохраняют изотопные метки современных осадконакоплением газов и в различной степени обогащаются термогенными, метаморфогенными и, в определенных условиях, магматогенными газами из подстилающего разреза. В свою очередь, выходя из термобарической зоны стабильности при изменении РТ-условий или активизации геологических процессов, палеогазогидраты разлагаются и сами становятся вторичным источником миграционных газов в донные осадки. Во многих случаях, когда влияние микробных газов незначительно (Южно-Татарский прогиб, хребет Садо, Мексиканский залив и др.), в донных осадках формируются газогидраты с преобладанием термогенной и метаморфогенной компоненты ($\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ $-30 \div -50$ ‰ и соответствующим содержанием дейтерия). Существует также небольшое влияние кинетического эффекта изотопного фракционирования при образовании газогидратов. Так, на примере западного борта впадины Дерюгина установлено, что метан газогидратов облегчается на 5 ‰ относительно газа вмещающих осадков [14]. Также известно, что диапазон $\delta^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ микробного метана газогидратов является довольно узким и колеблется около -65‰, а в осадках, окружающих газовые потоки, его вариации чаще составляют до -78‰ и более. Таким образом, можно наблюдать различные соотношения генетических типов УВГ морских осадков, когда разнообразие и большая разница между соотношениями изотопного состава углерода не всегда объясняется биологическим или другими видами фракционирования.

По мнению автора, важнейшее значение в оценке изотопно-генетических эффектов природных газообразных углеводородных соединений имеет масс-балансное соотношение гетерогенных соединений (масс-балансный эффект). Для его вычисления существует фундаментальное уравнение [15]: $r_i \cdot c_i = r_1 \cdot c_1 + r_2 \cdot c_2 + \dots + r_n \cdot c_n$ (1), где r является относительной распространенностью изотопа в пробе i , которая выражается для углерода: $^{13}\text{r}_i = ^{13}\text{C}/^{13}\text{C}+^{12}\text{C}$, где c_i ; \dots ; c_n – это молярные доли интересующего элемента (или химического соединения) от 1 до n (сумма обозначена Т). Уравнение существует в аппроксимированном к природным условиям

виде [16]. Следуя ему, вычисляем, например, что смесь термогенного метана с $\delta^{13}\text{C}$ -40‰ и микробного $\delta^{13}\text{C}$ -70‰ в пропорциях 1/10, дает результирующее значение $\delta^{13}\text{C}$ - CH_4 -67.3‰. Совместно с японскими коллегами (д-р Хачикубо А., Технологический институт Китами) был выполнен независимый расчет и результат оказался идентичным. Масс-балансный эффект, вероятно, является определяющим при формировании гетерогенности современных газогеохимических полей морских отложений и толщи вод. Он объясняется «выравниванием» микробных значений $\delta^{13}\text{C}$ метана путем добавления в активных разломах газового потока даже с небольшой долей термогенных (нефтяных) газов. Эффект будет сильнее, если в миграционной компоненте присутствует метаморфогенные или магматогенные газы. Иными словами, происходит «облегчение» изотопного состава углерода (и водорода) восходящих миграционных газов за счет разбавления микробными газами. Без подтока термогенной компоненты, «выравнивающей» изотопный состав углерода микробных газов до уровня -65 ‰, мы наблюдали бы гораздо больший разброс значений этого показателя в сторону преобладания легкого изотопа ^{12}C . Совокупность приведенных сведений приводит к выводу, что облегчение изотопного состава углерода метана холодных сипов и газогидратов до микробной изотопной метки происходит главным образом за счет процессов смешивания и взаимного разбавления потоков миграционных и микробных газов на диагенетических интервалах осадочной толщи. Доля миграционных газов в газах угольных бассейнов ДВ региона, частью выходящих в Охотское и Японское моря, может достигать 30% [3]. Микробная компонента в донных осадках может преобладать, экранируя и разбавляя миграционные потоки. Биологическое и кинетическое фракционирование изотопов углерода в данном случае, вероятно, имеет подчиненное значение по отношению к масс-балансному эффекту и, судя по фактическому материалу, не приводит к значительным изменениям (на десятки промилле) наблюдаемых соотношений $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ метана. Эти факты необходимо учитывать при исследованиях цикла метана и углерода в целом (рис. 1).

Эта проблема становится сложнее, если принять во внимание генерацию абиогенного метана и УВ при серпентинизации [4]. В Охотском море нефть обнаружена в серпентинитах под Окружным месторождением на глубине 3000 м [11]. Нефтяные углеводороды есть и в фундаменте многих окраинно-морских бассейнов и в платформенных обстановках. Аналогичные процессы установлены в Атлантике, Арктике, Карибском регионе, Каймановом спрединговом центре и на шельфе Восточного Сахалина [9]. Метан является участником глубинных процессов литосферы [6, рис. 1 (врезка 1)]. Обсуждаются перспективы поисков нефти в кристаллическом фундаменте на участке Кириного и соседних месторождений шельфа СВ Сахалина. Одним из важных экспресс-индикаторов наличия миграционных газов в гидратоносных осадках являются также аномалии гелия, впервые обнаруженные автором (до 70 ppm) на северо-западном борту Курильской котловины в 2012 г. Гелий в сахалинском сегменте Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы является преимущественно глубинным газом [8] и концентрируется в нефтегазовых залежах и газогидратных скоплениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в современных исследованиях альтернативных ресурсов углеводородов Дальневосточного региона следует учитывать не только совокупность геологических факторов, формирующих флюидодинамические нефтегазовые системы, но и изотопно-геохимические критерии миграционных восходящих современных и палеопотоков газов. Наблюдаемый полигенетический характер современных аномальных УВГ и газопроявлений в газогидратоносных районах Охотского и Японского морей и их обрамлении указывает на существование сквозной флюидодинамической системы литосферы зоны перехода. Дополняя и замещая друг друга, различные источники углеводородов участвуют в процессах миграции, накопления и трансформации УВГ. При этом полностью исключать влияние какого либо из источников магматогенного, метаморфогенного, термогенного и микробного газов можно только в редких случаях, чаще имеем преобладание одних или двух компонентов (есть исключения локального характера). Учитывая существование и развитие углеводородных систем, в том числе определяемых тепловым потоком и физико-химическими параметрами геологической среды, справедливо предположить, что отдельные члены этих систем, если

не прямо, то опосредованно связаны с соседними. Сейсмоструктурные процессы при этом являются контролирующим фактором распределения и интенсивности гетерогенных газо-флюидных потоков. Это отражается в изменении характеристик газогеохимических полей, аддитивность которых в основном определяется масс-балансными взаимодействиями газов лито- и гидросферы в пределах переходной зоны.

Исследование поддержано грантами РФФИ 14-05-00294 и 15-05-06638, а также Программы «Дальний Восток» 15-1-1-017.

ЛИТЕРАТУРА

1. Веселов О.В., Гордиенко В.В., Куделькин В.В. Термобарические условия формирования газогидратов в Охотском море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2006. № 3. С. 62-68.
2. Гальченко В.Ф. Метанотрофные бактерии. М.: ГЕОС, 2001. 500 с.
3. Гресов А.И. Геолого-промышленная оценка метаноресурсного потенциала и перспектив углеметанового промысла в углегазонасных бассейнах северо-востока России: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Томск: ТПУ, 2014. 48 с.
4. Леин А.Ю., Сагалевиц А.М. Курильщики поля Рейнбоу – район масштабного абиогенного синтеза метана // Природа. 2000. № 8. С. 44-53.
5. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
6. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. и др. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 1. С. 54-64.
7. Николаева Н.А., Деркачев А.Н., Обжиров А.И. Характерные особенности проявлений газово-флюидных эманаций на северо-восточном склоне о-ва Сахалин (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 38-52.
8. Природные газы осадочной толщи / под ред. В.П. Якуцени. Л.: Недра, 1976. 344 с.
9. Разницин Ю.Н. Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3-18.
10. Терехова В.Е., Соснин В.А., Бузолёва Л.С., Шакиров Р.Б. Распространение бактерий *listeria monocytogenes* в западной части Охотского моря // Океанология. 2010. Т. 50, № 2. С. 230-235.
11. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
12. Clark I.D., P. Fritz P. Environmental Isotopes in Hydrogeology. CRC Press, 1997. 352 p.
13. Emerson S.R., Hedges J.I. Chemical Oceanography and the Marine Carbon Cycle. New York: Cambridge University Press, 2008. 475 p.
14. Hachikubo A., Tatsumi K., Sakagami H. et al. Molecular and isotopic compositions of hydrate-bound hydrocarbons in subsurface sediments from offshore Sakhalin Island, Sea of Okhotsk // Proceedings of the 7th Inter. Conf. on Gas Hydrates (ICGH 2011), Edinburgh, Scotland, United Kingdom, July 17-21, 2011.
15. Hayes J.M. Fractionation et al.: An introduction to isotopic measurement and terminology // Spectra. 1982. Vol. 8, No 4. P. 3-8.
16. Zeebe R.E., Wolf-Gladrow. CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes // Elsevier Oceanography Series. Amsterdam, 2001. Vol. 65. Chapter 3: Stable Isotope Fractionation. P. 141-250.
17. Milkov A.V., Claypool G.E., Lee Y.-J. and Sassen R. Gas hydrate systems at Hydrate Ridge offshore Oregon inferred from molecular and isotopic properties of hydrate-bound and void gases // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69, No 4. P. 1007-1026.

ПРИЗНАКОВОЕ ОПИСАНИЕ ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНОВ (КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ) И ТАБЛИЦЫ ДАННЫХ КАК ВАЖНЫЙ ЭЛЕМЕНТ РАЗРАБОТКИ ПРОГНОЗА ИЗВЕРЖЕНИЙ¹

А.И. Абдурахманов, В.А. Ермаков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
ermak@ifz.ru

Для типизации вулканических явлений, не только извержений, но и самих вулканов, разработано признаковое описание, которое позволяет судить об истории новейших вулканических извержений и характере ожидаемых катастроф. Эти данные могут составить содержание «паспортов вулканов», что даст сравнительно полное представление о характере потенциальных извержений. Для полной характеристики активных и потенциально активных вулканов необходим также и более обширный перечень геологических, петрографических, хронологических данных, описание наиболее значимых вулканических катастроф, их периодичности, типов извержений. Использование этих данных, даже без привлечения геофизики, позволит оценить характер вероятных катастроф и выполнить их долгосрочный прогноз. Однако вопросы краткосрочного прогноза будущих извержений должны опираться главным образом на геофизический и геодезический мониторинг.

ПЕРЕЧЕНЬ ПРИЗНАКОВ ДЛЯ ОПИСАНИЯ ДЕЙСТВУЮЩИХ ВУЛКАНОВ

1. **Название вулкана.**
2. **Координаты.**
3. **Абсолютная высота.**
4. **Относительная высота** (над фундаментом, хотя бы и над старым вулканическим сооружением).
5. **Административный район** (Сахалинской области), география.
6. **Близость населенных пунктов** (да, нет.)
7. **Тип вулкана в последние 10 тысяч лет, в голоцене и без учета его геологической истории** (1-стратовулкан типа Карымский или Прево, без побочных конусов; 2 – сомма-вулкан типа вулкана Везувия, Тятя; 3 - тип Ключевского, Этны с побочными; 4 - тип Безымянного, Менделеева с экструзивными куполами; 5 – кальдерный тип: Головнина, Заварицкого и др*.; 6 – ареальный тип, прямо не связанный с тем или иным крупным вулканом; 7 – вулкан-экструзия. Клетка заполняется соответствующим номером. Пишем 7/1 или 7/3 и т.д., потому что в других разделах тоже будут 1, 2, 3 ...
8. **Состав пород вулкана** (преимущественно последних извержений): 1 – базальт, 2 – андезитобазальт, 3 - андезит, 4 – дацит, 5 –. риолит.
9. **Особенности современной деятельности** (1 – временно потухший; 2 - межпароксизмальная активность; 3 – растет экструзивный купол; 4 – лавовая пробка в кратере; 5 - горячее озеро в кратере; 6 – мофетты, $T^{\circ}C < 90^{\circ}$; 7 - сольфатарная активность, $T^{\circ}C$ от 90 до 300° ; 8 – фумаролы, $T^{\circ}C$ от 300 до 1000^{***} ; 9 - гидротермальная активность (горячие воды)).
10. **Данные о прошлой активности.** В клетку заносятся через запятую годы извержений; очень сильные и катастрофические - выделяются жирным шрифтом. Данные, полученные методом C^{14} , подчеркнуты. Интенсивность** (1 - очень слабые, 10^{3-5} м^3 ; 2 –

¹ **Примечание редактора:** данный доклад публикуется в авторской редакции.

слабые, 10^{5-6} м³; 3 – умеренные, 10^{6-7} м³; 4 – средние, 10^{7-8} м³; 5 – сильные, 10^{8-9} м³; 6 – очень сильные (пароксизмальные), 10^{9-10} м³; 7 – катастрофические, 10^{10-11} м³, сильные (супер) катастрофические, более 10^{11} м³.

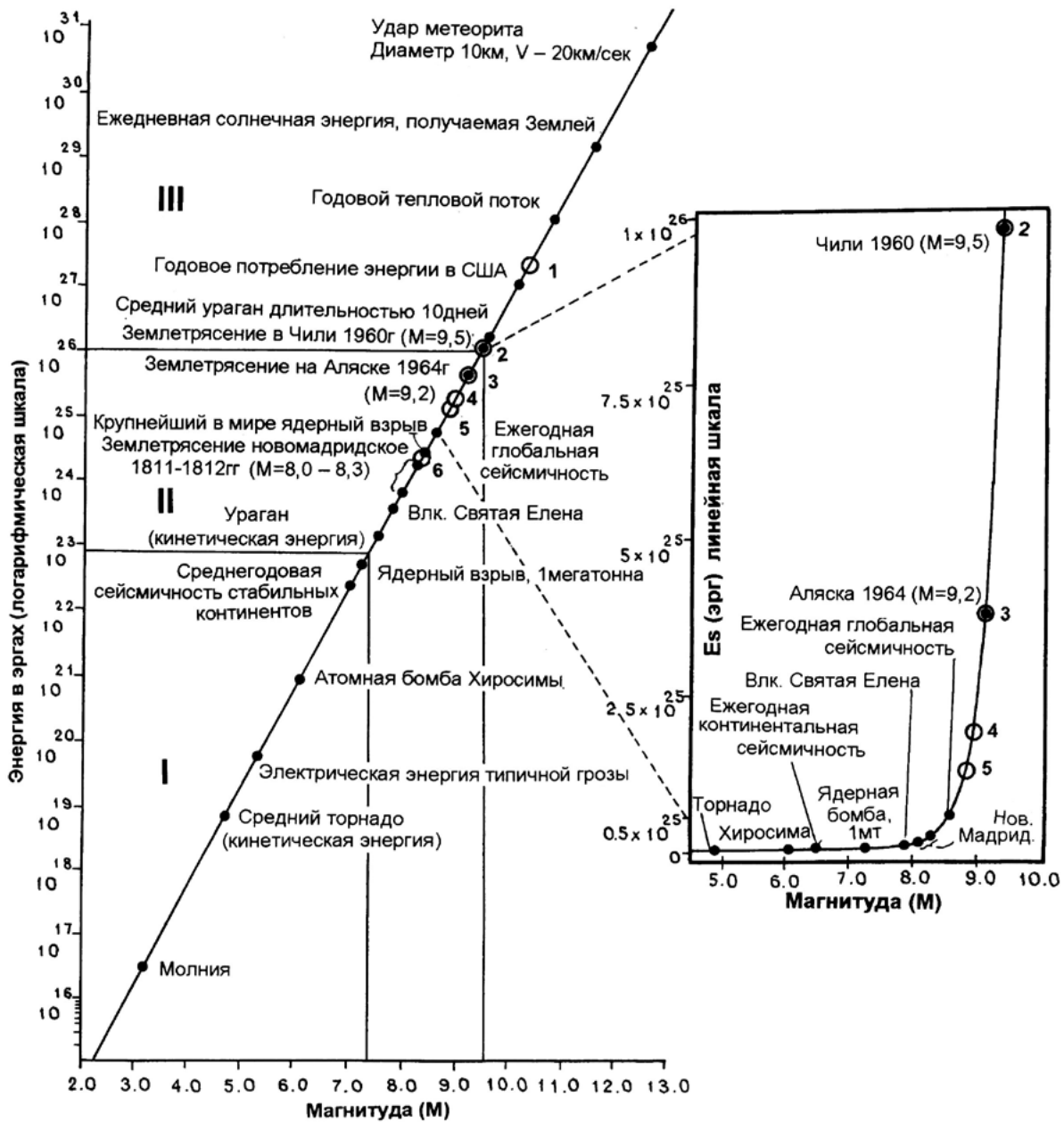
11. **Данные о периодичности** (если есть, цифрой 1 показывается период между очень сильными или пароксизмальными извержениями), цифрой 2 – период между межпароксизмальными извержениями.
12. **Виды опасности** (1 – обширные пемзовые покровы; 2 - направленный взрыв; 3 – взрыво-обвальная лавина; 4 - пирокластические потоки (раскаленные лавины); 5 – направленный газовый взрыв (отравление газом); 6 - лахары; 7 – сели; 8 - лавовые потоки; 9 – выпадение вулканического материала из воздуха (тефра): пеплы, шлаки, вулканические бомбы, другие крупные обломки; 10 – продукты и формы внезапных фреатических взрывов, 11 – цунами, 12 – обвалы, оползни, вызванные извержениями).
13. **Источник опасности** (1 – кратер, 2 – кратерное озеро, 3 – кратерная экструзия, 4 - газовые площадки на склонах вулкана, 5 – участки интенсивной термальной активности, 6 – побочный или экструзивный конус на склоне; 7 – участки повышенной тектонической или эрозионной активности на склонах). Могут быть названы два и три вида опасности через запятую, например: 13/1, 13/3, 13/4.
14. **Климатические условия** (1 – ледовый панцирь на вершине, 2 – снежная вершина, 3 - снег закрывает весь вулкан только зимой, 4 –лес на склонах, 5 – голые склоны).
15. **Режим хозяйственной деятельности на вулкане** (1 – близость аэропорта и авиатрасс, 2 – весь вулкан – часть заповедника, 3 – тоже, в режиме заказника, 4 – наличие хоз. объектов и населения в кратере и на склонах вулкана, 5 - наличие автомобильных дорог, ЛЭП, 6 – отсутствие строений и безлюдные окрестности).

Примечания:

* Температуры по А.Ритману (1964).

**По силе извержения, магнитуде М (Tsuя, 1982), классу К (Токарев,1987) извержения разделены на: очень слабые с объемом выброшенного материала менее $10^3 - 10^5$ м³ М=1-2, К=7-8; слабые $10^5 - 10^6$ м³, М=3, К=9; умеренные $10^6 - 10^7$ м³, М=4, К=10; средние $10^7 - 10^8$ м³, М=5, К=11; сильные $10^8 - 10^9$ м³, М=6, К=12; очень сильные $10^9 - 10^{10}$ м³, М=7, К=13; катастрофические $10^{10} - 10^{11}$ м³, М=8, К=14; сверхкатастрофические, более 10^{11} м³ с М=9, К=15.

Данный перечень признаков в виде таблицы использован нами при типизации вулканических извержений Курильских островов [1]. Эти данные позволяют дать экспертную оценку состояния любого вулкана, сделать долгосрочный прогноз сильных извержений, назвать источники и виды опасности, силу возможного извержения и величину риска. Имеющиеся данные по курильским вулканам показывают слабую изученность даже наиболее опасных вулканов, особенно в части периодичности извержений. Всеобъемлющая характеристика действующих вулканов и составление их «паспортов» должна предшествовать разработке прогноза сильных событий. На рисунке приведена зависимость энергии извержений и некоторых рукотворных и природных катастроф от их магнитуды, которую можно использовать для общей энергетической характеристики вулканических извержений. Основы классификации были разработаны Хедервари (1963 г.), позднее Джонстоном (1990 г.); в данном случае она незначительно дополнена нами.



Цифрами против кружков помечены извержения вулканов: 1 - Тамбора, 2 - Кракатау, 3 - Безымянного, 4 - Шивелуча, 5 - Геклы, 6 - Ключевского. I, II, III – области соответственно межпароксизмальных, пароксизмальных и катастрофических извержений.

Предлагаемый перечень признаков можно принять за основу для разработки унифицированного перечня с тем, чтобы продвинуться в создании согласованного алгоритма прогнозирования сильных событий (в данном случае по геолого-вулканологическим признакам). В будущем было бы важно создание единой автоматической системы геолого-геофизического мониторинга и прогнозирования катастрофических извержений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков В.А., Абдурахманов А.И., Ермаков А.В., Семакин В.П., Штейнберг Г.С. Вулканическое районирование. Геологические основы и прогноз опасности. М.: Мордвинцев, 2011. 200 с.

УДК 550.34.03

ADAP (AUTOMATIC DETECTION OF ASH PLUME) – ПРОГРАММА АВТОМАТИЧЕСКОГО ВЫДЕЛЕНИЯ ПЕПЛОВЫХ ВЫБРОСОВ И РАСЧЁТА ИХ ВЫСОТЫ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.Е. Близнецов, С.Л. Сеньюков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
sva09@emsd.ru

Разработана и внедрена в эксплуатацию программа ADAP, предназначенная для автоматического выделения сейсмических сигналов, сопровождающих пепловую эмиссию на активных вулканах, и расчета высоты подъема пепла в режиме реального времени. Программа автоматически рассылает информацию об обнаруженных опасных пепловых выбросах по электронной почте и в виде sms-сообщений дежурным сотрудникам. Достоверность работы программы оценивается как 70%. Программа не имеет аналогов в мировой практике.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема своевременного оповещения ответственных служб о месте, времени и высоте пеплового выброса в режиме, близком к реальному времени, независимо от погодных условий и времени суток, остается актуальной, прежде всего, для обеспечения безопасности авиа полетов [3, 6].

Лаборатория исследований сейсмической и вулканической активности (ИСВА) Камчатского филиала Геофизической службы (КФ ГС) РАН начала применять в режиме реального времени оригинальный эмпирический метод для обнаружения и оценки высоты пепловых выбросов в 2003 г. [4] Сейсмические сигналы, соответствующие пепловым выбросам, выделяются в результате временного спектрального анализа, а высота выбросов оценивается по интегралу абсолютной скорости. Все эти процедуры выполняются в программе Д.В. Дрознина [2]. Результаты за период 2003 – 2011 гг. опубликованы в работах [5, 8]. К настоящему времени в лаборатории ИСВА создана база данных, включающая материалы видео-, фото- и визуальных наблюдений пепловых выбросов и сопутствующих им сейсмических сигналов на активных вулканах Камчатки.

Автоматизация процесса выделения и расчета высоты пепловых выбросов по сейсмологическим данным может существенно упростить и ускорить работу дежурного сотрудника. В рамках выполнения мероприятий 44 ФЦП от 16.11.2011 г. ставилась задача по разработке и внедрению в опытную эксплуатацию программы «Автоматического выделения пепловых выбросов и расчета их высот по сейсмическим данным». Разработка программы продолжалась вплоть до прекращения финансирования проекта. В 2014 г. в рамках НИР «Развитие методов комплексного сейсмологического и геофизического мониторинга вулканов Камчатки и Курильских островов и исследование признаков подготовки и развития вулканических извержений» задача была успешно выполнена [1].

В предлагаемой статье приводится описание метода, который использует выделенные ранее и открытые в ходе последних исследований закономерности, а также новую методику расчета высоты пеплового выброса, основанную на интегрирование количественной характеристики возрастающей части огибающей сейсмического сигнала.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исходными данными для программы служат сейсмические сигналы, представленные в стандартном формате данных SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data) и получаемые

по ТСР/IP протоколу с сервера КФ ГС РАН. На первом этапе с помощью процедуры быстрого преобразования Фурье программа разбивает непрерывный поток данных со станций на частотные полосы и вычисляет в них средний уровень сигнала огибающей (таблица 1).

Таблица 1. Номера полос и граничные частоты

N	Гц	N	Гц	N	Гц
1	0.125 – 0.25	6	0.75 – 1.5	11	4 – 8
2	0.1875 – 0.375	7	1 – 2	12	6 – 12
3	0.25 – 0.5	8	1.5 – 3	13	8 – 16
4	0.375 – 0.75	9	2 – 4	14	12 – 18
5	0.5 – 1.0	10	3 – 6	15	0.1 – 18

В КФ ГС РАН такой метод используется в программе Д.В. Дрозина для получения СВАН (Спектрально Временной АНализ) диаграмм сейсмических записей с 2001 г.

МЕТОД ВЫДЕЛЕНИЯ И РАСЧЕТА ВЫСОТЫ ПЕПЛОВОГО ВЫБРОСА

В программе ADAP для выделения пеплового выброса используется частотный индекс F_i , описанный в работе [7], равный десятичному логарифму $\log(A_u/A_v)$, где A_u – амплитуда сигнала в высокочастотной полосе, A_v – амплитуда сигнала в низкочастотной полосе.

Вычисление высоты пеплового выброса проводится следующим образом. Непрерывная сейсмическая запись во времени в определенной частотной полосе состоит из последовательности дискретных значений $[X_1, X_2, X_3, \dots, X_n \dots]$. Представим X_n в виде $X_n = A_n e^{-Bn}$, где A_n является амплитудой X_n , B_n – постоянная величина. Величина, определяющая возрастание или затухание сигнала в заданной частотной полосе есть $I = \ln(A_{n-1}/A_n)$ – натуральный логарифм отношения двух последовательных амплитуд. Тогда высоту пеплового выброса можно оценить, используя интегральную величину от некой функции $f(I)$ на участке возрастания сейсмического сигнала (15-я полоса). Сопоставление видеоматериалов взрывных извержений и расчетов высот выбросов показало, что наиболее удачным вариантом интегрирования $f(I)$ является формула $H = KFiA_n(I - 1)$, где H – высота, K – коэффициент, A_n – амплитуда в точке n сейсмического сигнала (15-я частотная полоса таблицы 1).

Эмпирическим путем было установлено что, дополнительным необходимым условием пеплового выброса должны быть отрицательные значения в 6-ой и 7-ой частотных полосах.

Таким образом, алгоритм выделения и вычисления высоты пеплового выброса состоит в следующем. Когда вулкан спокоен, сейсмограф регистрирует слабые сейсмические события или слабое равномерное дрожание, и I_{15} колеблется около нуля. Участок возрастания огибающей сейсмического сигнала (15-я частотная полоса) определяется резким уходом I_{15} в отрицательные значения. В этом случае вычисляем F_i . Индекс F_i определяется как десятичный логарифм отношения суммы амплитуд в 13-ой и 14-ой частотных полосах к сумме амплитуд в 6-ой и 7-ой частотных полосах. Если F_i лежит в определенном числовом диапазоне, индивидуальном для каждого вулкана и соответствующей опорной станции, то вычисляем H . Числовой диапазон F_i определяется эмпирически для каждого вулкана отдельно. Например, для вулкана Шивелуч и станции SRK (радиотелеметрическая сейсмостанция, оборудованная комплектом короткопериодной аппаратуры на базе сейсмометра СМ-3), находящейся на расстоянии 9 километров от вулкана, для горизонтального канала SHN числовой диапазон равен $-1.41 < F_i < -1.1$.

Следует отметить, что похожие на пепловые выбросы значения F_i регистрируются также при тектонических землетрясениях. Чтобы исключить такие «ложные тревоги» из анализа удаляются интервалы времени, когда тектонические землетрясения регистрируются на удаленных от вулкана станциях.

ПРИМЕР РАБОТЫ ПРОГРАММЫ ADAP ДЛЯ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ

Координаты вулкана – 56.633° с.ш., 161.319° в.д., высота нового растущего купола над уровнем моря ~ 2600 м. Опорной станцией служит радиотелеметрическая станция SRK на базе

сейсмометра СМ-3, расположенная в 9 км от вулкана. Приведем пример работы программы автоматического выделения и расчета высоты пеплового выброса, произошедшего 22.11.2014 г. На рисунке 1 изображена сейсмограмма пеплового выброса, зарегистрированной станцией SRK (канал SHN).

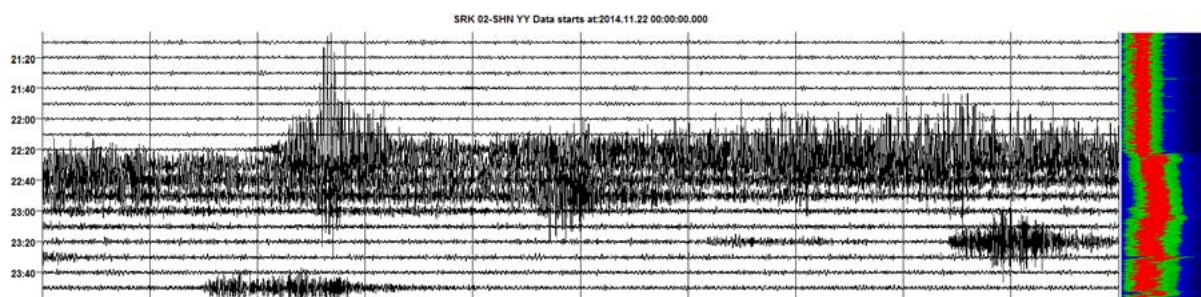


Рис. 1. Сейсмограмма пеплового выброса, зарегистрированной станцией SRK 22.11.2014 г. Справа от сейсмограммы изображена временная спектрограмма изменения преобладающей частоты (красный цвет) непрерывного сигнала от 0 Гц (слева) до 20 Гц (справа).

В таблице 2 представлен результат работы программы. Для наглядности частота дискретизации равна 1-му отсчету в секунду. Промежуток времени Δt – это участок возрастания огибающей сейсмического сигнала (15-я частотная полоса), $Hasl$ – средняя высота выбросов пепла на участке Δt (отношение суммы высот к количеству замеров) над уровнем моря.

Кадры видео изображений вулкана с частотой 1 кадр/мин записываются в базу данных лаборатории ИСВА автоматически, если дежурный зафиксировал видео подтверждение пеплового выброса. Для этого выброса в 22:29 UTC зафиксирована максимальная высота пеплового столба ~ 7000 м над уровнем моря. В 22:24 UTC выброс еще не начался.

Таблица 2. Результат работы программы. Полужирным курсивом выделена максимальная расчетная высота пеплового выброса над уровнем моря

СТАНЦИЯ: SRK - Сорокин									
Канал: shn									
Начало	Конец	Δt	FI	Hasl	Начало	Конец	Δt	FI	Hasl
22:21:48	22:21:52	4	-1.02	0	22:24:51	22:24:52	1	-1.35	0
22:21:53	22:21:58	5	-1.10	0	22:24:53	22:24:56	3	-1.34	0
22:21:59	22:22:31	32	-1.34	2708.3	22:24:57	22:24:58	1	-1.34	5214.2
22:22:34	22:22:46	12	-1.34	0	22:25:00	22:25:06	6	-1.36	5366.7
22:22:49	22:22:50	1	-1.36	0	22:25:19	22:25:20	1	-1.28	0
22:23:05	22:23:06	1	-1.42	0	22:25:22	22:25:23	1	-1.27	4177.4
22:23:08	22:23:09	1	-1.43	0	22:25:26	22:25:28	2	-1.30	4424.1
22:23:11	22:23:12	1	-1.43	0	22:25:29	22:25:30	1	-1.34	4336.2
22:23:34	22:23:35	1	-1.42	0	22:25:33	22:25:34	1	-1.32	0
22:23:36	22:23:38	2	-1.44	0	22:25:36	22:25:37	1	-1.33	4327.6
22:23:47	22:23:48	1	-1.39	0	22:25:38	22:25:39	1	-1.33	4175.1
22:23:49	22:23:50	1	-1.39	3879	22:25:40	22:25:44	4	-1.32	0
22:24:02	22:24:03	1	-1.46	0	22:25:47	22:25:49	2	-1.27	0
22:24:10	22:24:13	3	-1.42	2750.7	22:25:50	22:25:55	5	-1.31	4674.9
22:24:14	22:24:17	3	-1.38	3040.7	22:25:56	22:25:57	1	-1.31	0
22:24:18	22:24:19	1	-1.36	0	22:25:58	22:26:00	2	-1.31	0
22:24:20	22:24:27	7	-1.40	3667	22:26:01	22:26:02	1	-1.27	0

СТАНЦИЯ: SRK - Сорокин									
Канал: shn									
Начало	Конец	Δt	FI	Hasl	Начало	Конец	Δt	FI	Hasl
22:24:28	22:24:30	2	-1.40	0	22:26:09	22:26:11	2	-1.33	4762.7
22:24:31	22:24:33	2	-1.43	0	22:26:12	22:26:14	2	-1.33	5124.8
22:24:34	22:24:36	2	-1.43	0	22:26:15	22:26:18	3	-1.36	5583.5
22:24:40	22:24:41	1	-1.38	0	22:26:21	22:26:23	2	-1.38	5503.5
22:24:42	22:24:46	4	-1.38	4729.1	22:26:25	22:26:29	4	-1.40	5414.3
22:24:48	22:24:50	2	-1.37	0	22:26:30	22:26:34	4	-1.40	6965.6

В 2014 г. видеорегистрация зафиксировала 26 пепловых выбросов на вулкане Шивелуч, и все они были выделены по сейсмологическим данным программой ADAP в течение 5 – 10 мин после их начала с последующей рассылкой сообщений об опасности по электронной почте сотрудникам лаборатории ИСВА. Коэффициент корреляции для зафиксированных пепловых выбросов составил $R = 0.85$. Диаграмма корреляции высот этих выбросов, рассчитанных программой ADAP и высот, определенных по видеоданным, представлена на рисунке 3.

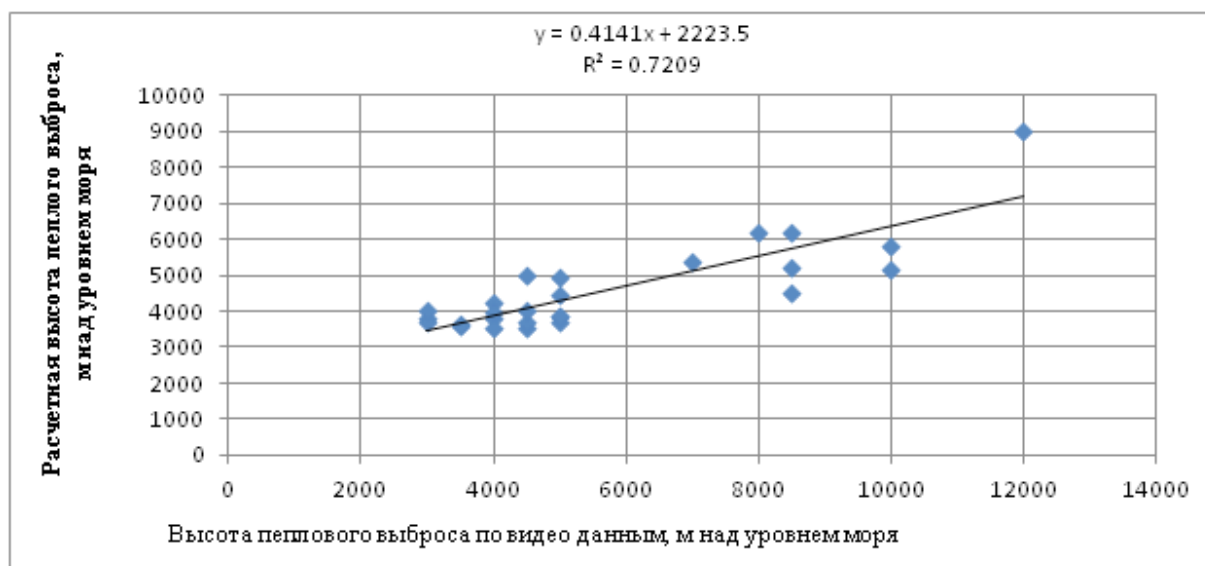


Рис. 3. Диаграмма корреляции высот пепловых выбросов вулкана Шивелуч, рассчитанных программой ADAP, и высот, определенных по видеоданным.

ВЫВОДЫ

Разработана и запущена в эксплуатацию автоматическая программа ADAP по выделению пепловых выбросов и оценке их высот по сейсмическим данным. Программа работает с непрерывным потоком данных с сейсмических станций, установленных на активных вулканах Камчатки, в режиме реального времени. Использование программы позволило сократить время объявления тревоги до 5 – 10 минут после начала пепловой эмиссии. Информация об обнаруженных пепловых выбросах рассылается по электронной почте и виде SMS сообщений (с декабря 2014 г.) дежурным сотрудникам лаборатории ИСВА КФ ГС РАН. Достоверность работы программы оценивается как ~ 70%.

Последний вариант программы для сейсмического потока с более детальной дискретизацией обнаружил все 26 пепловых выбросов, произошедших на вулкане Шивелуч и зафиксированных видеонаблюдениями в 2014 г. Коэффициент корреляции между зафиксированными высотами пепловых выбросов и высотами, рассчитанными программой

ADAP, составил $R = 0.85$.

Следует отметить, что программа ADAP может уверенно выделять сигналы, соответствующие пепловым выбросам, если удаление опорной сейсмостанции от эруптивного центра не превышает 10 км. Это связано со значительным затуханием высокочастотной части спектра в такой сильно поглощающей среде как шлак, обычно слагающий верхнюю часть разреза под станцией регистрации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блинецов В.Е., Сеньюков С.Л. Первые результаты использования программы автоматического выделения пепловых выбросов и расчета их высоты по сейсмологическим данным на примере вулкана Шивелуч // Вулканизм и связанные с ним процессы: мат-лы конференции, посвящённой Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2014. С. 24-29.
2. Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т.46, № 3. С. 22-34.
3. Кирьянов В.Ю., Чубарова О.С., Сеньюков С.Л., Евдокимова О.А., Гарбузова В.Т. Группа по обеспечению безопасности полетов от вулканических пеплов (КВЕРТ): 8 лет деятельности // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 408-423.
4. Сеньюков С.Л., Дрознина С.Я., Дрознин Д.В. Опыт выделения пепловых выбросов и оценка их высоты по сейсмическим данным на примере вулкана Шивелуч (Камчатка) // Комплексные сейсмологические и геофизические наблюдения на Камчатке: сб. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 292-300.
5. Сеньюков С.Л. Мониторинг и прогноз активности вулканов Камчатки по сейсмологическим данным в 2000-2010 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. №1. С. 96-108.
6. Gordeev E.I., Girina O.A. Volcanoes and Their Hazard to Aviation // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2014. Vol. 84, No. 1. P. 1-8.
7. Buurman H., West M.E. Seismic Precursors to Volcanic Explosions During the 2006 Eruption of Augustine Volcano // The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska, Reston, Virginia: U.S. Geological Survey 2010. P. 41-57.
8. Senyukov S.L., Droznina S.Ya., Kozhevnikova T.Yu. Experience of the detection of ash plume and estimation its height using local seismicity for Kamchatkan volcanoes during 2003-2011 (Kamchatka Peninsula, Russia) // Complex monitoring of volcanic activity: methods and results. New York: Nova Science Publishers, Inc., 2013. P. 35-52.

УДК 551.645

ВУЛКАН ТЯТЯ: ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЯ 1973 Г.

О.В. Веселов, А.И. Казаков, Д.Н. Козлов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
veselov@imgg.ru

Вулкан Тятя, находящийся в северной части о. Кунашир, является одним из красивейших вулканов планеты. Он построен по типу Сомма-Везувий. Сомма вулкана в виде усеченного конуса с диаметром в верхней части около 2.3 км имеет абсолютную высоту примерно 1450 м. В центральной части кратера расположен молодой конус с диаметром основания 1.5 км и абсолютной высотой вершины 1819 м. 14 июля 1973 г. произошло мощное извержение вулкана, продолжавшееся 14 суток. Первые взрывы произошли на северном склоне у подножья соммы на высоте около 500 м. В результате образовались маары группы Влодавца и воронки группы Радкевич. В тот же день произошел прорыв лавы на его юго-восточном склоне с образованием вначале небольшого конуса Пограничник, а затем значительно большего прорыва и образования крупного конуса Отважный. Через этот кратер за две недели был выброшен ювенильный шлаковый материал объемом не менее 0.2 км³ [4, 1]. Все извержения, происходившие на склонах вулкана, можно охарактеризовать как эксцентрические прорывы магмы по двум наклонным направлениям в средней части постройки вулкана (рис. 1).

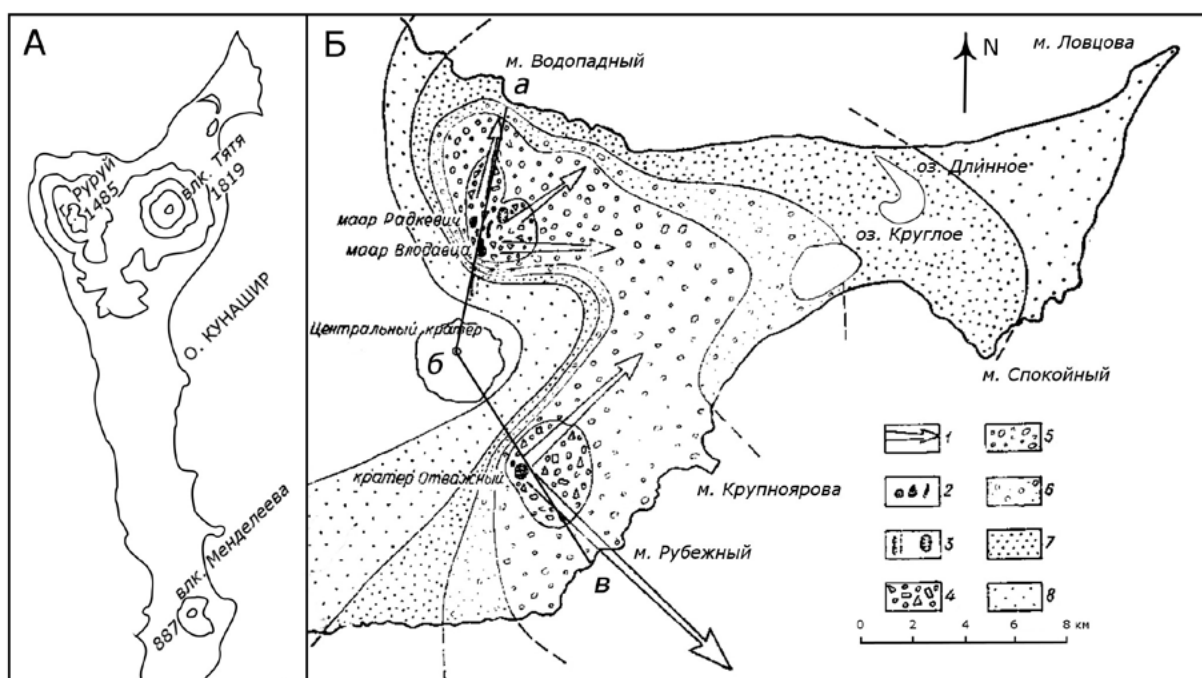


Рис. 1. А – схема расположения вулкана Тятя; Б – схема расположения кратеров, мааров, трещин, зон распространения изверженного материала [4]. 1 – направления выбросов изверженного материала и его преимущественного распространения; 2 – кратеры, маары, трещины с воронками взрыва; 3 – воронки взрыва предыдущих извержений; 4 – зоны поражения леса каменным, шлаковым и горячим пеплом; 5 – зона пепла, лапиллей, шлаковых бомбочек с толщиной слоя более 30 см; 6 – зона пепла и крупнозернистого материала с толщиной слоя 15 ÷ 30 см; 7 – зона пепла и мелкозернистого материала с толщиной слоя 315 ÷ 15 см; 8 – зона пепла с толщиной слоя менее 3 см; абв – положение геологического разреза вулкана Тятя.

Эти зоны прорыва обусловлены, вероятно, существованием ослабленных участков в местах пересечения кольцевых и радиальных разломов. Примерами подобного вида извержений являются взрывные события на вулканах Ключевская Сопка в 1945 г. и Сакурадзима в 1984 г. Для четвертичных вулканов Курильской островной дуги по имеющимся данным такой тип извержения наблюдался впервые. Механизм боковых прорывов магмы достаточно детально объяснен в работе [1]. Поднимающаяся магматическая колонна задержалась под застывшей «пробкой» в основании вулканической постройки. Скопившиеся перед фронтом магматической колонны газы прорвались по боковому ослабленному направлению на северном склоне с выбросом материала старой постройки и частью ювенильного материала в виде пепла и бомб. Другим направлением для расширяющихся газов стало юго-восточное направление. О резком продвижении магматической колонны в этом направлении свидетельствуют многочисленные крупные обломки пород ловцовской свиты, захваченные магмой и выброшенные через кратеры Отважный и Пограничник [1]. Районы распространения продуктов извержения вулкана Тятя были обследованы и охарактеризованы геологическими группами под руководствами член-корреспондента АН СССР Е.А. Радкевич и доктора геолого-минералогических наук Е.К. Мархинина. Схема зон распространения изверженного материала была представлена в работе [4] и принципиально отображена на рисунке 1. По оценке, данной в работе [1], самый крупный шлаковый конус Отважный имел по основанию диаметр 1300 м, по гребню овальной формы – 530 x 600 м. В работе [4] сообщено, что общий объем выброшенного материала за весь период извержения составил не менее 200 млн. м³, что при плотности материала 1.3 г/см³ равно ~ 260 млн. тонн. Продукты извержения представлены как образования неогенового фундамента, так и обильными ювенильными материалами. В составе первых туфы кислого и среднего состава, туффиты, туфопесчаники, туфодиациты, опоквидные алевриты, пемзы. Ювенильный материал представлен эффузивно-пирокластическими продуктами, в основном пемзами, шлаками, бомбами. Эти продукты характеризуются высоким содержанием железа, пониженным – алюминия, повышенным – кремнезема. По литературным данным известны более 120 определений полного силикатного состава, из них 25 – продуктов извержения 1973 г. [1, 8–10]. В анализированных образцах преобладали породы высокоглинозёмистой ассоциации известково-щелочной серии, представленной базальтами, андезитобазальтами, андезитами, дацитами. Как известно, известково-щелочная тенденция проявляется в существовании более дифференцированных породных серий [8 и др.]. По-прежнему остаются актуальными вопросы определения глубин и температур формирования магматических очагов базальтоидов. По мнению многих исследователей их формирование происходит на верхнемантийных уровнях тектоносферы [7–9 и др.]. Одним из способов определения глубин и температур формирования очагов магмообразования базальтоидов является расчет Р-Т-условий по формулам, выведенным на основании экспериментальных данных о взаимосвязи температур плавления природных перидотитов, глубиной плавления и содержания в них SiO₂, MgO и щелочей. В уравнениях регрессии используются соотношения $\omega = \text{MgO}/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $(\text{MgO} + \text{SiO}_2)$ [6, 11, 12 и др.]:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 1091,7 + 21,5 \cdot \text{MgO} \text{ (мас. \%)};$$

$$T(^{\circ}\text{C}) = 1019,8 + 1382,4 \cdot \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{SiO}_2) \text{ (мас. \%)};$$

$$H = 24,17 + 22,28 \cdot \omega \text{ (мол. \%)}$$

Расчеты температуры с использованием этих уравнений находятся в хорошем соответствии с температурами, полученными по экспериментальным данным, при удовлетворительном согласовании результатов. Расчеты, выполненные по всему объему (более 120 образцов) петрохимических данных пород вулкана Тятя, показали, что температура в магматической колонне понижается от 1240 до 1120°С в интервале глубин 40.715 ÷ 26.7 км. В период извержения температура на устьях прорывов достигала 930°С. Основная тенденция эволюции поднимающихся к поверхности магм (от базальтов к дацитам) зависит от меняющихся термобарических условий, в первую очередь, от падения температуры (рис. 2).

Однако отсутствие четких границ между базальтами и породами средней кремнекислотности свидетельствует о их тесной связи и единстве происхождения. Оценивая отношение закисного железа к окисному для пород, изверженных в 1973 г., отметим, что оно всегда больше 1. Это является доказательством восстановительных условий в период извержения, то есть происходившего в условиях растяжения. Сопоставление температурной модели с сейсмическим разрезом о. Кунашир [3 и др.] показывает совпадение области магматических очагов с зоной отсутствия обменных волн землетрясений.

Обращаясь к более детальному анализу обстановки распространения продуктов извержения 1973 г., отметим, что схему интенсивности выпадения каменного, шлакового и пеплового материала, данную в работе [4], можно уточнить, используя статистические методы обработки проб, собранных даже через несколько десятилетий. В 2007 г. сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН Козловым Д.Н. и Белоусовым А.Б. были собраны фрагменты пород, выброшенных при эксплозиях 1973 г. [5]. Образцы были отобраны в зоне выпадения тефры на юго-восточном склоне вулкана и в зоне извержения из мааров Влодавца и Радкевич (рис. 3 а). При отборе образцов были проведены измерения мощности тефры и величины ее фрагментов в 53 пунктах (табл. 1). Полученные данные обработаны статистическими методами [2]. Для выявления взаимосвязи между мощностью слоя тефры и размером ее фрагментов построены двухмерные модели регрессии по методу наименьших квадратов. При этом выделено 2 линейных тренда: $m=1,968d+3,054$ и $m=1,126d+1,904$, где m и d – мощность слоя и размер фрагментов тефры соответственно. Для построения моделей разброса тефры применялся трехмерный тренд-анализ, который является обобщением регрессионного подхода для трех координат. Впервые была использована логарифмическая модель для описания распределения размера фрагментов тефры. Дисперсионный анализ позволил оценить качество приближения картины распределения трендовой поверхностью. Коэффициент множественной корреляции составил 71%. При уточнении характера распределения вулканических продуктов был использован метод сравнения карт. На основе построенных двух- и трехмерных регрессионных моделей была получена карта разностей в сантиметрах мощности отложений тефры, которая показывает, что продукты извержения кратера Отважный нагромождались и распространялись в юго-восточном направлении, тогда как тефра мааров равномерно распределялась в северном направлении (рис. 3 б).

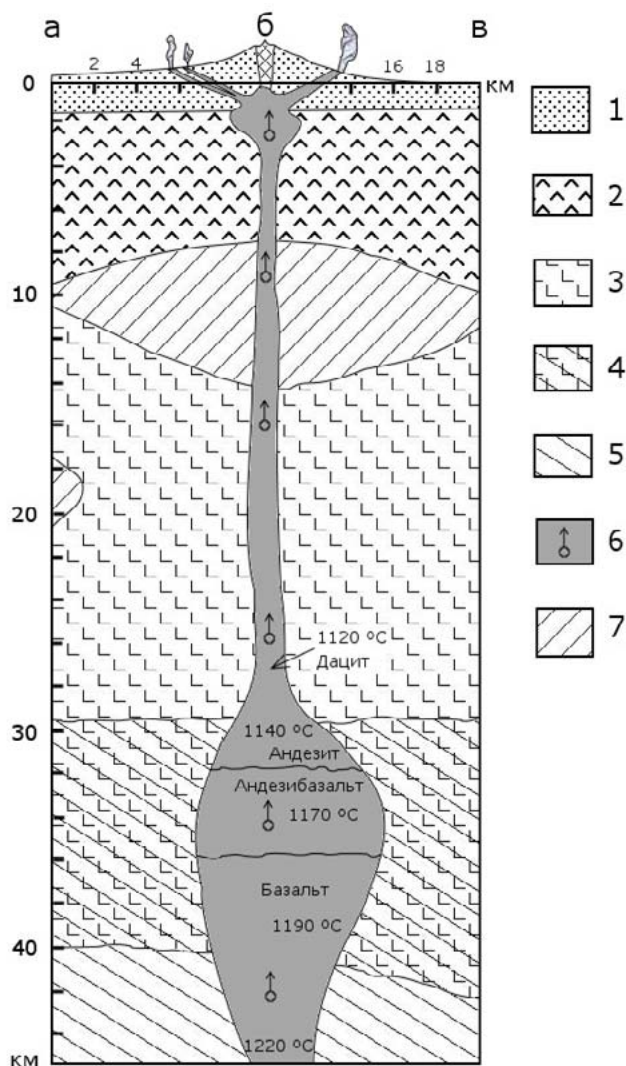


Рис. 2. Геологический разрез вулкана Тятя с учётом данных МОВЗ [3] и температур формирования изверженных магматических пород согласно их петрохимии. 1-3 – породные комплексы: 1 – позднеолигоцен-четвертичного возраста, 2 – позднемелового-палеогенового возраста, 3 – палеозой-мезозойского возраста; 4 – «базальтовый» слой; 5 – верхняя мантия; 6 – расслоенная магматическая колонна с трансмагматическими потоками; 7 – интрузивные тела базальтоидов более ранних магматических проявлений.

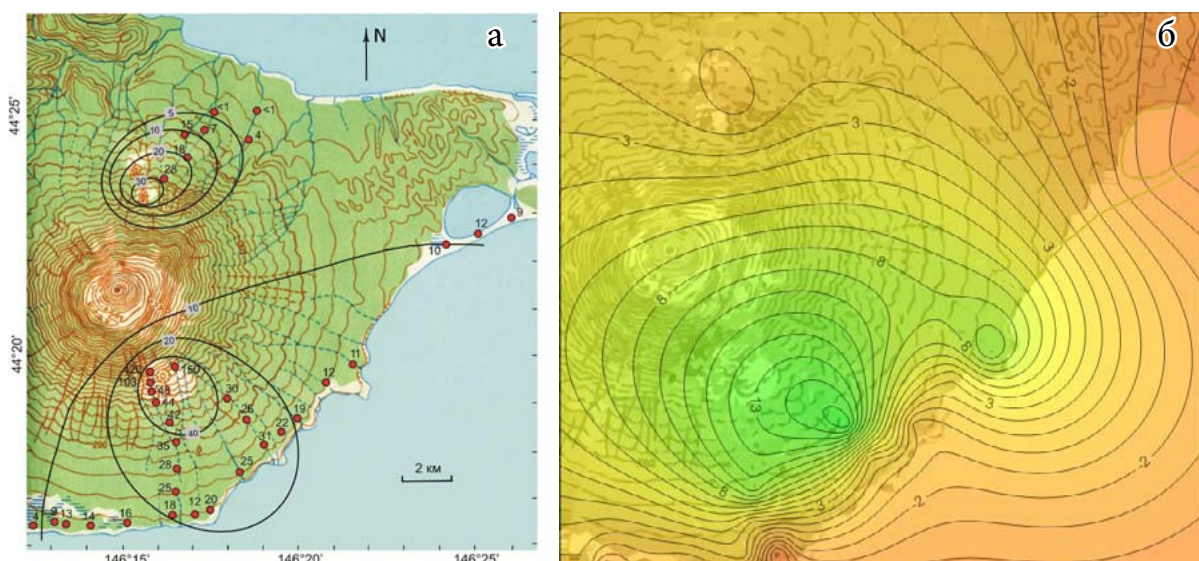


Рис. 3. Карта распределения отложений тефры извержения 1973 г. влк. Тятя: а – пункты отбора проб; б – карта разностей $m - m_d$ в сантиметрах мощности отложений тефры.

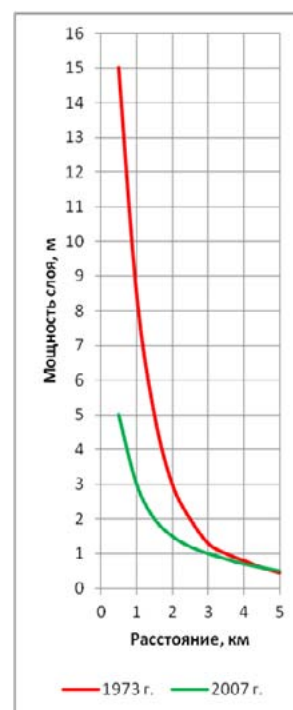
Таблица 1. Мощность слоя m и величина фрагментов d тефры извержения влк. Тятя 1973 г.

Номер точки	m , см	d , см	Номер точки	m , см	d , см	Номер точки	m , см	d , см	Номер точки	m , см	d , см
1	3	4	15	10	-	29	-	103	43	40	18
2	9	9	16	20	10	30	-	420	44	11	-
3	10	13	17	22	12	31	-	150	45	10	-
4	13	14	18	15	9	32	150	30	46	7	1
5	15	16	19	7	-	33	70	26	47	5	-
6	20	18	20	9	-	34	3	-	48	6	-
7	20	12	21	7	-	35	6	-	49	-	1
8	19	20	22	5	-	36	3	-	50	4	4
9	-	25	23	28	25	37	5	-	51	4	-
10	66	31	24	40	28	38	6	-	52	3	-
11	50	22	25	40	35	39	12	-	53	3	-
12	40	19	26	-	42	40	-	15			
13	30	12	27	-	44	41	20	-			
14	35	11	28	-	48	42	30	28			

Это подтверждается тем фактом, что в первом случае размер обломков значительно крупнее и объем изверженного материала гораздо больше. В работе [4] представлена модель распространения мощности изверженного материала от кратера Отважный к юго-востоку на расстоянии до 3 км. Статистический анализ распределения мощности отложений тефры на период 2007 г. позволил более точно построить схему зон максимальных отложений изверженного материала. Зоны разноса пепловых туч формировались под воздействием преимущественного направления ветров в июле 1973 г. Согласно полученным результатам основное направление ветра было северо-западным по азимуту 120° (рис. 3 б). В результате эрозии и уплотнения мощность тефры 1973 г. за 34 года на юго-восточном склоне вулкана уменьшалась от кратера Отважный к берегу по зависимости, которую можно определить экспонентой: $\Delta z = ax^b e^{cx}$, где Δz - изменение мощности тефры, x - расстояние от гребня кратера Отважный до берега; a, b, c - константы ($a = 0,5375, b = 0,61974, c = -0,001856$) (рис. 4).

Рис. 4. Оценка мощности тефры по результатам измерений в 1973 и 2007 гг. на юго-восточном склоне влк. Тятя по азимуту 120°. Отметка 0 соответствует гребню кратера Отважный.

Итак, использование новых методических приемов обработки экспериментального материала по вулкану Тятя позволило определить положение его магматических очагов, температуру магм, особенности распространения тефры извержения 1973 г., степень эрозии насыпного материала извержения за 30-летний период. Эти приемы можно применять при исследовании современных вулканов Курило-Камчатской вулканической области.



ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А.И., Федорченко В.И. Особенности механизма извержения вулкана Тятя в июле 1973 г. // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Южно-Сахалинск, 1976. С. 44-52. (Труды СахКНИИ, вып. 48).
2. Дэвис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Книга 2. М.: Недра, 1990. 429 с.
3. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
4. Мархинин Е.К., Ю.А. Аникеев, В.М. Гранник и др. Извержение вулкана Тятя на Курильских островах в июле 1973 года // Геология и геофизика. 1974. № 10. С. 20-31.
5. Козлов Д.Н., Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Распространение тефры извержения вулкана Тятя 1973 г. (о. Кунашир, Курильские острова) // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: вторая Сахал. молодеж. науч. школа, 4-10 июня 2007, Южно-Сахалинск: сб. мат-лов. Южно-Сахалинск, 2008. С. 264-267.
6. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
7. Пискунов Б.Н. Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги. Южно-Сахалинск, 1976. С. 17-33. (Тр. СахКНИИ, вып. 48).
8. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
9. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
10. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.
11. Experimental test of low degree peridotite partial melt compositions: implications for the nature of anhydrous near-solidus peridotite melts at 1 GPa / T.J. Falloon, D.H. Green, H. O'Neill at al. // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 152. P. 149-162.
12. Hirose K., Kushiro J. Partial melting of dry peridotite at high pressure: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond // Earth Planet Sci. Lett. 1993. Vol. 114. P. 477-489.

УДК 911.2

УСТОЙЧИВОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ГЕОСИСТЕМ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

К.С. Ганзей

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
geo2005.84@mail.ru

Физико-географическое строение Курильских островов отличается высоким разнообразием, что обусловлено значительной субмеридиональной протяженностью островной дуги, расположением в переходной зоне континент-океан, муссонной циркуляцией воздушных масс, сложной системой морских течений. Особые черты физико-географическим характеристикам этого региона придают активная вулканическая и тектоническая деятельность, которые приводят не только к образованию сложного геоморфологического облика и его быстрому изменению, но и к значительной деформации растительного и почвенного компонентов ландшафтов.

Первостепенное значение в формировании геолого-геоморфологической структуры островов принадлежит вулканической деятельности. Вещественно-энергетическое воздействие ландшафтного ядра, в качестве которого выступает кратер вулкана, приводит к пространственной дифференциации ландшафтов. Асимметричное выпадение продуктов извержения под действием преобладающих ветров вызывает экспозиционные различия ландшафтных катен западных и восточных макросклонов. Они выражаются в нарушении структуры высотной поясности растительности и почвенного покрова, а на пониженных и равнинных участках выпадение вулканического пепла обуславливает заболачивание территории.

Особенностям функционирования ландшафтов вулканически активных районов посвящено ограниченное количество публикаций, и они преимущественно концентрируются на изучении районов проявления современного вулканизма на п-ова Камчатка [1, 2, 3, 4]. Горный рельеф вулканогенных территорий обуславливает высотную поясность природно-территориальных комплексов (ПТК). Вместе с тем, наличие такого мощного возмущающего фактора как вулканизм накладывает существенные региональные особенности на процесс ландшафтной дифференциации. Важнейшей особенностью вулканогенных ландшафтов является их высокая динамичность, связанная с резким и сильным импульсным воздействием продуктов извержения на ПТК.

В.Е. Быкасов [4] предлагает выделять особый тип вулканогенных ландшафтов, для которых характерна высокая скорость разрушения и формирования новых форм рельефа, слоистость почвенного покрова, вызванная периодическим выпадением вулканогенного материала, механическое, термическое и химическое поражение биоты, кратковременное локальное изменение климатических условий. Для вулканически активных районов отмечается нарушение баланса вещества свойственного горным районам, что связано с неравномерным поступлением продуктов извержения на склоны вулканических построек и прилегающие территории [2]. Вулканическая деятельность приводит к формированию активных нуклеарных геосистем, с контрастными полями влияния вокруг себя [5]. При этом образуются нуклеары с центробежным движением вещества в ядре и пульсирующим характером его воздействия. В процессе развития наблюдается тенденция усложнения ландшафтной структуры, как самого нуклеарного ядра, так и периферийных зон. Мезонуклеары вулканических конусов имеют радиальный рисунок с выраженной централизацией ландшафтного ядра кругового типа [5].

В Тихоокеанском институте географии ДВО РАН в ходе многолетних ландшафтных исследований островов северо-западной части Тихого океана были выявлены особенности их ландшафтной дифференциации и показан характер влияния вулканической деятельности на ландшафты островов. Важнейшей географической особенностью островных территорий

является их изолированность от материковой суши, что находит свое отражение в характере функционирования ПТК. Это обусловило формирование нового направления исследований – островное ландшафтоведение [6, 7]. Островные территории, обладающие элементами замкнутой вещественно-энергетической системы, чутко реагируют на изменение условий окружающей среды.

Проявление активной вулканической деятельности в условиях изолированных островных территорий позволяет рассматривать их как модельные природные геосистемы, а их изучение может способствовать решению комплекса вопросов, связанных с анализом особенностей развития ПТК под действием природных катастрофических событий.

В качестве основного объекта исследований выступали ландшафты острова-вулкана Матуа, на котором расположен один из самых активных вулканов Курильской островной дуги – Пик Сарычева. Его последнее извержение в июне 2009 г. является одним из крупнейших вулканических событий на Курильских островах, зафиксированных в историческое время [8]. Изучение ландшафтов выполнено на основе собственных полевых исследований 2007 - 2008 гг. и материалов, собранных сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН в 2009 - 2010 гг. [9, 10, 11]. С целью сравнительного анализа изменений сложности ландшафтного рисунка были построены ландшафтные карты островов-вулканов Атласова, Харимкотан и Экарма по состоянию на 1964 и 2008 гг. Для ландшафтного картографирования использовались данные дистанционного зондирования на период 2009 - 2013 гг., расположенные в открытом доступе на сервисе Digital Globe – Image Finder [12], и материалы аэрофотосъемки середины XX в. Для количественного анализа ландшафтной структуры островов использовался ряд показателей сложности ландшафтного рисунка: индекс дробности, коэффициенты сложности и раздробленности ландшафтов, энтропийная мера сложности ландшафтного рисунка и др. [13]. При вычислении значений ландшафтного разнообразия применен индекс Маргалефа и Менхиника [14]. Исходные количественные данные были получены с помощью картографо-статистического анализа картографических моделей ландшафтов (масштаб 1:200000).

Несмотря на коренную перестройку геосистем острова после извержения влк. Пик Сарычева в 2009 г. наблюдаются интенсивные процессы восстановления ПТК. В 2010 г. отмечалось изменение очертаний береговой полосы в результате разрушения фронтальных частей пирокластических потоков, проникших в прибрежную зону, и переотложение материала в небольших бухтах. В последующий период изменений береговой полосы не зафиксировано. На склонах вулкана продолжают активно развиваться эрозионные процессы, что обусловлено слабой литификацией пирокластических отложений. Наиболее сильные изменения в пространственной структуре ландшафтов связаны с восстановлением растительного и почвенного покровов. В 2010 г. точно отмечалось формирование сильно разреженной травянистой, местами с уничтоженной растительностью без почвенного покрова или на примитивно-дерновых почвах и разреженных зарослей ольховника и травянистой растительностью на примитивно-дерновых почвах. В первую очередь это происходило на участках с крутыми склонами, где рыхлый пирокластический материал имел небольшую мощность отложений. От сохранившейся корневой системы пошли новые ростки, пробившие отложения пирокластических потоков и вулканического пепла. В последующем растительные группировки стали захватывать соседние территории.

В период 2011 - 2013 гг. скорость проникновения данных растительных группировок на склоны вулкана возросла, и они начали занимать обширные участки на нижних частях северо-восточных и северо-западных склонов, достигая высоты 350 - 370 м. На склонах юго-восточной экспозиции, куда не сходили крупные пирокластические потоки, разреженная травянистая растительность проникала на более высокие гипсометрические уровни: 2010 г. – 700 м, 2011 г. – 710 м, 2012 г. – 750 м, 2013 г. – 770 м. До извержения 2009 г. на юго-восточных склонах заросли ольховника были представлены высоте 840 м.

Поствулканическое развитие геосистем о. Матуа отчетливо прослеживается в изменении количественных параметров ландшафтной структуры (табл. 1). После извержения и до 2011 г. отмечается увеличение количества ландшафтных контуров, повышение индекса дробности и коэффициента сложности, что связано с неравномерным распределением продуктов извер-

жения по территории острова и начавшимся точечным процессом восстановления почвенно-растительного покрова. Уже в 2012 г. намечается тенденция уменьшения данных показателей в связи с формированием растительного покрова у подножья вулкана и соединением мелких ПТК в единые комплексы. Отмечается плавное увеличение количества геосистем на острове, вызванное формированием новых форм рельефа извергнутом материалом, а затем появлением пионерных ландшафтов в зонах вулканического поражения.

Таблица 1. Количественные параметры ландшафтной структуры острова Матуа

Год	1964	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Площадь острова	52.57	52.57	53.67	53.48	53.48	53.48	53.48
Количество ландшафтных контуров (n)	21	14	29	58	93	85	79
Количество геосистем (m)	10	8	13	15	17	18	19
Среднее количество контуров на 1 тип геосистем (p)	2.10	1.75	2.23	3.87	5.47	4.72	4.16
Индекс дробности (k)	0.40	0.27	0.54	1.08	1.74	1.59	1.48
Средняя площадь контура (S0)	2.50	3.76	1.85	0.92	0.58	0.63	0.68
Коэффициент сложности (k)	8.39	3.73	15.67	62.90	161.72	135.1	116.70
Энтропийная мера сложности (H)	3.04	2.49	2.85	3.14	3.36	3.43	3.47
Коэффициент раздробленности (K)	4.76	7.14	3.45	1.72	1.08	1.18	1.27
Индекс Маргалефа	2.27	1.77	3.01	3.52	4.02	4.27	4.52
Индекс Менхиника	1.38	1.10	1.77	2.05	2.32	2.46	2.60

Наблюдаемые высокие темпы поствулканического изменения геосистем являются отражением сформировавшихся механизмов устойчивости к вулканическому воздействию. Присущий геосистемам тип функционирования, который согласно В.С. Михееву [15] определяет воспроизводство постоянной системы и формирует геосистемную целостность территории, отражает наличие стабильных внутренних связей ПТК. Геосистемная целостность островов находит свое отражение в понятиях самоорганизации и саморегуляции. Наличие данных механизмов обеспечивает устойчивое состояние ПТК в процессе функционирования, является важнейшим фактором организации геосистем [16], и они обусловлены двумя ключевыми характеристиками – адаптацией и гибкостью функционирования [15].

В ходе вулканического воздействия свойство саморегуляции сохраняет переменную структуру геосистем в серийном ряду развития и формирует ее равновесное состояние при квазипериодическом влиянии продуктов извержения. Неравномерное распределение извергнутого материала приводит к формированию двух категорий геосистем: сохранивших способность восстановить первоначальную структуру ландшафтов; полностью преобразовавших свою структуру и способных к восстановлению только спустя значительные временные периоды. За счет наличия первой категории происходит быстрая смена переменных состояний геосистем, при этом восстановительный потенциал ПТК повышается при удалении от нуклеарного ядра, в качестве которого выступает кратер вулкана, как источник поступления материала. Возможность быстрого восстановления связана с адаптированностью геосистем к периодическим извержениям, сформировавшаяся в ходе эволюции островных вулканически активных территорий.

Адаптация вулканогенных геосистем отчетливо прослеживается в формировании растительных сообществ и их связи с таким мощным абиотическим фактором как вулканизм. Именно биоту В.Б. Сочава [16] относит к стабилизирующему началу геосистемы. При исследовании ландшафтов Курильских островов было зафиксировано отсутствие зарослей кедрового стланика, каменной березы и доминирование ольховников в районах активного проявления вулканизма. Высокую ранимость к вулканическим воздействиям кедрового стланика и каменной березы и процесс их замещения зарослями ольхи также отмечается

на п-ове Камчатка [17]. Ю.И. Манько, А.Н. Сидельников [18] установили, что уничтожение кедрового стланика наблюдается при мощности выпавшего вулканического материала около 15 см, каменной березы – 20 см, в то время как отдельные экземпляры ольховника возобновляются при мощности более 70-80 см.

В рамках наших исследований зафиксировано резкое повышение после извержения значений ландшафтного разнообразия, замедление темпов их роста в последующий период и понижение в период длительного периода вулканического спокойствия. Разнонаправленные изменения показателей ландшафтного разнообразия являются отражением реакции ландшафтов на вулканическое влияние и наличия способности к гомеостазу, направленному на восстановление утраченного геосистемного равновесия на острове.

Значения индексов Маргалефа и Менхиника на о. Матуа (табл. 1), отражающие ландшафтное разнообразие, резко выросли после извержения 2009 г., с сохранением тенденции повышения в последующем. Резкое увеличение ландшафтного разнообразия после извержения связано с формированием геосистем подвергшихся разной степени преобразования. Ведущее значение в изменении ландшафтного разнообразия принадлежит геосистемам, сохранившим способность к восстановлению, которая дифференцирована в зависимости от силы и характера вулканогенного влияния. В ходе начавшихся с 2010 г. на о. Матуа восстановительных процессов происходит формирование условнокоренных геосистем, которые характеризуются еще несформировавшимся равновесным состоянием как внутри себя, так и с условиями окружающей среды. Согласно выявленным Ю.Б. Зоновым [3] закономерностям, ландшафты на данном этапе характеризуются двумя стадиями поствулканического развития: 1 - стадия начального развития, на которой ландшафты характеризуются слабой пространственной дифференциацией и высокой скоростью протекания экзогенных процессов; 2 - стадия стабилизации литогенной основы и форм рельефа, появление растительных группировок, слабо связанных фитоценоотическими связями. В ходе прохождения через данные стадии продолжается увеличение ландшафтного разнообразия территории, однако отмечается постепенное замедление интенсивности данного процесса

Максимальные значения показателей ландшафтного разнообразия будут соответствовать времени перехода геосистем к 3, а в последующем к 4 стадиям развития: 3 - формируется стабильная поверхность с растительными группировками первичных сообществ; 4 - стадия сформировавшихся ПТК с установившимися биогеоценозами [3]. Факт уменьшения показателей ландшафтного разнообразия в период длительного вулканического спокойствия (1964 - 2008 гг.) зафиксирован для островов-вулканов Харимкотан, Экарма и Матуа.

Таким образом, геосистемы вулканически активных территорий Курильских островов в ходе эволюционного развития сформировали мощные механизмы устойчивости к вулканогенному влиянию. Наличие у таких геосистем свойств самоорганизации и саморегуляции определяет запуск процесса интенсивного восстановления ландшафтной структуры территории в поствулканический период. Именно свойство саморегуляции, выраженное в первую очередь через адаптацию, сохраняет переменную структуру геосистем в вулканогенном серийном ряду развития при квазипериодическом влиянии продуктов извержения.

Интенсивность восстановления геосистемного равновесия после извержения наглядно проявляется через изменение показателей сложности ландшафтного рисунка, и, в первую очередь, через волновую динамику значений ландшафтного разнообразия. Временные интервалы достижения сбалансированного состояния с условиями окружающей среды определяются рядом факторов: типом, силой и характером вулканического влияния, состоянием геосистем на момент извержения и региональными условиями окружающей среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жучкова В.К., Зонов Ю.Б., Горячева В.А. Методические приемы ландшафтных исследования вулканических районов Камчатки // Ландшафтный сборник. М.: МГУ, 1973. С. 117-137.
2. Никольская В.В. О специфике и практическом значении высотной поясности ландшафта молодых вулканических областей Дальнего Востока // Природа и человек. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 69-74.
3. Зонов Ю.Б. Формирование первичных ландшафтов районов активного вулканизма Восточной Камчатки: дис. ... канд. геогр. наук. ДВГУ, Геофизический факультет. Владивосток, 1977. 204 с.
4. Быкасов В.Е. Вулканогенный тип ландшафта // Вопр. геогр. Камчатки. 1982. № 8. С. 17-21.
5. Ретеюм А.Ю. Земные миры. М.: Мысль, 1988. 268 с.
6. Дьяконов К.Н., Пузаченко Ю.Г. Теоретические вопросы островного ландшафтоведения // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. М., 2005. С. 14-17.
7. Иванов А.Н. Проблемы изучения ландшафтов островов // Изв. РГО. 2009. Вып. 4. С. 4-11.
8. Дегтерев А.В. Пирокластические отложения извержения вулкана Пик Сарычева (о. Матуа) в июне 2009 г. // Вулканология и сейсмология. 2010. №4. С. 60-68.
9. Левин Б.В., Мелекесцев И.В., Рыбин А.В и др. Экспедиция «Вулкан Пик Сарычева – 2010» (Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2010. №6. С. 151-158.
10. Левин Б.В., Разжигаева Н.Г., Ганзей К.С. и др. Изменение ландшафтной структуры острова Матуа после извержения влк. Пик Сарычева 12-15 июня 2009 г. // ДАН. 2010. Т. 431, № 5, С. 692-695.
11. Рыбин А.В., Разжигаева Н.Г., Василенко Н.Ф. и др. Извержение вулкана Пик Сарычева в 2009 году. М.: Янус-К, 2010. 48 с.
12. <https://browse.digitalglobe.com/imagefinder/main.jsp> (дата обращения 02.10.2013).
13. Ганзей К.С., Иванов А.Н. Ландшафтное разнообразие Курильских островов // Геогр. и прир. ресурсы. 2012. №2. С. 87-94.
14. Пузаченко Ю.Г., Дьяконов К.Н., Алещенко Г.М. Разнообразие ландшафта и методы его измерения // География и мониторинг биоразнообразия. М.: НУМЦ, 2002. С. 143-302.
15. Михеев В.С. Ландшафтный синтез географических знаний. Новосибирск: Наука, 2001. 216 с.
16. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
17. Егорова И.А., Хоментовский П.А. Кедровый стланик как индикатор вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6. С. 82-88.
18. Манько Ю.И., Сидельников А.Н. Влияние вулканизма на растительность. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 161 с.

УДК 551.21

ИЗУЧЕНИЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И КУРИЛ С ПОМОЩЬЮ ИНФОРМАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ VOLSATVIEW

*О.А. Гирина¹, Е.А. Лупян², Е.И. Гордеев¹, Д.В. Мельников¹, А.Г. Маневич¹, А.А. Сорокин³,
В.Ю. Ефремов², А.В. Кашицкий², И.А. Уваров², А.А. Нурдаев¹, А.Л. Верхотуров³, И.М. Романова¹,
Л.С. Крамарева⁴, С.П. Королев³, М.В. Чибисова⁵*

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;

² Институт космических исследований РАН, г. Москва, Россия;

³ Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия;

⁴ ДЦ НИЦ «Планета», г. Хабаровск, Россия;

⁵ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

girina@kscnet.ru

Камчатская и Сахалинская группы реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team и SVERT – Sakhalin Volcanic Eruption Response Team) осуществляют спутниковый мониторинг 70 действующих вулканов Камчатки и Курил с 2002 г. [1, 2]. При появлении в Тихоокеанском регионе пепловой опасности для авиации, связанной с эксплозивными извержениями камчатских и курильских вулканов, в оперативном режиме KVERT и SVERT выпускают VONA (Volcano Observatory Notice for Aviation) – оповещение пользователей о параметрах и направлениях перемещения пепловых шлейфов, и размещают информацию на сайтах KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/>) и SVERT (<http://www.imgg.ru/ru/teams/svert>).

В 2011 г. совместными усилиями специалистов ИВиС ДВО РАН, ИКИ РАН, ВЦ ДВО РАН и ДЦ «НИЦ «Планета» при поддержке РФФИ (проекты 11-07-12026-офи_м, 13-07-12180_офи_м-2013) был создан, введен в опытную эксплуатацию и в настоящее время развивается информационный сервис (ИС) «Мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» (VolSatView). ИС позволяет работать с различными оперативными и архивными спутниковыми данными среднего и высокого разрешения, информационными продуктами, получаемыми на основе их обработки, а также метео- и наземной инструментальной информацией, для обеспечения вулканологам возможности непрерывного мониторинга и исследования вулканической активности Камчатки и Курил [3–6].

ИС VolSatView создан на основе специализированного программного обеспечения и технологий, разработанных в ИКИ РАН. В нем реализованы специальные инструменты, обеспечивающие возможность работы с данными долговременных спутниковых наблюдений и оперативного получения результатов их обработки. Например, непосредственно в web-интерфейсе доступны инструменты анализа полей температуры, позволяющие мгновенно просматривать значения температуры в каждой точке снимка, что значительно сокращает время анализа термальных аномалий в районах действующих вулканов; созданы инструменты, позволяющие выделять пепловые облака и шлейфы, анализировать их временные серии, заносить их в базу данных с автоматическим расчетом площади пеплового шлейфа или облака, визуализировать пепловые шлейфы и облака по отдельным или всем вулканам за определенный период времени и т.п. (рис. 1).

В VolSatView реализованы возможности сопоставления данных, поступающих из различных спутниковых систем, они позволяют однотипно выделять на получаемых сериях наблюдений те или иные явления, объекты и процессы. Это важно в связи с быстротечностью некоторых вулканических процессов, и для отслеживания их динамики требуется наличие относительно частых наблюдений. Например, на снимках, полученных с помощью спутников NOAA (AVHRR) и Terra и Aqua (MODIS), явно выделяются пепловые шлейфы по разности ИК

каналов 10 – 12 мкм (4 – 5 каналы AVHRR и 31 – 32 каналы MODIS) (рис. 2). Хотя данные получены разными приборами, они показывают хорошую сопоставимость и однотипность информации, что позволяет увеличить частоту наблюдений за распространением пепловых шлейфов. В зависимости от мощности и высоты пепловых выбросов, а также скорости и направления ветра на разных высотах, пепловые шлейфы могут перемещаться на сотни и тысячи километров от вулкана. Приведенный пример лишний раз подтверждает важность задач, связанных с обеспечением безопасности авиаполетов, которые решают группы KVERT и SVERT.

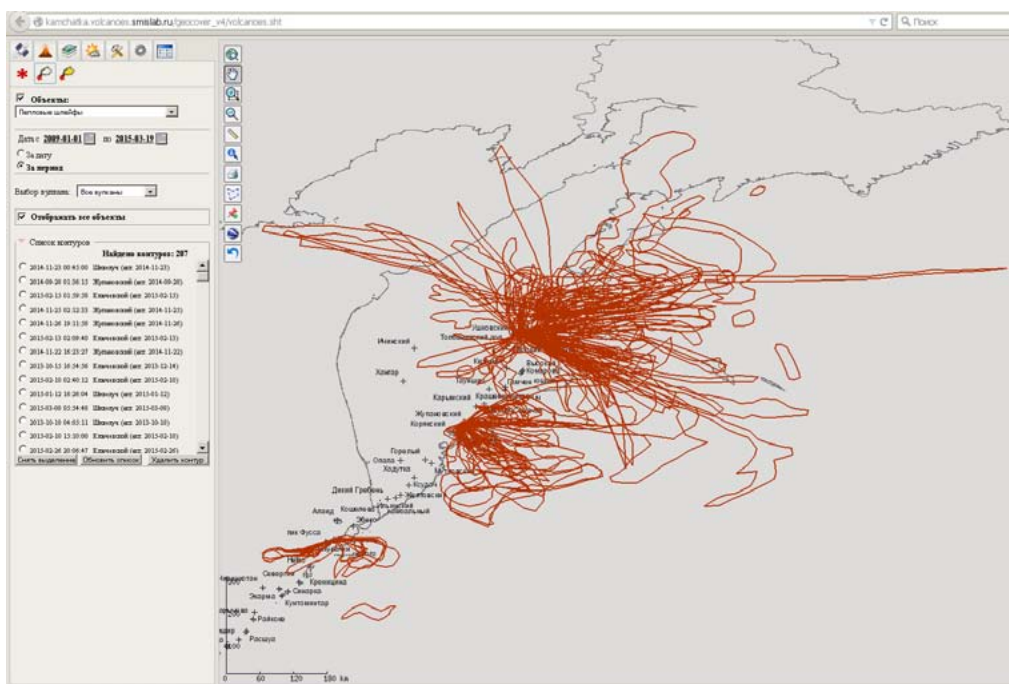


Рис. 1. Пепловые шлейфы и облака, образовавшиеся при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки (Шивелуч, Ключевской, Карымский, Жупановский) и Северных Курил (Чикирачки) в 2013 – 2015 гг., выделенные по спутниковым снимкам информационного сервиса VolSatView.



Рис. 2. Развитие с течением времени пеплового шлейфа вулкана Шивелуч 22 марта 2015 г. на спутниковых снимках Modis Terra (0041 UTC) (а) и AVHRR № 19 (0159 UTC) (б). Данные из ИС VolSatView.

В VolSatView имеется развитый инструментарий для анализа гиперспектральных данных, который можно применять для решения различных задач исследования активности вулканов: разделения горячих и остывающих лавовых потоков; свежей и переотложенной водой пирокластики на склонах вулканов; лавовых образований разного генезиса и др. [3].

В VolSatView реализована возможность работы с данными различных ИС, например, с данными группы KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>), ИС «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» (<http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/>) Геопортала ИВиС ДВО РАН и АИС «Сигнал» (<http://signal.febras.net>). Это, например, позволяет непосредственно в системе получать доступ к данным видеонаблюдений за вулканами Шивелуч, Ключевской, Горелый и Авачинский; информации о Авиационных цветовых кодах опасности каждого из вулканов для авиации; результатам моделирования траектории распространения пепловых шлейфов [4, 6].

Работа выполнялась при поддержке Программ фундаментальных научных исследований государственных академий наук, проектов РФФИ (11-07-12026-офи-м-2011, 13-07-12180_офи_м-2013) и грантов по Программе фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (15-1-4-00, 15-1-4-072, 15-1-4-071).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гирина О.А. Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) – 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы: мат-лы Региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 36-41.
2. Гордеев Е.И., Гирина О.А. Вулканы и их опасность для авиации // Вестник РАН. 2014. Т. 84, № 2. С. 134-142. doi:10.7868/S0869587314020121.
3. Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А. и др. Возможности использования данных гиперспектральных спутниковых наблюдений для изучения активности вулканов Камчатки с помощью геопортала VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11, № 1. С. 267-284.
4. Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С. и др. Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, № 5. С. 155-170.
5. Лупян Е.А., Мазуров А.А., Назиров Р.Р. и др. Технологии построения информационных систем дистанционного мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 1. С. 26-43.
6. Ханчук, А.И. Сорокин А.А., Смагин С.И. и др. Развитие информационно-телекоммуникационных систем в ДВО РАН // Информационные технологии и вычислительные системы. 2013. № 4. С. 45-57.

УДК 551.21

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И ИХ ОПАСНОСТЬ ДЛЯ АВИАЦИИ В 2014 ГОДУ

*О.А. Гирина, А.Г. Маневич, Д.В. Мельников,
А.А. Нуждаев, Ю.В. Демянчук*

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
girina@kscnet.ru

Комплексный мониторинг 30 действующих вулканов Камчатки и 6 вулканов Северных Курил осуществляется Камчатской группой реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) с 1993 г. [1, 2]. В 2014 г. сотрудники группы KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>) ежедневно семь дней в неделю анализировали сейсмические (с сайта Камчатского филиала Геофизической службы (КФ ГС) РАН: www.emsd.ru), видео и визуальные данные, а также выполняли спутниковый мониторинг вулканов. При появлении пепловой опасности для авиации в Тихоокеанском регионе, связанной с эксплозивными извержениями камчатских вулканов, в оперативном режиме оповещали заинтересованных пользователей о параметрах и направлениях перемещения пепловых шлейфов, о прогнозе на предстоящую неделю опасности вулканов для авиации, а также размещали информацию на сайте KVERT на сервере ИВиС ДВО РАН: <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/>.

В 2014 г. происходили извержения трех вулканов Камчатки: Шивелуча, Карымского и Жупановского. Для оценки степени опасности извержения каждого вулкана для авиации с 1994 г. сотрудники группы KVERT применяли цветовые коды, разработанные коллегами из Аляскинской вулканологической обсерватории (АВО) США; с 2009 г. нами применяются Авиационные цветовые коды, рекомендуемые Международной организацией гражданской авиации (ICAO – International Civil Aviation Organization) [1, 2].

ВУЛКАН ШИВЕЛУЧ

Эруптивная активность вулкана Молодой Шивелуч, начавшаяся в 1980 г., продолжается: экструзивный блок выжимается в северной части лавового купола, умеренной силы эксплозии, раскаленные лавины, пепел при обрушении которых поднимается до 4 – 6 км над уровнем моря (н.у.м.); сильная и умеренная парогазовая деятельность, свечение лавы и раскаленных лавин в темное время суток сопровождают этот процесс. Авиационный цветовой код опасности вулкана для авиации почти весь период наблюдений был Оранжевый, за исключением 24 сентября, когда в связи с высокой эксплозивной активностью вулкана с 01:09 до 06:13 UTC его Авиационный цветовой код был Красный. В связи с непредсказуемостью поведения вулкана, в еженедельном прогнозе его активности на предстоящую неделю указывалось: «Экструзивно-эксплозивно-эффузивное извержение вулкана продолжается – происходит рост лавового купола. В любое время возможны пепловые выбросы выше 10 км над уровнем моря. Аэрозольные и пепловые шлейфы могут представлять опасность для полетов по международным и местным авиалиниям».

В районе лавового купола почти постоянно фиксировалась термальная аномалия (рис. 1), что указывало на выжимание магматического вещества на поверхность земли; время от времени происходили пепловые эксплозии с подъемом пепла до 10 км н.у.м., а также обрушения раскаленных лавин, пепел от которых поднимался до 6 км н.у.м. В 2014 г. произошло более 20 сильных эксплозивных событий с выбросом пепла до 8 – 12 км н.у.м., в том числе: в январе (7 эксплозий), феврале (1), мае (2), июне (1), сентябре (1), октябре (2), ноябре (3) (рис. 2) и декабре (4); пепловые шлейфы протягивались преимущественно в восточных направлениях от вулкана (рис. 3). После каждого сильного выброса пепла интенсивность поступления лавы на

поверхность земли возростала, и размер и температура термальной аномалии увеличивались (рис. 1). 19 и 25 февраля формировались мощные парогазовые шлейфы, содержавшие небольшое количество пепла, которые протягивались на 50 и 135 км, соответственно, на юго-восток от вулкана.

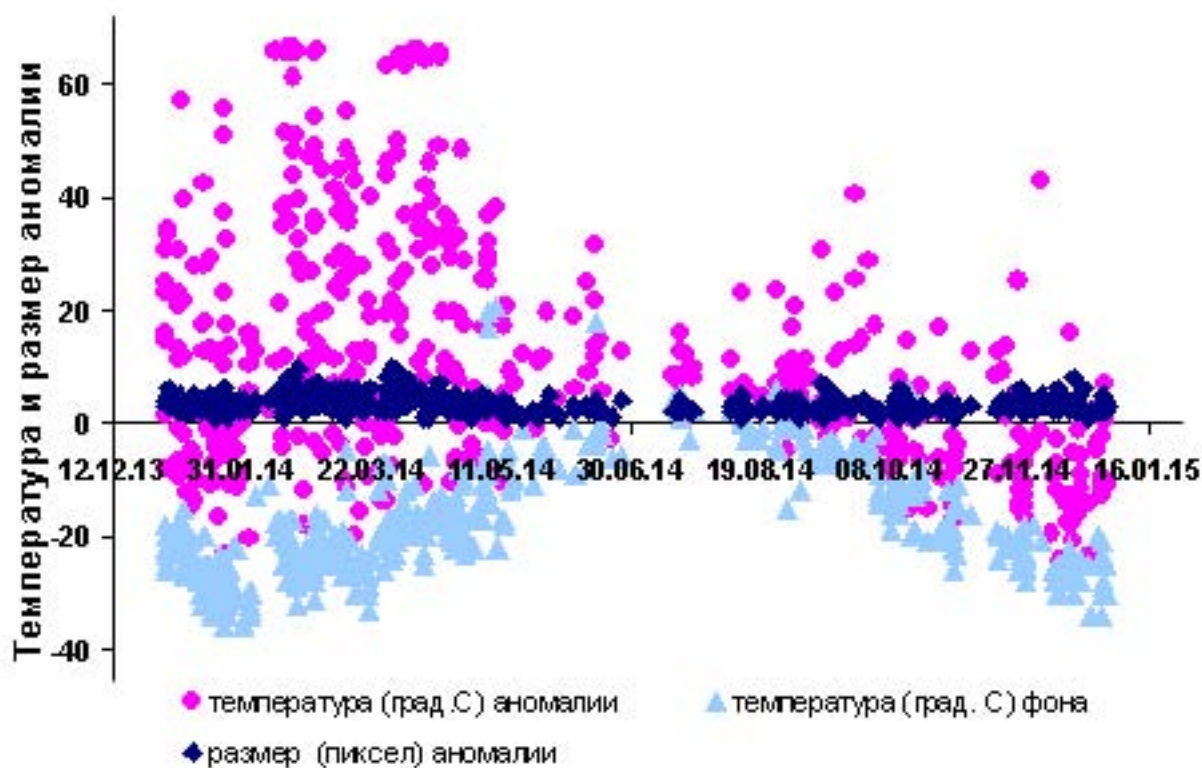


Рис. 1. Температура и размер термальной аномалии в районе вулкана Молодой Шивелуч в 2014 г. (по спутниковым данным KVERT).



Рис. 2. Пепловый выброс вулкана Шивелуч до 7 – 8 км над уровнем моря, 23 ноября 2014 г. Фото. Ю. Демянчука, ИВиС ДВО РАН, KVERT.

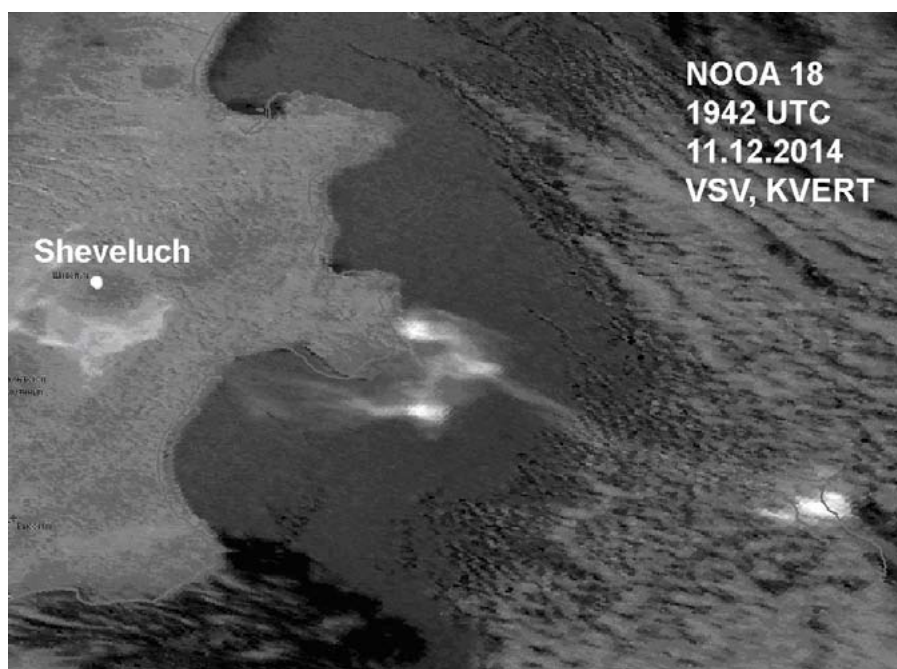


Рис. 3. Пепловый шлейф от вулкана Шивелуч, 11 декабря 2014 г. (по спутниковым данным KVERT).

В январе – мае 2014 г. наблюдался интенсивный рост лавового купола, в июне-августе активность вулкана понизилась: эксплозивные события умеренной силы происходили редко, сильные не отмечались; снизилась температура термальной аномалии в районе лавового купола (рис. 1). 11 июня, вслед за сильным эксплозивным событием на вулкане, в п. Ключи отмечался слабый пеплопад, по спутниковым данным, пепловый шлейф протягивался на 70 км на юго-запад от вулкана. Во второй половине года активность вулкана была умеренной, но к концу года усилилась. Экстрозивно-эксплозивно-эффузивное извержение вулкана продолжается.

ВУЛКАН КАРЫМСКИЙ

Эксплозивное извержение вулкана, начавшееся в 1996 г., вероятно, постепенно заканчивается. С начала января и до середины апреля сейсмичность вулкана была повышенной – количество вулканических землетрясений достигало 200 – 300 в сутки (www.emsd.ru), затем его деятельность существенно снизилась, кратковременный всплеск сейсмической активности отмечался лишь в конце сентября. В декабре сейсмические данные отсутствовали по техническим причинам.

Авиационный цветовой код вулкана был Оранжевый с 1 января по 23 июля; в связи со снижением общей активности вулкана, с 24 июля по 31 декабря – Желтый; однако вследствие непредсказуемости деятельности этого достаточно активного вулкана, в еженедельных сообщениях KVERT о прогнозе его опасности для авиации, публикуемых на сайте KVERT (www.kscnet.ru/ivs/kvert/), указывалось: «Существует опасность пепловых выбросов до 6 км н.у.м. Аэрозольные и пепловые шлейфы могут представлять опасность для полетов по местным авиалиниям».

По визуальным данным вулканологов, с 24 марта по 2 апреля каждые 3 – 5 минут происходили пепловые выбросы из вулкана, в темное время суток было хорошо заметно сопровождавшее эксплозии свечение. На спутниковых снимках в первой половине года в районе кратера вулкана почти постоянно отмечалась термальная аномалия (рис. 4), иногда фиксировались пепловые шлейфы длиной до 300 км, распространявшиеся в различных направлениях от вулкана. С середины мая до сентября термальная аномалия почти не проявлялась на спутниковых снимках, пепловые шлейфы с 4 апреля до 3 сентября не отмечались. По визуальным данным вулканологов, работавших на склонах вулкана, 17 – 23 июля вулкан был спокоен, наблюдалась только его умеренная фумарольная деятельность. Кратер вулкана в середине июля имел чашеобразную форму с плоским дном, что так же указывало на отсутствие его эксплозивной активности.

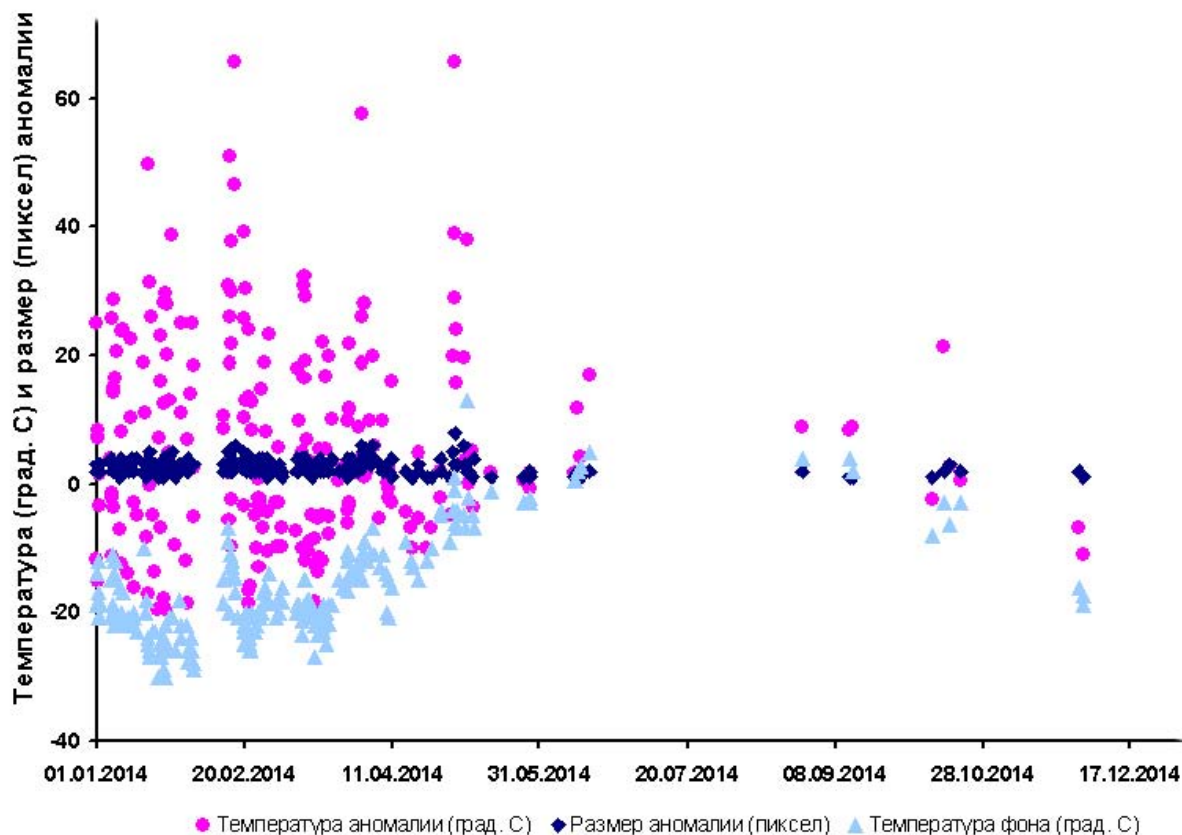


Рис. 4. Температура и размер термальной аномалии в районе вулкана Карымский в 2014 г. (по спутниковым данным KVERT).

ВУЛКАН ЖУПАНОВСКИЙ

Эксплозивное извержение вулкана началось примерно в 15:00 UTC 6 июня и продолжалось до конца 2014 г. Авиационный цветовой код вулкана 7 июня был изменен с Зеленого на Желтый и 19 июня, в связи с усилением эксплозивной деятельности вулкана, на Оранжевый – таким он оставался до конца года. В связи с тем, что достоверно известно и фрагментарно описано лишь одно извержение вулкана в 1956 – 1957 гг. [3], характер наблюдаемого извержения был неясным, поэтому в еженедельном прогнозе опасности вулкана для авиации указывалось: «В любое время возможны пепловые выбросы до 10 км н.у.м. Аэрозольные и пепловые шлейфы могут представлять опасность для полетов по международным и местным авиалиниям».

По визуальным данным сотрудников природного парка «Вулканы Камчатки», 6 июня пепел поднимался до 6 км н.у.м., были слышны взрывы со стороны вулкана, наблюдалось его свечение. Отложения пепла начальной стадии извержения раскинулись широким веером в восточном секторе вулкана, достигнув береговой линии. С 9 июня пепловые выбросы стали эпизодическими, повторялись каждый 30 – 90 мин и достигали 4 км н.у.м. Во время облета вулкана 10 июня сотрудниками ИВиС ДВО РАН на фоне интенсивной парогоазовой деятельности вулкана наблюдались регулярные пепловые выбросы из активного кратера. По спутниковым данным KVERT, 9 и 11 июня пепловые и парогоазовые шлейфы перемещались до 100 км на восток от вулкана, 13 – 15 и 17 июня – до 70 км на юго-восток и северо-запад от вулкана. 19 июня в 12:58 UTC (по сейсмическим данным КФ ГС РАН) произошло эксплозивное событие, в результате которого пепел поднялся до 8 – 9 км н.у.м. Согласно спутниковым данным, 19 июня отмечалась термальная аномалия в районе активного кратера вулкана, 19 – 20 июня пепловые шлейфы протягивались до 670 км на северо-запад от вулкана.

В течение августа – сентября наблюдалось наиболее активное развитие извержения: согласно спутниковым данным, в районе действующего кратера вулкана почти постоянно регистрировалась термальная аномалия, пепловые облака и шлейфы протягивались на

десятки километров в различных направлениях от вулкана. Например, 7 сентября и 7 ноября высота пепловых выбросов достигала 10.5 и 11 км н.у.м. соответственно; пепловые шлейфы перемещались до 400 км преимущественно в восточных направлениях от вулкана. Следует отметить, что пепловое облако, сформировавшееся при выбросе 7 сентября, отмечалось на спутниковых снимках 7 – 8 сентября на расстоянии 1200 км в направлении на юго-восток от вулкана. Эксплозивное извержение вулкана продолжается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Активность вулканов Камчатки и Северных Курил в 2014 г. была более низкой относительно предыдущих лет: если ежегодно в состоянии извержения находятся от 4 до 8 вулканов Камчатки [1, 2], то в 2014 г. извергались лишь три вулкана – Шивелуч, Карымский, Жупановский. С другой стороны, 6 июня 2014 г. началось и продолжается в 2015 г. эксплозивное извержение вулкана Жупановский, молчавшего с 1957 г.

Следует сказать, что эруптивная деятельность вулканов Шивелуч и Карымский более активной была в первой половине 2014 г., тогда как вулкана Жупановский – во второй. Хотя изредка происходили единичные эксплозии вулканов Шивелуч и Жупановский, поднимающие пепел до 10 – 12 км н.у.м., в среднем, эксплозивные извержения этих вулканов и Карымского были умеренной силы. Все остальные действующие вулканы Камчатки (Ключевской, Безымянный, Ушковский, Плоский Толбачик, Кизимен, Корякский, Авачинский, Горелый, Мутновский, Ичинский, Высокий, Комарова, Гамчен, Хангар, Кроноцкий, Крашенинникова, Тауншиц, Кихпинич, Малый Семячик, Опала, Ходутка, Ксудач, Желтовский, Ильинский, Дикий Гребень, Кошелева, Камбальный) и Северных Курил (Алаид, Эбеко, Чикурачки, Татарина, Пик Фусса, Карпинского) проявляли в течение 2014 г. лишь фумарольную деятельность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гирина О.А. Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) – 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы: мат-лы Региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 36-41.
2. Гордеев Е.И., Гирина О.А. Вулканы и их опасность для авиации // Вестник РАН. 2014. Т. 84, № 2. С. 134-142. doi:10.7868/S0869587314020121.
3. Масуренков Ю.П., Флоренский И.В., Мелекесцев И.В. Вулкан Жупановский // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 216-225.

УДК 551.21(571.645)

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ НА О. ИТУРУП В ГОЛОЦЕНЕ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

*А.В. Дегтерев¹, А.В. Рыбин¹, Х.А. Арсланов², И.Г. Коротеев¹,
В.Б. Гурьянов¹, Д.Н. Козлов¹, М.В. Чибисова¹, Ф.А. Романюк¹*

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;

² Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
d_a88@mail.ru

Создание глобальной летописи вулканических извержений является приоритетной задачей современной вулканологии. Ее решение подразумевает проведение комплекса детальных палеовулканологических (в т.ч. тефрохронологических, геохимических, геоморфологических и пр.) исследований, направленных на реконструкцию активности каждого отдельного вулканического центра за максимально продолжительный период времени. Исследования в данном направлении позволяют, через изучение истории развития отдельных вулканических построек, приблизиться к пониманию закономерностей пространственно-временной эволюции вулканизма региона. Кроме того, эти данные составляют основу для долгосрочного прогноза активности и оценки вулканической опасности территории.

Итуруп – крупнейший (3200 км²) остров Курильской дуги, входит в состав южного звена островодужной системы. На острове расположено 9 действующих вулканов (Кудрявый, Меньший Брат, Богдан Хмельницкий, Чирип, Баранского, Иван Грозный, Стокап, Атсонупури, Берутарубе). В историческое время наиболее активен был вулкан Иван Грозный, последнее извержение которого происходило в 2012 - 2013 гг. Кроме того, на острове обнаружено большое количество крупных эксплозивных форм, предположительно, верхнеплейстоценового возраста (кальдеры Медвежья, Цирк, Урбич). Многообразие вулканических форм рельефа свидетельствует о сложной и длительной истории эруптивной активности района. Наличие крупных кальдер указывают на значительную силу эксплозивных извержений, многие из которых происходили относительно недавно (тысячи лет назад). Однако, несмотря на высокую интенсивность выноса вещества и значительную силу извержений, молодой (плейстоцен-голоценовый) вулканизм острова практически не изучен.

В 2013 – 2014 гг. авторами были проведены комплексные палеовулканологические исследования с целью реконструкции эксплозивной активности вулканов о. Итуруп в голоцене, первые результаты которых представлены в данной работе.

Основным районом работ была центральная часть о. Итуруп, включая г. Курильск и его окрестности. Работы включали детальные тефростратиграфические исследования: изучались разрезы почвенно-пирокластического чехла, осуществлялось их описание и опробование. Всего было изучено более 20 частных разрезов.

Радиоуглеродное датирование выполнено на факультете географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета. Для пересчета радиоуглеродных дат в календарные применялась калибровочная программа «CalPal» [2].

В качестве материала для радиоуглеродного анализа использовались отложения погребенных почв, торфа и древесных углей. При этом за возраст датируемого вулканического события принималась самая древняя радиоуглеродная дата из перекрывающего горизонта почвы/торфа и самая молодая – из подстилающего. При наличии датировок из перекрывающего и подстилающего горизонтов, за возраст датируемого события принималась средняя величина.

В результате проведенных исследований было установлено, что в голоценовом почвенно-пирокластическом чехле центральной части о. Итуруп фиксируются следы, как минимум, пяти эксплозивных извержений. При этом три из них, судя по мощности и выраженности прослоев

тефры в разрезах, были достаточно сильными. Их продукты представлены, преимущественно, тонким пеплом, изредка содержат примесь более крупного материала – грубого пепла и мелких лапилли. Наличие тонкого, рассеяного в погребенных почвах, пирокластического материала, не образующего отдельных, выдержанных по простираанию слоев свидетельствует о том, что помимо извержений, упомянутых выше, на острове регулярно происходили вулканические события меньшей силы. Основными источниками пепловых прослоев были, судя по всему, вулканы хребта Грозного – Иван Грозный и Баранского – они расположены достаточно близко к исследуемому району и, кроме того, характеризуются относительно высоким уровнем современной активности. Наиболее молодые из прослоев, видимо, отвечают формированию экструзивных куполов на вулкане Иван Грозный – образование подобных экструзий практически всегда сопровождается сильными эксплозиями, кроме того, их геоморфологический облик явно указывает на голоценовый возраст.

Нижняя часть почвенно-пирокластического чехла, имеющая верхнеплейстоценовый возраст, представлена тонким вулканическим пеплом, в котором обнаружены мелкие фрагменты древесных углей. Судя по гранулометрическому составу, сортировке, мощности и стратиграфическому положению, этот прослой, предположительно, отвечает катастрофическим эксплозивным извержениям Львиной Пасти в южной части о. Итуруп, которые происходили ~13000 и ~12300 л.н. соответственно [1]. Это делает его своеобразным репером, маркирующим границу верхнего плейстоцена и голоцена на острове.

Авторы признательны А.Н. Кораблеву за помощь в проведении полевых работ на о. Итуруп и К.А. Манайчеву за помощь в организации работ по радиоуглеродному датированию. Исследования поддержаны грантом Правительства Сахалинской области для молодых ученых в 2014 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г., Чибисова М.В., Романюк Ф.А. Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти (о. Итуруп, Курильские острова): стратиграфия и возраст // Мат-лы VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле, г. Новосибирск, 17-21 ноября 2014 г. Новосибирск: ИГиМ СО РАН им. В.С. Соболева, 2014. С. 14-15.
2. Weninger B., Joris O. Glacial Radiocarbon Calibration. The CalPal Program. In: Higham T., Bronk Ramsey C., Owen C. (Eds.) Radiocarbon and Archaeology. Fourth International Symposium. Oxford, 2002. 2004.

УДК: 551.21(571.645)

**КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ЛЬВИНОЙ ПАСТИ
(О. ИТУРУП): СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ**

*А.В. Дегтерев¹, А.В. Рыбин¹, Х.А. Арсланов², И.Г. Коротеев¹, В.Б. Гурьянов¹,
Д.Н. Козлов¹, М.В. Чибисова¹*

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;

² Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
d_a88@mail.ru

Кальдера Львиная Пасть, расположенная в южной части о. Итуруп (Южные Курилы), – одна из самых крупных и, вместе с тем, молодых на Курильских островах. Кальдерная впадина в настоящее время заполнена водами Охотского моря, с которым она соединяется посредством пролива шириной ~ 5 км. В его средней части расположен небольшой скалистый остров – Камень-Лев (абс. выс. – 168 м). В средней части кальдеры глубины варьируют в пределах 400 – 450 м, при максимуме ~ 535 м. В плане она имеет форму эллипса, длинная ось которого вытянута в меридиональном направлении. Его размеры в поперечнике – 7×9 км, площадь кальдерной полости примерно 50 км², что сопоставимо по размерам с такими кальдерами как Санторини (Греция) и Кракатау (Индонезия). Средние отметки высот гребня кальдеры (хр. Безводный) составляют 300 – 400 м, максимальная – 526 м. Внутренние стенки кальдеры крутые, местами вертикальные. В них обнажаются многочисленные потоки лав и пирокластики, почти повсеместно пронизанные дайками основных пород.

Состав пород варьирует от базальтов до дацитов (48.96 – 74.81 SiO₂, 0.32 – 2.27 K₂O), при этом постройка вулкана сложена преимущественно основными вулканитами, в то время как пирокластика кальдерообразующего извержения («толща Рока») имеет кислый состав, что было отмечено всеми исследователями [6–8].

Первые сведения о геологическом строении кальдеры Львиная Пасть содержатся в работе Г.С. Горшкова (1967). По-видимому, он был одним из первых, кто указал на генетическую связь пемзовопирокластических отложений южной части острова с формированием кальдеры Львиная Пасть [3]. Вещественный состав продуктов рассмотрен в [6–8]. В работах [2, 4, 5] приводятся данные о возрасте и объемах кальдерного извержения. В публикации [1] представлены результаты сейсмоакустических исследований, выполненных для района бухты Львиная Пасть.

Ранее считалось, что формирование кальдеры произошло в результате единичного катастрофического эксплозивного извержения. Общий объем выброшенной пирокластики составил, по разным оценкам, от 20 [4, 5] до 25 – 35 км³ [1].

В 2013 г. авторами были проведены комплексные геолого-вулканологические исследования, направленные на изучение последствий кальдерообразующего извержения Львиной Пасть, результаты которых представлены в настоящей публикации. Полученные данные свидетельствуют о том, что на рубеже позднего плейстоцена - раннего голоцена с кальдерой Львиная Пасть ассоциировалось, по крайней мере, два крупных эксплозивных извержения, происходивших последовательно с интервалом в несколько сотен лет.

Основным районом проведения полевых работ была южная часть залива Доброе Начало. Полевые работы включали комплекс геологических исследований, в ходе которых подробно изучались отложения кальдерообразующего извержения, вскрытые в береговых уступах и эрозионных врезках. Общее количество точек наблюдения пирокластических отложений, ассоциирующихся с формированием кальдеры Львиная Пасть, составило не менее 15.

В пределах исследуемого района уверенно выделяется два комплекса пирокластических отложений, каждый из которых отвечает отдельному очень мощному вулканическому

извержению. Им присвоены индексы LP-I и LP-II соответственно. Наличие между ними ярко выраженного хорошо гумусированного горизонта погребенной почвы указывает на то, что извержения произошли с разницей в несколько сотен лет.

Извержение LP-I. Продукты этого извержения представлены отложениями пирокластического потока и тефры. Отложения пирокластического потока залегают непосредственно на поверхности прибрежно-морских отложений, представленных отложениями валунно-галечного материала. Эта толща, вскрываемая в береговых уступах и низовьях ручьев, имеет видимую мощность 0.5 – 3 м и выступает в качестве базисной поверхности для отложений кальдерообразующего извержения Львиной Пасти.

Комплекс отложений извержения LP-I состоит из двух главных единиц: (1) отложения пирокластического потока начальной фазы извержения; (2) отложения тефры конечной фазы извержения.

Единица 1. Отложения пирокластического потока, представлены светло-серым несортированным слабосцементированным обломочным материалом, крупность которого варьирует от алевропелита до крупных глыб размером 10 – 30 см (до 80 см). Отложения, как правило, массивны, признаков какой-либо стратификации не обнаруживают. Ювенильные обломки представлены пемзой. Мощность отложений составляет 5 – 7 м.

Единица 2. Отложения тефры, перекрывающие грубообломочную толщу пирокластического потока, образуют три горизонта различной мощности и крупности – от пепла до вулканического гравия и лапилли.

Отложения тефры перекрываются маломощным (0.5 – 1 см) слоем погребенной почвы, маркирующей перерыв в эруптивной активности этого района. Почва имеет темно-коричневый цвет и достаточно хорошо гумусирована; приблизительное время ее формирования – первые сотни лет. Радиоуглеродное датирование этой почвы, отобранной в точке № 10/13, показало, что она имеет возраст 11450 ± 1670 (ЛУ-7271) лет. Однако небольшое содержание гумуса, значительный по продолжительности доверительный интервал (более 1500 лет) в совокупности с геохронологическими данными по вышележащим отложениям (рис. 1) указывают на то, что реальная дата имеет больший возраст от 12500 до 13000 лет.

Извержение LP-I началось с формирования пирокластических потоков, при этом поступал преимущественно ювенильный материал. После этого произошла серия (не менее 3-х) достаточно мощных взрывов, сопровождавшихся умеренными пеплопадами. Тефра, выброшенная в результате этих эксплозий, содержит значительное количество резургентного материала, свидетельствующее о разрушении подводного канала/жерла в процессе извержения. Однако в целом доля резургентного материала в общем объеме извергнутой пирокластики была незначительной.

Извержение LP-II. Продукты этого извержения также представлены двумя основными фациями – отложениями пирокластических потоков и тефры, но, в отличие от отложений извержения LP-I, они имеют более сложную стратиграфическую последовательность.

Комплекс отложений извержения LP-II включает в себя три основных единицы: (1) отложения тефры начальной фазы извержения; (2) пирокластические потоки плинианской фазы извержения; (3) отложения тефры конечной фазы извержения.

Единица 1. Отложения первой фазы извержения состоят из семи различных по мощности и гранулометрическому составу горизонтов тефры. Их мощность изменяется от 0.5 до 40 см, гранулометрический состав варьирует от алевропелита до лапилли. Первый слой является наиболее мощным (35 – 40 см), он представлен хорошо сортированным очень тонким (алевропелит) пеплом сахарно-белого цвета. Характерная особенность слоя – присутствие аккреционных лапилли размером 0.5 – 0.8 см.

Единица 2. Отложения пирокластических потоков плинианской фазы извержения подразделяются на два подтипа, отличающиеся друг от друга литологическими и текстурными особенностями. Первый подтип – светло-серая массивная неслоистая толща, сложенная разноразмерным, преимущественно мелкообломочным материалом, в котором рассеяны крупные лапилли и вулканические бомбы. Средний размер обломков составляет 5 – 15, максимальный – 30 см, при этом доля крупных обломков относительно невелика. Материал преимуще-

ственно ювенильный, представлен пемзой. В подошве пирокластического потока обнаружены фрагменты стволов сгоревших деревьев (рис. 1). Радиоуглеродное датирование образцов древесных углей показало, что они имеют возраст 12260 ± 220 (ЛУ-7268) и 12360 ± 170 (ЛУ-7269) лет. Мощность отложений этого пирокластического потока составляет 5 – 6 м. Второй подтип представлен светло-серой нестратифицированной толщей, состоящей из обломочного материала различной крупности – от алеврита до крупных бомб. Его характерной особенностью является то, что его отложения являются наименее сортированными из всех ранее рассмотренных. Средний размер обломков, представленных пемзой, составляет 20 – 30, максимальный – 60 см. Мощность отложений варьирует в пределах 5 – 7 м. Также отличительной особенностью этого пирокластического потока является присутствие горизонта мощностью 0.5 – 1 м, обогащенного крупными обломками основных вулканитов резургентной природы. Обломки достаточно крупные, их размер в поперечнике составляет 0.4 – 1 м, при мощности горизонта 0.5 – 1.5 м. Во многих обнажениях этот горизонт имеет линзовидное залегание и значительно изменяет свою мощность от разреза к разрезу. По-видимому, формирования таких горизонтов обогащения произошло в результате дифференциации по удельному весу: при движении пирокластического потока по склонам вулкана, выброшенные в ходе извержения чужеродные вулканиты, обладая большим удельным весом, тонули в пирокластических потоках, состоящих из пористого пемзового материала. Интересно отметить, что аналогичная картина характерна и для отложений пирокластических потоков субкальдерного извержения Хангар [7].

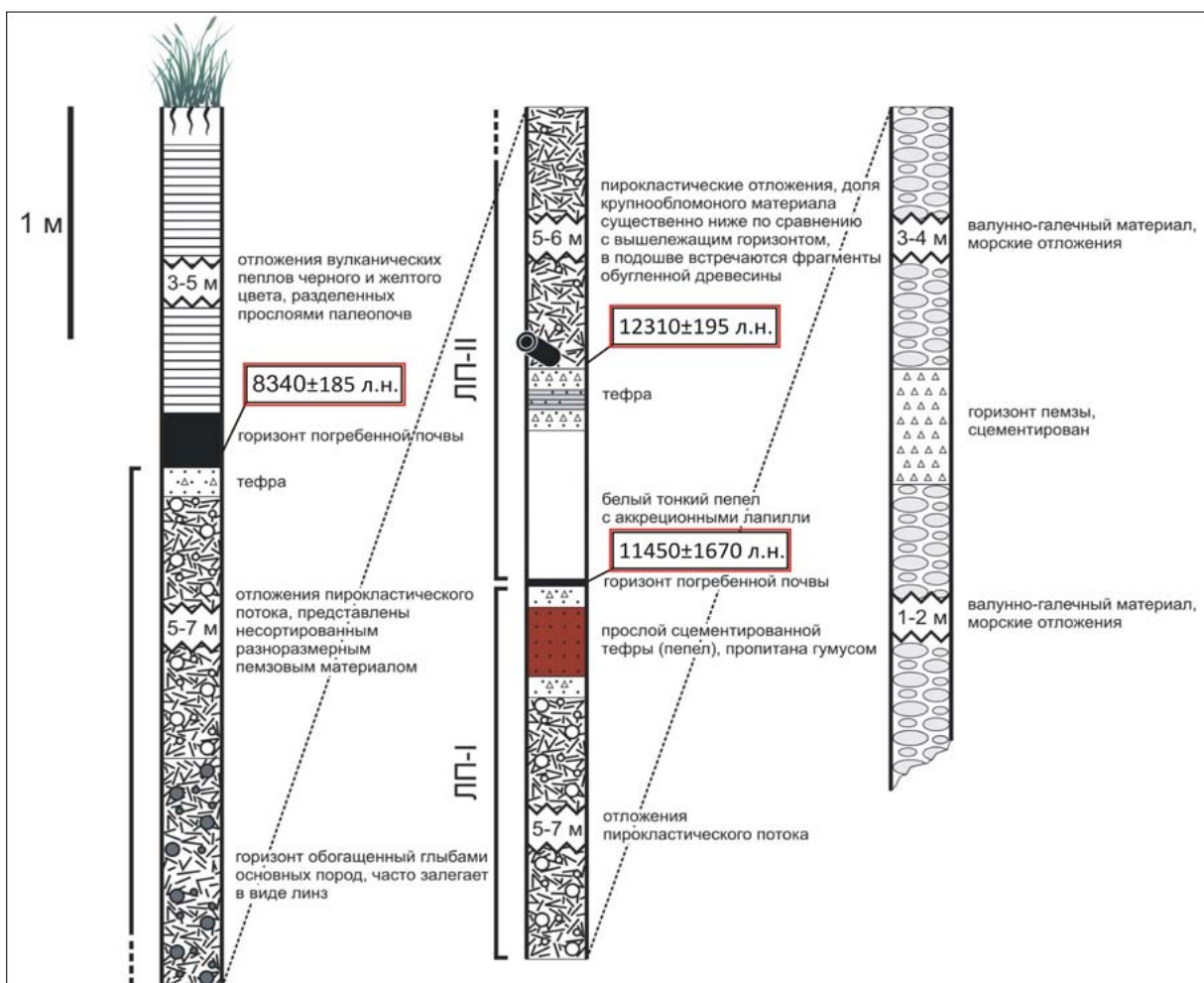


Рис. 1. Сводный разрез пирокластических отложений, ассоциирующихся с образованием кальдеры Львиная Пасть. Радиоуглеродное датирование выполнено в Санкт-Петербургском государственном университете. Калибровка радиоуглеродных датировок осуществлялась в программе CalPal [11].

Единица 3. Тефра конечной фазы извержения представлена слоем грубого пепла и вулканического гравия мощностью 10 – 12 см, который перекрывается горизонтом погребенной почвы. Почва имеет темно-коричневую окраску, мощность ее составляет 15 – 20 см (рис. 1). Радиоуглеродное датирование органического субстрата, выполненное для образцов, отобранных в точках Р61/13 и 11/13, позволило определить их абсолютный возраст, составивший 8570 ± 170 (ЛУ-7266) и 8110 ± 200 (ЛУ-7267) лет, соответственно.

Вышележащие отложения представлены чередующимися горизонтами тефры, преимущественно пеплов, и палеопочв суммарной мощностью около 3 м (рис. 1). Пеплы, судя по их темной окраске и незначительной мощности и крупности, связаны с деятельностью вулкана Атсонупури, расположенного в 12 км к северо-северо-востоку.

Извержение LP-II началось с выброса ювенильной тефры, судя по массивности и значительной мощности пеплового прослоя, он сформировался в результате короткой, но достаточно мощной эксплозии. Отсутствие резургентного материала свидетельствует о том, что подводящий канал был уже достаточно выработан и вулкан представлял собой открытую систему. Присутствие аккреционных лапилли в тефре начальной фазы извержения свидетельствует о том, что эруптивная туча содержала значительное количество водяного пара. После этого произошла серия относительно слабых взрывов – не менее шести. Судя по четко выдержанным границам каждого отдельного горизонта тефры, они происходили с некоторым перерывом. Впоследствии пеплопады сменились формированием пирокластических потоков, ознаменовавших начало плинианской фазы извержения. Последовательное усиление его интенсивности маркируется в разрезе по характеру смены облика отложений пирокластических потоков – от более сортированных и мелкообломочных к менее сортированным и крупнообломочным. Заключительная фаза извержения завершилась небольшой, вероятно, одиночной эксплозией.

Проведенные исследования показывают, что на рубеже позднего плейстоцена-раннего голоцена с вулканом Львиная Пасть ассоциировалось два крупных эксплозивных извержения: ~ 13000 и ~ 12300 л.н., соответственно. Каждое из них по своему типу было плинианским и сопровождалось массовым выбросом кислой пирокластики. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что формирование кальдеры происходило последовательно в два этапа. В определенной степени это подтверждается геофизическими исследованиями, выполненными ранее [1]. В то же время не исключено, что каждое из этих извержений привело к образованию отдельной кальдеры, вложенной в предыдущую.

Важно отметить, что рассматриваемые вулканические события LP-I и LP-II, произошедшие с разницей всего несколько сотен лет, оказали существенное влияние на природную среду в региональном и, возможно, глобальном масштабе. В пределах южной части о. Итуруп, оказавшейся погребенной под многометровыми толщами пирокластики, произошла полная перестройка ландшафтной структуры на площади более чем 100 км². Значительному воздействию подверглись зоны наиболее интенсивных пеплопадов. Принимая во внимание неординарность каждого из этих извержений (VEI = 6) уместно предположить большое количество летучих, в т.ч. сульфатных аэрозолей, поступивших в атмосферу и поднятых на значительную высоту, что могло оказать определенное влияние на климат.

Авторы благодарны А.Н. Кораблеву за помощь в проведении полевых работ на о. Итуруп.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44-53.
2. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5-32.
3. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
4. Грабков В.К. Новые данные о геологическом строении о. Итуруп // ДАН СССР. 1973. Т. 212, № 6. С. 1409-1412.
5. Камчатка, Курильские и Командорские острова / отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 528 с.
6. Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Геолого-петрографическая характеристика четвертичных лав кальдерных вулканов Курильских островов // Вулканические и вулкано-плутонические комплексы Востока Азии: тр. Второго Дальневосточного петрографического совещания. Владивосток, 1976. С. 45-53.
7. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И. и др. Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский «маар», Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 3-24.
8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
9. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцене-голоцене. Владивосток: Дальнаука, 2006. 374 с.
10. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.
11. Weninger B., Joris O. Glacial Radiocarbon Calibration: The CalPal Program // Radiocarbon and Archaeology. Proceedings of the Fourth International Symposium, Oxford, 2002 / eds. Higham Th., Bronk Ramsey C., Owen Cl. Oxford University School of Archaeology Monograph 62, 2004. P. 9-15.

УДК 551.21

КАРТА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ОПАСНОСТИ ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА (ОСТРОВ КУНАШИР)

В.А. Ермаков

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
ermak@ifz.ru

В начале работы автор коротко прокомментирует схему тектонического районирования острова (рис. 1), показывающую как положение вулканов оказывается связанным с высотой и положением его фундамента. А.Е. Святловский (1974) ввел в вулканологию представление о геоморфологическом уровне вулканических извержений (ГУВИ), который во многом определяет вулканическую активность. ГУВИ Кунашира на период формирования плато ($\leq 2,3$ млн. л.) не превышал 100 м, доступных для подъема базальтовых магм. Выше этого уровня, и до современных высот плато на горстовом поднятии хр. Докучаева (800 – 1000 м), вулканическая активность в какой-то момент времени прекратилась и сменилась тектоническим поднятием. Та же энергия реализуется другим способом, хотя возможно, что поднятие стало испытывать влияние сжатия. Поднятие того же типа (блок II), но с меньшими высотами (200 м), контролирует вулкан Менделеева, который после продолжительной эволюции (в виде в. Мечникова) сменил регулярную активность вулканического или стромболианского типа на экструзивную, катастрофическую. Эти извержения более редки, но значительно более энергоемкие. По соотношению тех же параметров вулкан Головнина более опасен, чем вулкан Менделеева; его морфологическая емкость далеко не достигнута, кроме того, он расположен на активном разломе между блоками IIА и IV. Вулкан Головнина с его значительным кальдерным озером потенциально опасен извержениями горячих лахаров. Вулкан Тятя на СВ острова занимает часть прибрежной рифтовой долины (блок V). Он превзошел значение своей морфологической емкости (по Ритману, 1964) и долгое время будет находиться в метастабильном состоянии с активностью вулканического типа и с образованием эксцентрических кратеров на склонах и по их периферии.

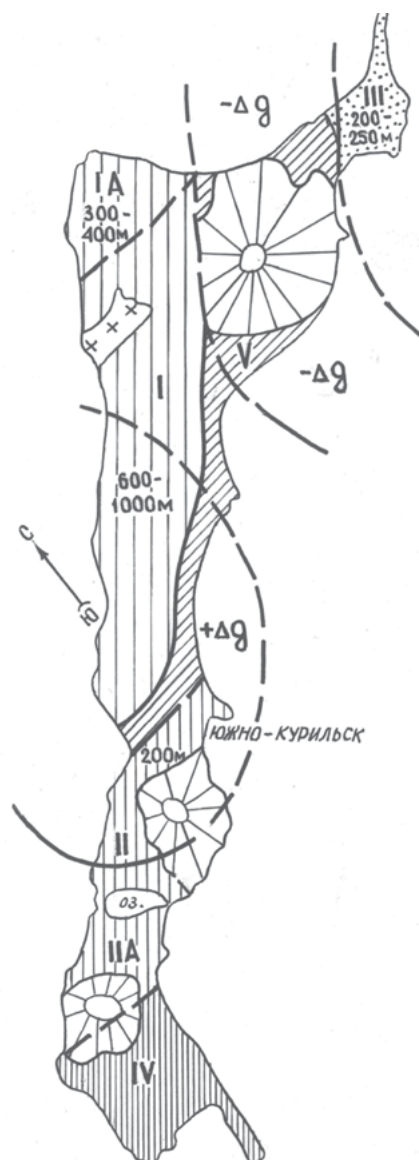


Рис. 1. Схема тектонического районирования о. Кунашир.

Система линейных горстовых поднятий: I- хребет Докучаева, IA – локальный блок Руруй; II-III – блоки умеренных поднятий (II – Столбчатый, IIА –Третьяковский, III – п-ова Ловцова); IV- метастабильный блок (Головнинский); V – прибрежный грабен.

Жирным незамкнутым контуром показаны локальные аномалии силы тяжести.
Цифрами показаны абсолютные высоты отдельных блоков.

Вероятно, что эта рифтовая долина соответствует напряжениям растяжения, которые оказывают влияние и на подъем хр. Докучаева (при вероятном влиянии компенсационного сжатия).

На рис. 2 приводится карта потенциальной опасности вулкана Менделеева, составленная в подлиннике в масштабе 1:25000. Вулкан располагается вблизи населенных пунктов Южно-Курильск и Горячий пляж, в которых проживает большая часть населения острова Кунашир. Карта предназначена для информирования населения и администрации об угрозах, для рационального планирования районов проживания и хозяйственной деятельности и для проведения мобилизационных мероприятий в случае катастрофы. На карте выделены: 1) источники опасности, 2) области опасности различной степени: повышенной, пониженной, наименьшей. Источников опасности два: один – хорошо известный ранее, – кратерная зона вулкана Менделеева, закупоренная центральной экструзией Тетра, второй – выделенная нами впервые, геотермальная кольцевая структура Пороховая Бочка (далее ПБ), вероятно расположенная над апофизом магматического очага.

Степень вулканической опасности и радиус опасной зоны определяется силой и типом извержения и в немалой степени зависит от рельефа местности, времени года и направления ветра. Виды вулканической опасности могут быть следующими (в порядке уменьшения опасности): 1. Направленные взрывы. 2. Пирокластические потоки (раскаленные лавины). 3. Палящие тучи, газовые выбросы. 4. Грязекаменные потоки (обвалы и лахары). 5. Выпадение пепла и лапиллей. 6. Лавовые потоки. 7. Оползни, обвалы. Некоторые из перечисленных видов взаимосвязаны: мощные взрывы сопровождаются излиянием раскаленных пирокластических потоков, которые порождают образование лахаров при таянии заснеженных склонов или при движении по водным системам. Выброс больших объемов пепла происходит при сильных взрывах.

В связи с отсутствием в настоящее время каких-либо постоянных наблюдений за активностью вулкана, необходимо обратить особое внимание на структуру ПБ, извержение которой может быть столь непредсказуемым, столь и мощным. При извержениях такого типа обычно образуются кальдеры, т.е. происходят максимальные разрушения.

Только площади пониженной опасности могут быть объектом долговременной хозяйственной деятельности. Из площадей пониженной опасности наиболее уязвима площадь г. Южно-Курильск; которая открыта воздействию направленных взрывов из обоих источников. Расстояние до города от кратера влк. Менделеева – 9 – 10 км, почти в 5 раз меньше того, которое характеризует удаленность сильных взрывных воздействий при современных извержениях камчатских вулканов. Выделенные на схеме площади наименьшей опасности обусловлены рельефом местности и экранирующим действием массива г. Отдельная. Участки безопасности и эвакуации населения находятся в «тени» от сильных взрывных воздействий обоих источников. Знаки небольшой опасности на карте имеют информационный характер.

Приведенные нами [1] 8 возрастных датировок катастрофических событий на влк. Менделеева не исчерпывают всех событий такого рода и нуждаются в пополнении, а некоторые – в повторном исследовании. Из трех последних дат значение 4220 лет назад связывают с внедрением наиболее молодого купола Дацитовый. Это достаточно большой срок для вероятного повторения события. Предвестниками сильных событий могут быть следующие явления: 1) вулкано-тектонические землетрясения и усиливающаяся роевая сейсмичность непосредственно в районе вулкана; 2) деформации земной коры: поднятия, оседания, наклоны земной поверхности, образование трещин; 3) аномальные изменения магнитного, электрического и гравитационного полей, аномальные акустические явления; 4) изменения температуры, состава, расхода, режима газовых и термальных источников. В обоих названных источниках опасности пароксизмальные взрывы будут направленными, что обусловлено рельефом кратерных или разломных зон; их направление показано на карте. Однако если взрыв из кратерного источника будет иметь угол к горизонту не более 70°, то в ПБ взрыв будет ближе к вертикальному; соответственно во втором случае экранирующая роль г. Отдельная будет не столь велика. Высоты переемычки хребта с запада составляют 200-250 м, а высота центров взрыва (минимальная) – 300-500м.

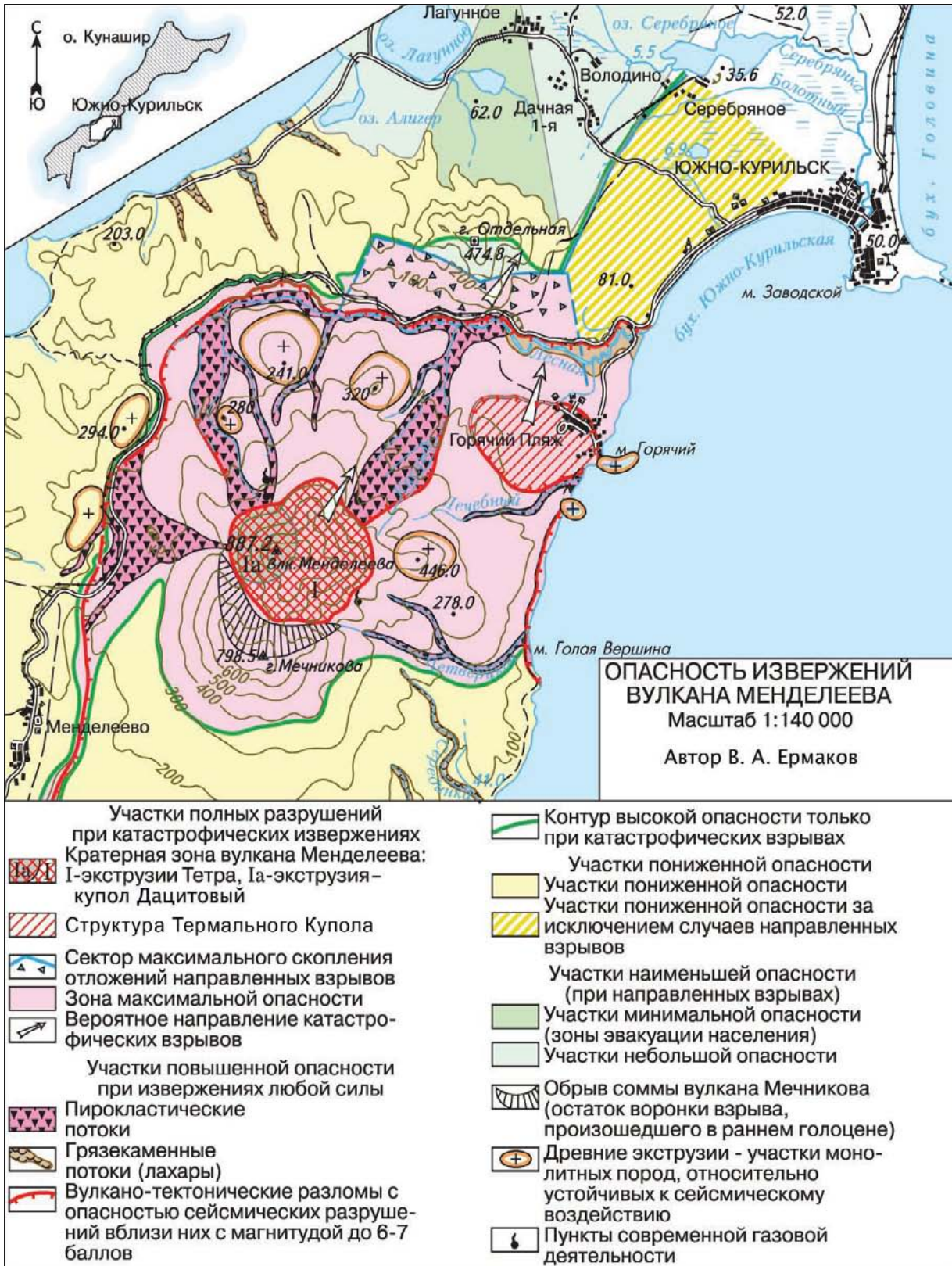


Рис. 2. Карта потенциальной опасности вулкана Менделеева (остров Кунашир).

Отсюда следует, что в секторе между м. Столбчатый и г. Отдельной охотоморский хребет окажется в области поражения. На всей площади пониженной опасности могут происходить обильные пеплопады. Более подробные сведения с предложенной нами схемой взаимодействия вулканологов с администрацией предложены в работе (Ермаков и др., 2011). Необходимо обратить внимание местных властей на то, что автомобильная дорога, связывающая город с аэропортом Менделеево, при катастрофических взрывах на большом протяжении будет перекрыта и разрушена, хотя сам аэропорт находится в относительно безопасной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ермаков В.А., Абдурахманов А.И., Ермаков А. В., Семакин В.П., Штейнберг Г.С. Вулканическое районирование: геологические основы и прогноз опасности (на примере вулкана Менделеева о. Кунашир). М.: Мордвинцев, 2011. 200 с.
2. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 438 с.
3. Святловский А.Е. Структурная вулканология. М.: Недра, 1974. 234 с.

УДК 556.31+551.21

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

В.В. Ершов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
v.ershov@imgg.ru

Помимо разнообразных типов минеральных и термальных источников в Сахалинской области имеются также такие интересные объекты сосредоточенной разгрузки геофлюидов как грязевые вулканы. Несмотря на то, что гидрохимические исследования грязевых вулканов в различных регионах мира проводились многими учеными [2-5, 12-14, 16], вопросы генезиса и последующей эволюции сопочных вод пока изучены недостаточно. Отметим также, что для упомянутых исследований характерно проведение разовых/единичных опробований, что не позволяет судить об интенсивности и причинах изменчивости гидрохимических показателей.

Вариации состава грязевулканических вод во времени могут быть обусловлены изменениями режима питания вулкана, что, в свою очередь, может быть вызвано усилением или ослаблением активности вулкана в силу разных причин (в частности, под влиянием региональной сейсмичности). Такое предположение высказано, например, в работах [2, 3], где указано, что для вод более активных грязевых вулканов наблюдается повышенное содержание гидрокарбонат-иона и многих микроэлементов (B, Cs, Rb и др.), а также увеличение коэффициента rNa/rCl (с 1–1.3 до 3–4.6).

В пределах одного и того же грязевого вулкана грифоны могут выносить на поверхность воды различных генетических типов. Такая особенность отмечается, например, для Азербайджана или Керченско-Таманской грязевулканической провинции [10, 11]. Это принято объяснять залеганием корней грифонов на разных глубинах в нижних структурных этажах, то есть наличием нескольких подводящих каналов и нескольких питающих резервуаров в пределах одного вулкана.

Основным объектом настоящих исследований является Южно-Сахалинский грязевой вулкан – один из наиболее крупных и активных вулканов о-ва Сахалин. С 2009 г. нами проводятся режимные наблюдения за деятельностью этого вулкана с отбором проб сопочных вод. До этого гидрохимические исследования проводились здесь только в 50-х и 70-х гг. прошлого века [1, 3, 8, 9]. По результатам проведенных режимных наблюдений сделана оценка пространственно-временных нестабильностей изотопных и химических характеристик вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана. С помощью различных известных гидрохимических геотермометров [15] – Na-K, K-Mg, Li-Mg, Na-Li, Na-K-Ca, Na-K-Mg, Na-K-Ca-Mg, SiO_2 – сделаны оценки температуры формирования этих вод. Результаты расчетов по разным геотермометрам отличаются. Тем не менее, они позволяют судить о некоторой типичной температуре/глубине генерации сопочных вод. Используя термодинамические данные из работы [6], рассчитаны индексы насыщения исследуемых вод по некоторым карбонатным минералам – кальциту, сидериту, родохрозиту, магнезиту, доломиту, витериту и стронцианиту. Наш интерес к этим минералам обусловлен тем, что, согласно работе [7], карбонаты являются основными аутигенными минералами для сопочной брекчии Южно-Сахалинского грязевого вулкана. Следовательно, в грязевулканическом канале должны складываться благоприятные условия для вторичного переотложения карбонатных минералов. Используя полученные данные по изотопному составу ($\delta^{18}O$, δD) вод Южно-Сахалинского грязевого вулкана, сделана оценка доли метеорных вод, участвующих в питании вулкана на современном этапе его деятельности.

Обобщение и анализ гидрохимических данных выполнены в рамках гранта РФФИ (инициативный проект № 15-05-01768).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрогеология СССР. Том XXIV. Остров Сахалин / под ред. Е.Г. Чаповского, О.В. Равдоникас. М.: Недра, 1972. 344 с.
2. Лагунова И.А. О генезисе бора в водах грязевых вулканов // Советская геология. 1975. № 1. С. 147-152.
3. Лагунова И.А., Гемп С.Д. Гидрогеохимические особенности грязевых вулканов // Советская геология. 1978. № 8. С. 108-124.
4. Лаврушин В.Ю., Корф А., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2002. С. 147-182.
5. Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е. и др. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 1. С. 3-29.
6. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М., 1971. 239 с.
7. Сорочинская А.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. и др. Геохимические и минералогические особенности грязевых вулканов о. Сахалин // Вестник ДВО РАН. 2008. № 4. С. 58-65.
8. Чернышевская З.А. О грязевых вулканах в южной части Сахалина // Труды СахКНИИ СО АН СССР. Южно-Сахалинск, 1958. Вып. 6. С. 118-130.
9. Шилов В.Н., Захарова М.А., Ильев А.Я., Подзорнов А.В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. // Труды СахКНИИ СО АН СССР. 1961. Вып. 10. С. 83-99.
10. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Кубаньгеология, 2006. 176 с.
11. Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 167 с.
12. Dia A.N., Castrec-Rouelle M., Boulegue J., Comeau P. Trinidad mud volcanoes: Where do the expelled fluids come from? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. Vol. 63. P. 1023-1038.
13. Liu C.C., Jean J.S., Nath B. et al. Geochemical characteristics of the fluids and muds from two southern Taiwan mud volcanoes: Implications for water-sediment interaction and groundwater arsenic enrichment // *Applied Geochemistry*. 2009. Vol. 24. P. 1793-1802.
14. Planke S., Svensen H., Hovland M. et al. Mud and fluid migration in active mud volcanoes in Azerbaijan // *Geo-Marine Letter*. 2003. Vol. 23. P. 258-268.
15. Verma S.P., Pandarinath K., Santoyo E. SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields // *Geothermics*. 2008. Vol. 37. P. 597-621.
16. You C.F., Gieskes J.M., Lee T. et al. Geochemistry of mud volcano fluids in the Taiwan accretionary prism // *Applied Geochemistry*. 2004. Vol. 19. P. 695-707.

УДК 551.23(571.645)

ДАЧНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Р.В. Жарков

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
rafael_zharkov@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Дачное месторождение углекислых кремнистых гидротерм расположено в долине ручья Надежда, правого притока реки Высокотравной, в 3,5 км к северо-западу от места ее впадения в залив Касатка и в 6 км к северо-западу от аэропорта «Буревестник» (о. Итуруп, Южные Курильские острова).

История исследования источников Дачные отечественными учеными начинается с 1950-х гг. В 1951 г. один из источников этой группы был обследован Л.Е. Михайловым. В 1953 г. источники изучались В.В. Ивановым, в 1958 г. – О.К. Калишевичем, в 1962 г. – В.Е. Бевзом. По химическому составу Дачные источники В.В. Иванов относил к углекислым, среднеминерализованным, нейтральным, хлоридно-гидрокарбонатным натриевым и рассматривал их как весьма близкий аналог воды «Ессентуки-4». Дополнительные лечебные свойства этим водам придает очень высокое содержание метакремниевой кислоты, а также их повышенная температура, в связи с чем В.В. Иванов рекомендовал организовать бутылочный розлив минеральной воды. [1]

Учитывая перспективы использования гидротерм на участке Дачное в 1979 г. начаты планомерные гидрогеологические работы, к 1987 году было пробурено 8 поисковых скважин, которые охарактеризовали преимущественно водоносный комплекс отложений парусной свиты плиоцена. Скважины 1, 2, 5, 6, 7 вскрыли углекислые термоминеральные воды. Скважины 3, 4, 8 находятся вне зоны распространения углекислых вод. Естественные ресурсы термоминеральных вод участка Дачное, характеризующие прогнозные ресурсы категории Р, ориентировочно оценены в количестве 14900 м³/сут, в том числе эксплуатационные запасы углекислых кремнистых терм категории С₂ на площади разгрузки термоминеральных источников Дачные в долине руч. Надежда – 2290 м³/сут [3].

С 1990-х гг. сведений в научной литературе о гидротермах Дачного месторождения не было. В 2013-2014 г. сотрудниками ИМГиГ ДВО РАН были проведены работы по оценке современных физико-химических параметров термальных вод и перспектив их использования в бальнеотерапии [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время в долине ручья Надежда имеется несколько низкотемпературных малодобитных термальных источников. В районе источников, описанных В.В. Ивановым, действуют скважины 5 и 6. В 400 м выше по течению, на левобережной террасе руч. Надежда, сохранилась скважина с температурой гидротерм 43 - 44°C. Вода этой скважины используется местными жителями для купаний: здесь оборудованы две чугунные ванны, в которые по желобу стекает вода из скважины.

Скважина 6 находится в 30 м от ручья Надежда, примерно в 1,2 км выше его впадения в реку Высокотравная. Излив воды осуществляется из обсадной трубы, которая выступает из грунта на 15 см (рис. 1). Скважина обильно изливается и интенсивно газифицируется. Температура воды составляет 33°C, рН 6,5, дебит – около 3 л/с. От скважины отходит труба, подводящая воду в контейнер, который местные жители иногда используют для купаний. Термальная

вода, изливающаяся из скважины, дает начало ручейку, впадающему в руч. Надежда. По химическому составу вода относится к маломинерализованным ($M = 4.9 \text{ г/дм}^3$), хлоридно-гидрокарбонатным натриевым гидротермам с высоким содержанием метакремниевой кислоты. В воде присутствуют микрокомпоненты (мг/дм^3): Al – 0,076; Ba – 0,119; Be < 0,00014; B – 8,4; Br – 8,4; Bi < 0,001; V < 0,001; W < 0,05; Fe^{2+3+} – 0,31; I < 0,181; Cd < 0,0001; Co < 0,005; Li – 2,52; Mn – 0,19; Cu < 0,001; Mo < 0,04; As – 0,091; Ni < 0,001; Hg – 0,00001; Pb < 0,001; Se – 0,00026; Ag < 0,005; Sr – 1,46; Sb < 0,005; U < 0,002; PO_4^{3-} < 0,25; F < 0,1; Cr < 0,01; CN < 0,01; Zn – 0,005; CO_2 – 281; $\text{C}_{\text{орг}}$ – 3,4; фенол < 0,0005; АПАВ < 0,01. Показатели органического загрязнения: O_2 – 16,3; нефтепродукты – 0,0153 мг/дм^3 . В составе выделяющихся газов преобладает углекислый газ (93%), содержание азота – 6%. По изотопному составу водорода и кислорода ($\delta D = -58.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -7.5\text{‰}$) термы скважины близки к метеорным водам.



Рис. 1. Скважина 6 в долине ручья Надежда.

Скважина 5 находится на первой надпойменной террасе, в 15 м восточнее скважины 6. В настоящее время на месте скважины находится затопленный поступающей водой котлован размером $3.5 \times 3.5 \text{ м}$, который образовался из-за обвала обсадки скважины. В образовавшемся озерце наблюдается активное поступление термальной воды и выделение газов. Температура воды составляет $23 - 28^\circ\text{C}$, pH 7.0, дебит – 40-50 л/мин. Поступающая из озерца термальная вода образовала небольшой ручеек, который стекает в ручей Надежда.

Вода скважины маломинерализованная ($M = 4.9 \text{ г/дм}^3$), хлоридно-гидрокарбонатная натриевая, кремнистая, нейтральная (pH – 7.0). В воде присутствуют микрокомпоненты (мг/дм^3): Al – 2,1; Ba – 0,104; Be < 0,0001; B – 9,6; Br – 13,4; Bi < 0,001; V < 0,001; W < 0,05; Fe^{2+3+} – 6,6; I < 0,370; Cd < 0,0001; Co < 0,005; Li – 2,42; Mn – 0,144; Cu < 0,001; Mo < 0,04; As – 0,128; Ni < 0,001; Hg – 0,00001; Pb < 0,001; Se – 0,00026; Ag < 0,005; Sr – 0,56; Sb < 0,005; U < 0,002; PO_4^{3-} < 0,25; F – 7,5; Cr < 0,01; CN < 0,01; Zn – 0,005; CO_2 – 281; $\text{C}_{\text{орг}}$ – 38; фенол < 0,0005; АПАВ < 0,01. Показатели органического загрязнения: O_2 – 17,1; нефтепродукты – 0,03 мг/дм^3 . По изотопному составу водорода и кислорода ($\delta D = -63.2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -8.7\text{‰}$) термы скважины 5 близки к метеорным водам.

В 2013 году во Владивостокском филиале ФГБУ «ДНЦ ФПД» СО РАМН – НИИ медицинской климатологии и восстановительного лечения были проведены бальнеологические экспертизы гидротерм скважин 5 и 6 с целью их типизации и последующей рекомендации по внутреннему и наружному применению [2]. По рекомендациям специалистов данную воду необходимо выделить в самостоятельный гидрохимический тип при внутреннем применении. Самыми близкими аналогами Дачной лечебно-столовой воды является Азовский и Сочинский гидрохимические типы XXVIIIa группы минеральных вод в ГОСТ Р 54316-2011 «Воды минеральные природные питьевые» Национального стандарта РФ. Дачные гидротермы соответствуют Единым санитарно-эпидемиологическим и гигиеническим требованиям к товарам, подлежащим санитарно-эпидемиологическому надзору (контролю) (раздел 9, 21 глава II), кроме показателей органического загрязнения O_2 – 16-17 мг O_2 /дм³.

Бутилированная хлоридно-гидрокарбонатная натриевая вода скважин 5 и 6 должна соответствовать следующим пределам:

Минерализация	4-6 г/дм ³ ;
Сульфат-ион SO_4^{2-}	менее 100 мг/дм ³ ;
Хлорид-ион Cl^-	1000-2000 мг/дм ³ (60-80 мг-экв%);
Гидрокарбонат-ион	1500-3000 мг/дм ³ (20-40 мг-экв%);
Кальций Ca^{2+}	100-200 мг/дм ³ ;
Натрий +Калий ($Na^+ + K^+$)	1000-2000 мг/дм ³ (70-80 мг-экв%);
Магний Mg^{2+}	100-200 мг/дм ³ ;
Метакремниевая кислота	> 50 мг/дм ³ ;
Окисляемость O_2	3 мг O_2 /л.

После приведения в норму органических загрязнений (окисляемость перманганатная) вода может применяться в лечебно-профилактических целях для питьевого внутреннего применения как минеральная лечебно-столовая вода при болезни пищевода, хроническом гастрите с нормальной, повышенной и пониженной секреторной функцией желудка, язвенной болезни желудка и 12-перстной кишки, болезни кишечника, болезни печени, желчного пузыря и желчевыводящих путей, хроническом панкреатите, нарушении органов пищеварения после оперативного вмешательства, болезни обмена веществ, болезни мочевыводящих путей.

Наружное применение гидротерм Дачного месторождения рекомендовано, по аналогии с азотно-метановыми термальными водами, в виде ванн при лечении и профилактики заболеваний опорно-двигательного аппарата, нарушений обмена веществ, болезнях сердечно-сосудистой, нервной систем, гинекологических заболеваниях и хронических заболеваниях кожи, ожогах.

Для правильного внутреннего использования гидротерм Дачного месторождения в 2014 году были проведены экспериментально-клинические исследования в клинике Владивостокского филиала ФГБУ «ДНЦ ФПД» СО РАМН – НИИ медицинской климатологии и восстановительного лечения (г. Владивосток). При внутреннем приеме минеральные воды могут оказывать различный по степени выраженности лечебный эффект, обусловленный ее общей минерализацией, физико-химическим и ионно-солевым составом, наличием газов, специфических компонентов и органических веществ. В терапевтическом действии минеральных вод ведущее место отводится электролитному составу минеральной воды. Экспериментально-клиническими исследованиями показано, что минеральные воды при заболеваниях печени и желчевыводящих путей улучшают дезинтоксикационную и белоксинтетическую функции печени, стимулируют процессы желчеобразования и желчеотделения, нормализуют липидный, углеводный и белковый обмен.

В клинических исследованиях приняли участие 32 человека в возрасте от 24 до 65 лет с заболеваниями гепатобилиарной системы. Материалом клинического исследования служили данные субъективного и объективного обследования пациентов, разработанная анкета на выявление заболеваний билиарного тракта, протоколы ультразвукового исследования,

сыворотка крови. После обследования пациентам назначали минеральную воду комнатной температуры по 200 мл за 1 час до приема пищи 3 раза в день. Курс лечения составил 14 дней. Анализ полученных после курса лечения данных показал, что под действием минеральной воды у 88 % пациентов отмечалась позитивная динамика клинических симптомов, функции желчного пузыря, показателей функционального состояния печени и липидного обмена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дачное месторождение углекислых кремнистых гидротерм на острове Итуруп является уникальным природным объектом для Курильских островов. Это единственное место на островах, где имеются естественные выходы термальных вод с содержанием углекислого газа более 90%. Физико-химические свойства этих гидротерм позволяют использовать их в бальнеотерапии как для наружного, так и для внутреннего применения. Термальная углекислая маломинерализованная, хлоридно-гидрокарбонатная натриевая, кремнистая лечебно-столовая вода месторождения «Дачное» при внутреннем применении у пациентов с заболеваниями билиарного тракта оказывает гипохолестеринемическое, гепатопротекторное, холеретическое и прокинетическое действие. Установленная бальнеотерапевтическая эффективность лечебно-столовой воды месторождения «Дачное» (о. Итуруп) позволяет рекомендовать ее использованию в первичной и вторичной профилактике заболеваний желчного пузыря и желчевыводящих путей, нарушений липидного обмена в лечебно-профилактических учреждениях санаторного и амбулаторно-поликлинического типа. Результаты клинических испытаний позволяют рекомендовать данную лечебно-столовую воду для бутылирования. Кроме этого, возможно строительство небольшой водолечебницы либо на самом месторождении, но при условии значительных вложений в обустройство подъездной дороги, либо на побережье залива Касатка с подведением гидротерм с помощью водовода длиной около 3.5 километров.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-00544 «Современная фумарольная и гидротермальная активность вулканов Южных Курильских островов» и государственных контрактов 2013-2014 гг. с Министерством здравоохранения Сахалинской области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.
2. Оказание услуг по созданию кадастра рекреационных ресурсов, проведение комплексного исследования и производства работ в области разведки и использования имеющихся природных ресурсов Сахалинской области: отчет о научно-исследовательской работе / исполн.: Жарков Р.В. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2014. 268 с. Инв. №3664 (фонды ИМГиГ ДВО РАН).
3. Современная изученность гидротермоминеральных ресурсов Сахалина и Курильских островов и перспективы их использования в народном хозяйстве: геологический отчет за 1990-1991 гг. / исполн.: Розорителева Т.С., Прядко В.Е., Спалито Е.Л. Южно-Сахалинск: Сахалингеология, 1991. 895 с. Инв. №461852 (Росгеолфонд, Центральное фондохранилище).

УДК 551.21+556(571.645)

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ГЕНЕЗИС И МОРФОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КРАТЕРНОГО ОЗЕРА КРАСИВОЕ (КАЛЬДЕРА УРБИЧ, О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ О-ВА)

Д.Н. Козлов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
kozlovdn@bk.ru

Вулканические кратерные озера достаточно хорошо изучены во многих районах мира [18 – 30]. Отечественными учеными детально изучена морфология двух кратерных озер полуострова Камчатка – Курильского [4] и Карымского [16]. В пределах Курильской островной дуги в рейсах НИС «Вулканолог» и НИС «Пегас» проведены комплексные исследования затопленных кальдер Львиная Пасть на о. Итуруп [5, 13, 14, 15], Горшкова и Внешней кальдеры Горшкова [1, 2, 5, 8, 9], кальдеры у о. Онекотан [3]. С борта моторной лодки обследован кратер вулкана Ушишир (о. Янкича) – бухта Кратерная [2, 6, 7]. Начиная с 2005 г. сахалинские вулканологи изучают уникальные, труднодоступные вулканические кратерные озера Курильских островов при помощи современной высокоточной методики эхолокационной съемки с синхронной спутниковой привязкой по профилю [12].

В июне-июле 2014 года вулканологический отряд ИМГиГ ДВО РАН под руководством к.г.-м.н. Рыбина А.В. проводил комплексные геолого-геоморфологические исследования на о. Итуруп. Одним из объектов исследования являлась кальдера Урбич – центральная часть сложного вулканического массива Рокко. Относительный возраст кальдеры оценивается как межледниковый [11, 17], диаметр по гребню составляет около 6 км, а по основанию – около 9 км. Наивысшая точка гребня кальдеры – гора Клинок (745 м). В котловине кальдеры расположено труднодоступное и до сих пор не исследованное геоморфологами вулканическое озеро Красивое (рис. 1, 2). По генезису озеро Красивое относится к типу вулканических кратерных озер. Максимальная длина озера с северо-востока на юго-запад составляет 3 км, максимальная ширина – 2,45 км, длина береговой линии – 9,35 км, площадь зеркала – 5,8 км², относительная высота зеркала озера над уровнем моря – 82 м. В юго-восточной части из озера в Тихий океан вытекает единственная река Урумбет, протяженностью 3,45 км.

Ввиду того, что этот труднодоступный объект оставался практически не исследованным, были сформулированы задачи:

1. провести обследование и профилирование озера Красивое, доставив в кальдеру эхолокационное и навигационное оборудование;
2. провести интерпретацию данных и охарактеризовать донный рельеф озера, выявить особенности залегания донных отложений;
3. провести поиск подводных термальных аномалий.

Обследование и профилирование озера велось в течение двух дней при помощи эхолота Lowrance 527 CDF iGPS на частоте 200 kHz с синхронной спутниковой привязкой по профилю. Было получено 10 профилей общей протяженностью около 15 км, а после их обработки была проведена выборка значений координат и соответствующих им глубин, состоящая из 17100 значений. На основе этих данных была построена батиметрическая схема котловины (рис. 3) и ее 3D-модель.

Судя по схеме, днище котловины озера имеет чашеобразную форму, вытянутую с запада на восток. По нашим данным максимальная глубина озера составляет 49,5 м. Река Урумбет, соединяющая озеро с океаном, по всей видимости, проходит по разлому, про-

стирающемуся с запада на восток. Этот разлом в значительной степени формирует облик дна котловины, которое к настоящему времени достаточно сильно отnivelировано донными осадками. По неоднородности затухания сигнала на эхолотных профилях можно судить об особенностях верхнего слоя донных осадков, предположительно сформировавшихся в голоцене. Мощность этого слоя составляет в среднем 12-14 м, она увеличивается неравномерно, в соответствии с чашеобразной формой котловины, нарастая от берегов к центру озера. На профилях видно достаточно четкое отчленение твердых обломочных пород, слагающих внутренние склоны кальдеры от осадочного чехла. Кроме этого, в некоторых местах кальдеры, были обнаружены дайки, окаймляющие подводную часть склонов котловины. Дайки представляют собой четкую акустическую брешь, выражены в рельефе дна и прорезают осадочную толщу по всей ее мощности, однако встречаются на дне они не часто. В пределах дна котловины отсутствует газогидротермальная активность, что подтверждается отсутствием на эхограммах характерных «газовых факелов». В пользу такого утверждения говорит и тот факт, что озеро населяет самая многочисленная популяция нерки Южных Курильских островов [10]. Таким образом, при помощи высокоточной современной методики была получена детальная информация о строении котловины озера Красивое, выявлены специфические геоморфологические особенности данного вулканического водоема, а так же составлена его батиметрическая схема.

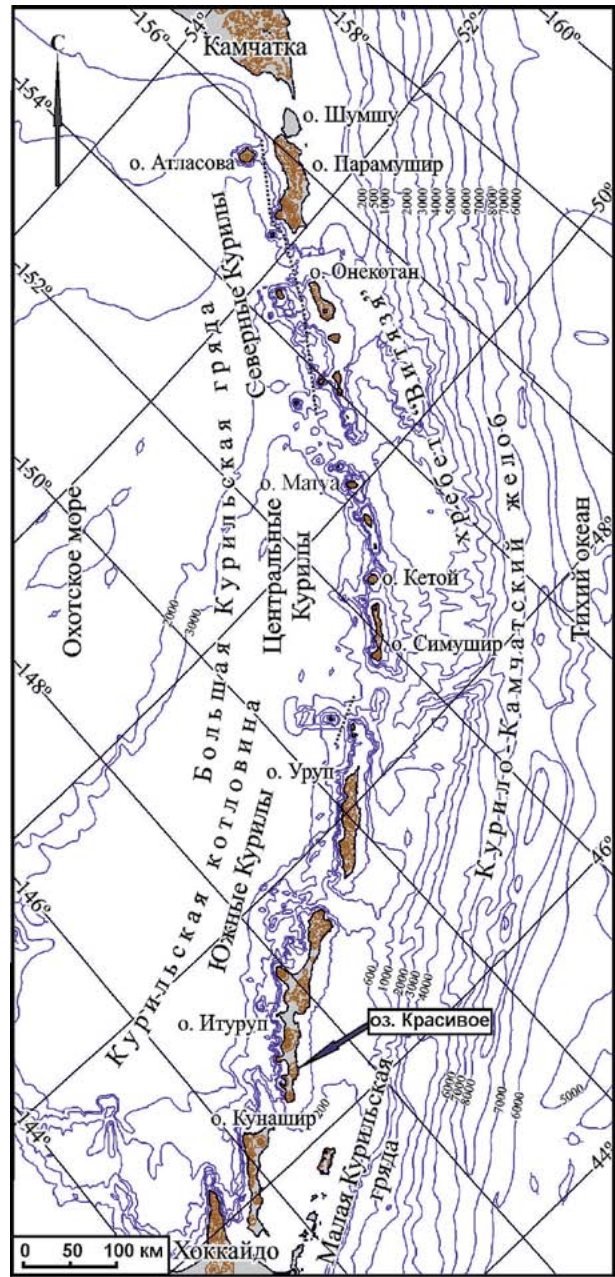


Рис. 1. Схема расположения района исследования и озера Красивое.



Рис. 2. Вид на озеро Красивое с южного берега. Фото автора.

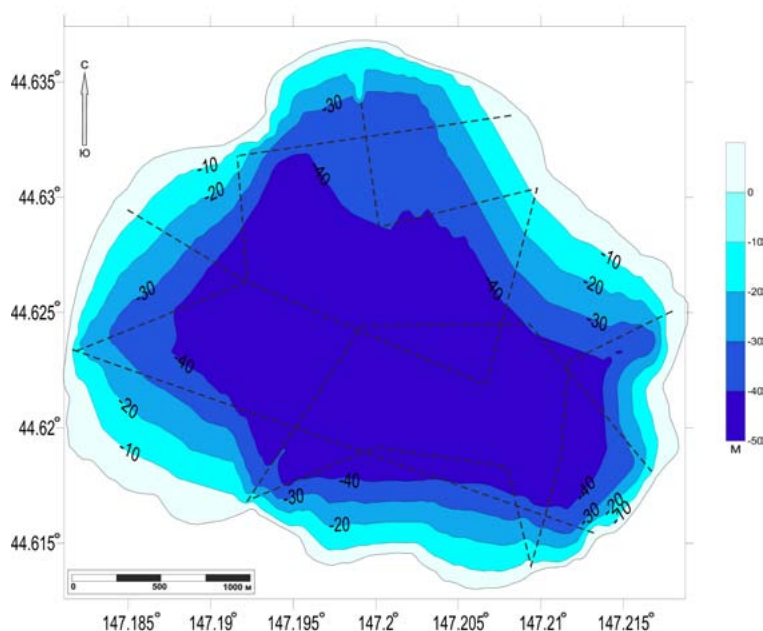


Рис. 3. Батиметрическая схема вулканического озера Красивое.
Пунктиром обозначены галсы эхолотной съемки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аносов Г.И., Аргентов В.В., Абдурахманов А.И. и др. Глубинное строение кальдеры Горшкова (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 28-34.
2. Бондаренко В.И. Строение вулканической бухты Кратерная (Курильские острова) по данным сейсмоакустических исследований // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 96-101.
3. Бондаренко В.И. Новая подводная кальдера у о-ва Онекотан (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 92-95.
4. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования оз. Курильского // Вулканология и сейсмология. 1990. № 4. С. 92-111.
5. Бондаренко В.И. Сейсмоакустические исследования кальдеры Львиная Пасть // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 44-53.
6. Бондаренко В.И. Новые данные о строении о-вов Ушишир (Средние Курилы) // Мелководные газогадротермы и экосистема бух. Кратерной (вулкан Ушишир, Курильские острова). Книга 1: Функциональные характеристики. Часть 1. Владивосток, 1991. С. 5-12.
7. Бондаренко В.И., Гавриленко Г.М., Сазонов А.П. Морские вулканологические исследования бухты Кратерной // Биология моря. 1989. № 3. С.19-28.
8. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35-51.
9. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. О возможной подводной вулканической активности в районе островов Черные Братья (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 2. С. 80-88.
10. Бугаев В.Ф., Кириченко В.Е. 2008. Нагульно-нерестовые озера азиатской нерки (включая некоторые другие водоемы ареала) // Петропавловск-Камчатский: Изд-во «Камчатпресс». 280 с.
11. Камчатка, Курильские и Командорские острова / отв. ред. И.В. Лучицкий. М.: Наука, 1974. 528 с.

12. Козлов Д.Н. Особенности морфологии кратерных озер Курильских островов: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25 / ФГБОУ ВПО «РГПУ им. А. И. Герцена». Санкт-Петербург, 2013. 24 с.
13. Ломтев В.Л. Экструзии юга Охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // Геология и разведка. 2008. № 4. С. 72-75.
14. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Экструзии (плюмы) Охотской окраины Курильской дуги близ кальдеры Львиная Пасть (о-в Итуруп) // Литосфера. 2008. № 1. С. 124-132.
15. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / отв. ред. академик Ю.А. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
16. Ушаков С.В., Фазлуллин С.М. Морфометрические исследования Карымского озера // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С.132-141.
17. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.
18. Aeschbach-Hertig W., Hofer M., Schmid M. et al. The physical structure and dynamics of a deep, meromictic crater lake (Lac Pavin, France) // Hydrobiologia. 2002. Vol. 487. P. 111-136.
19. Beck Chr., P. Van Rensbergen, De Batist M. et al. The Late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): an overview from two seismic-reflection surveys // Journal of Paleolimnology. 2001. Vol. 25. P. 149-161.
20. Brothers D.S., Kent G.M., Driscoll N.W. et al. New Constraints on Deformation, Slip Rate, and Timing of the Most Recent Earthquake on the West Tahoe–Dollar Point Fault, Lake Tahoe Basin, California // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. Vol. 99, № 2A. P. 499-519.
21. Diaconu D.C., Mailat E. Complex study of the lacustrine ecosystems of Mohoş Swamp // Lakes, reservoirs and ponds. 2010. Vol. 4(1). P. 70-78.
22. Huguen C., Foucher J.P., Mascle J. et al. Menes caldera, a highly active site of brine seepage in the Eastern Mediterranean sea: «In situ» observations from the NAUTINIL expedition (2003) // Marine Geology. 2009. Vol. 261. P. 138-152.
23. Kazmierczak J., Kempe S. Genuine modern analogues of Precambrian stromatolites from caldera lakes of Niuafou Island, Tonga // Naturwissenschaften. 2006. Vol. 93. P. 119-126.
24. Kazmierczak J., Kempe S., Kremer B. et al. Hydrochemistry and microbialites of the alkaline crater lake Alchichica, Mexico // Facies. 2011. Vol. 57. P. 543-570.
25. Legesse D., Vallet-Coulomb Chr., Gasse F. Analysis of the hydrological response of a tropical terminal lake, Lake Abiyata (Main Ethiopian Rift Valley) to changes in climate and human activities // Hydrological processes. 2004. Vol. 18. P. 487-2004.
26. Moernaut J., Verschuren D., Charlet F. et al. The seismic-stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa: Hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140 kyr // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 290. P. 214-223.
27. Morgan L.A., Shanks P., Lovalvo D et al. The Floor of Yellowstone Lake is Anything but Quiet! New Discoveries in Lake Mapping // Yellowstone Science 2003. Vol. 11, № 2. P. 15-30.
28. Rodriguez-Rodriguez M., Moreno-Ostos E., De Vicente I. et al. Thermal structure and energy budget in a small high mountain lake: La Caldera, Sierra Nevada, Spain // New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research. 2004. Vol. 38. P. 879-894.
29. Takano B., Suzuki K., Sugimori K. et al. Bathymetric and geochemical investigation of Kawah Ijen Crater Lake, East Java, Indonesia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2004. Vol. 135. P. 299-329.
30. Tamura Y., Tani K., Ishizuka O. et al. Are Arc Basalts Dry, Wet, or Both Evidence from the Sumisu Caldera Volcano, Izu-Bonin Arc, Japan // Journal of Petrology. 2005. Vol. 46, № 9. P. 1769-1803.

УДК 551.23(571.645)

СОВРЕМЕННАЯ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В КАЛЬДЕРЕ ГОЛОВНИНА (О. КУНАШИР, КУРИЛЬСКИЕ О-ВА)

Д.Н. Козлов, Р.В. Жарков

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
kozlovdn@bk.ru

25 августа 2014 года в ИМГиГ ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск) поступило сообщение от сотрудников заповедника «Курильский» о существенном повышении активности вулкана Головнина, а именно – об образовании новых пульсирующих источников («гейзеров») на внешних склонах вулканической постройки, излияниях жидкой серы и увеличении активности в районе вулканического озера Кипящее. В этот же день было принято решение об экстренной командировке сотрудников лаборатории вулканологии и вулканопасности ИМГиГ ДВО РАН на о. Кунашир, с целью исследования современного состояния вулкана и возможного усиления его активности.

Кальдера Головнина расположена на юге острова Кунашир (рис. 1), диаметр ее основания более 10 км, диаметр по гребню около 4.5 км, а наивысшая точка имеет абсолютную отметку 547 м. В центральной части кальдеры находятся два экструзивных купола андезидацитового состава: Центральный Восточный и Центральный Западный. Схожие купола расположены в северо-западной части кальдеры (Подушечный) и в ее юго-восточной части (Крутой) [5, 8]. На отдельных участках дна кальдеры проявляется постоянная сольфатарная деятельность с температурой сольфатар около 101°C. Последнее проявление эруптивной деятельности в кальдере было связано с фреатическим взрывом, образовавшим кратер, заполненный озером Кипящее. Образование этой воронки произошло около 1000 л.н. [7]. Детальное изучение продуктов фреатического извержения показало, что объем выброшенного материала составляет 0.00241 км³, что почти совпало с объемом воронки озера равным 0.00245 км³, это подтверждает, что воронка озера была образована фреатическим извержением [10]. Воронка фреатического взрыва, заполненная озером Кипящее, врезана в озерные отложения и южную часть экструзивного купола Центральный Восточный. По нашим данным высота кромки кратера от 140 до 195 м над уровнем моря, средняя глубина кратера – 30 м. Максимальная глубина озера, по данным А.В. Зотова с соавторами [2], составляла 17 м, а по нашим данным [3, 4] – 16 м, площадь – 0.33 км². Температура воды в районе выходов термальных вод не превышает 95°C, температура поверхности в других частях озера варьирует от 30 до 60°C [1]. Северная часть кальдеры

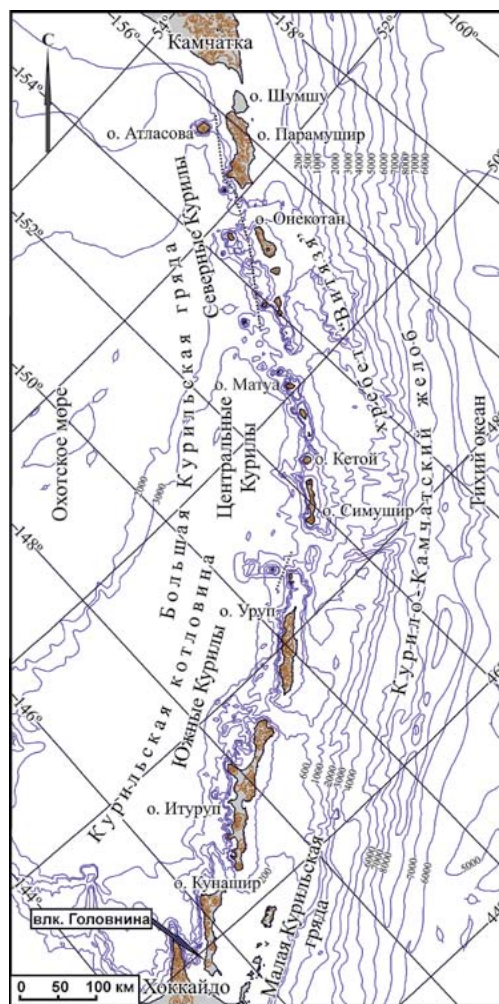


Рис. 1. Схема расположения района исследования и вулкана Головнина

Головнина занята озером Горячее. В настоящее время озеро занимает 3.1 км², что составляет 1/3 площади дна кальдеры, оно сообщается с Охотским морем ручьем Озерный.

В кальдере Головнина вулканологами был проведен ряд работ, включающий замеры температуры и pH, отбор проб термальных вод и сольфатарных газов, дистанционная инфракрасная съемка термальных проявлений и поиск термоаномалий. Помимо этого в разных частях кальдеры была произведена установка автономных температурных датчиков, с помощью которых возможна запись температур сольфатарных полей и газогидротерм в течение одного года. Нами были обследованы и подробно описаны следующие сольфатарные поля и газогидротермальные проявления: Центральное Восточное, Центральное Западное, Черепаховое, Безымянное, Набоковское и Подводное сольфатарные поля внутри кальдеры, Внешнее сольфатарное поле и Алехинские источники на внешнем склоне кальдеры. Так же обследовались вулканические кратерные озера Горячее и Кипящее (рис. 2, 3).

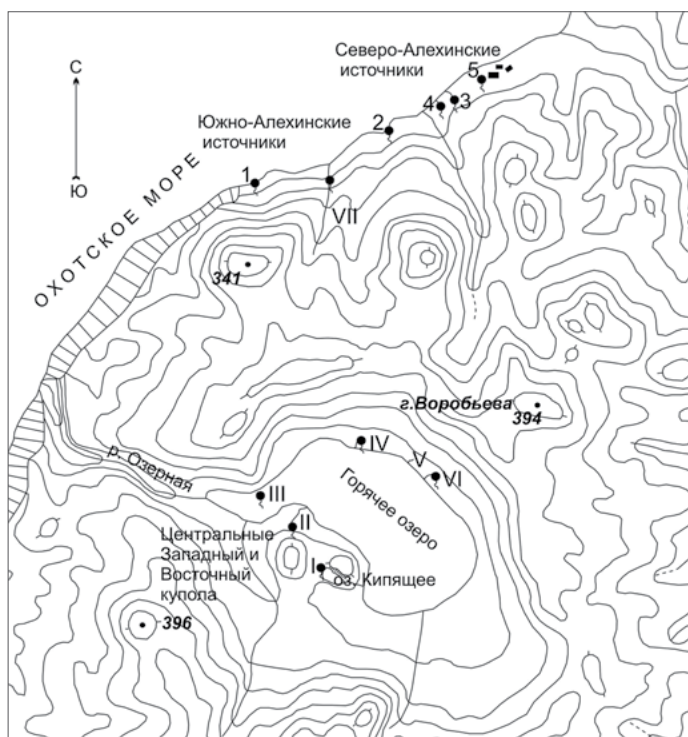


Рис. 2. Схема термальных проявлений вулкана Головнина. Сольфатарные поля: I - Центральное Восточное; II - Центральное Западное; III - Подводное; IV - Безымянное; V - Набоковское; VI - Черепаховое; VII - Внешнее. Алехинские термальные источники: 1 - Известный; 2 - Тройной; 3 - Орлиный; 4 - Завальный; 5 - Банный.

Центральное Восточное сольфатарное поле находится у подножья южного склона Центрального Восточного купола. Все газовые выходы и термальные источники расположены по берегам Кипящего озера и под водой, в прибрежной его части, таким образом размер поля около 330 x 190 м. Здесь выделяется пять групп сольфатар с выходами термальных источников, которых насчитывается здесь около двадцати. Температура источников варьирует от 60°C до 95°C, химический состав их вод резко различается даже внутри группы: от субнейтральных и слабощелочных (pH=6-8.5), гидрокарбонатно-сульфатных натриево-кальциевых до кислых (pH=2-2.5), сульфатных натриевых. В газовом составе термальных источников преобладают CO₂ и H₂S (общая сумма 55%), 42% газов приходится на азот и редкие газы. Сольфатары этого поля имеют иной газовый состав (CO₂ - 52%, H₂S - 45% [6] и температура их значительно выше (до 100° С). Кислые (pH=2.5), хлоридно-сульфатные натриевые воды озера Кипящего нагреты в местах выхода сольфатар до 90°C. В центральной части озера находится довольно большая воронка глубиной до 16 м к которой приурочены интенсивные выходы газа, хорошо видимые на поверхности в тихую безветренную погоду.

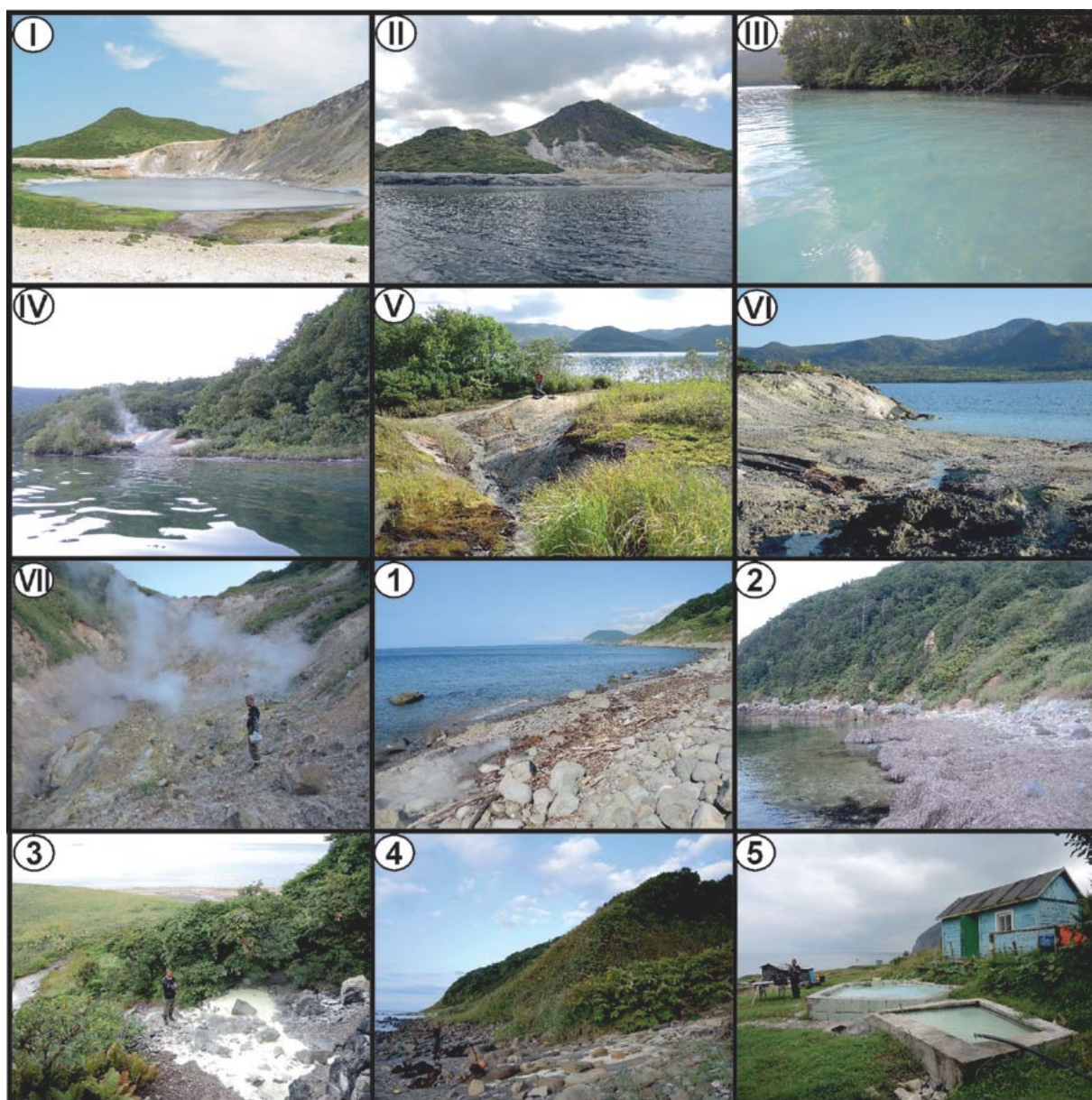


Рис. 3. Фотографии термальных проявлений вулкана Головнина. Сольфатарные поля: I - Центральное Восточное; II - Центральное Западное; III - Подводное; IV - Безымянное; V - Набоковское; VI - Черепаховое; VII - Внешнее. Алехинские термальные источники: 1 - Известный; 2 - Тройной; 3 - Орлиный; 4 - Завальный; 5 - Банный.

Во время перехода на надувной лодке от протоки из оз. Горячее к Центральному Западному сольфатарному полю нами была обнаружена ранее не известная подводная сольфатарная площадка, приуроченная к восточному склону Центрального Восточного купола. Она находится в 50 м к востоку от уреза воды и представляет собой акваторию, протяженностью около 30 м, усеянную множеством поднимающихся со дна газовых струй. Для более детального описания этого сольфатарного поля потребуется организация высокоточного эхолокационного обследования данного участка дна озера.

Центральное Западное сольфатарное поле расположено на западном берегу оз. Горячее и имеет размеры около 200 x 80 м. Сольфатарная деятельность проявляется в виде выходов газовых струй и лишь в нижней части поля, в нескольких десятках метров от Горячего озера, из небольшой трещины вытекает совсем небольшой, но очень горячий ручеек с температурой до 98° С. Вода ручейка представляет естественный конденсат сольфатарных паров и относится к ультракислым (рН=2.0), сульфатно-хлоридным кальциево-натриевым термам. Сольфатары

Центрального Западного поля самые высокотемпературные на вулкане - до 101°C. По газовому составу [6] они схожи с сольфатарами Центрального Восточного поля, только углекислый газ и сероводород содержатся в равных пропорциях (по 48%). Главная особенность состава воды оз. Горячего - резкая стратификация с обособлением поверхностного слоя мощностью 10 - 12 м. Верхний слой характеризуется сравнительно высокой температурой (17-18°C). Воды озера кислые (рН=2.5), сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые. Нижний слой, вплоть до дна, характеризуется постоянной температурой (8-9°C). Граница между двумя слоями довольно резкая - все изменения происходят на протяжении не более 5 м [2].

Сольфатары Черепяхового поля довольно интенсивно действуют в северо-восточной части озера Горячее, где они приурочены к гидротермально измененным породам, расположенным на площадке диаметром около 50 м. Температура источников достигает 80°C, рН=2.3. По химическому составу это сульфатные кальциево-натриевые воды со средней минерализацией. Сольфатары Черепяхового сольфатарного поля нагреты до 98°C и являются углекислыми (содержание CO_2 - 94% [6]) с относительно небольшим содержанием метана (до 1.7%). Здесь же можно выделить небольшое подводное сольфатарное поле, где с глубины 50-60 см выделяется газ, локально нагревающий воду озера до 30°C.

Безымянное сольфатарное поле расположено на северном берегу Горячего озера. Выходы сольфатар сконцентрированы в двух пунктах: непосредственно на берегу озера и в нескольких десятках метров от него. Это сольфатарное поле особенно характерно развитием грязевых котлов. На протяжении 50 м вдоль небольшого ручья расположено 6 «кипящих» грязевых котлов с температурой до 89°C и рН=3.4. В русле ручья и на возвышенных участках многочисленны выходы газов с температурой 100-101°C.

Набоковское сольфатарное поле имеет размеры 30 x 10 м и расположено на северо-восточном берегу Горячего озера. Здесь имеется 4 малодобитных источника с температурой 38-52°C и рН=6.0. Источники находятся на стадии угасания.

Подводное сольфатарное поле расположено в северо-западной прибрежной части озера на подводном склоне Подушечного купола. Оно занимает площадку 50 x 15 м, с которой поднимаются многочисленные струйки газа. Газы содержат среди преобладающих паров воды и углекислого газа значительное количество хлоридных и сернистых газов [6]. Температура воды здесь относительно не высокая – около 20.5°C, рН=3.6.

Алехинские термальные источники находятся в пределах постройки вулкана Головнина. Исследование этих термальных источников началось в ноябре 2003 года и продолжается нами до сих пор. Мы отобрали пробы воды наиболее крупных выходов термальных вод, произвели замеры температуры и рН всех крупных источников и паровых выходов. В августе 2005 года совместно с сотрудниками ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) проводился отбор термальной воды на содержание микрокомпонентов и изотопный состав, замеры основных физико-химических параметров источников.

Выходы термальных вод приурочены к Внешнему куполу вулкана Головнина. Алехинские источники принято разделять на две группы: Северную и Южную. Северо-Алехинские термальные источники находятся в районе бывшего пос. Алехино на охотоморском побережье острова. Дебит этих источников около 1.5 л/сек, а температура колеблется в пределах 45-55°C. Кислотность вод у источников различная (рН=3.5-6.2). Воды источников углекислые, сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые (табл. 1).

Таблица 1 Химический состав термальных вод Алехинских источников (в мг/л)

Название источника	Южно-Алехинская группа		Северо-Алехинская группа		
	Известный	Тройной	Орлиный	Завальный	Баный
T° C	53.0	53.5	53.3	44.0	54.8
рН	7.3	3.3	3.7	3.6	6.2
Na+	50.0	148.0	106.0	108.0	156.1
K+	1.6	8.6	9.2	7.4	6.3

Продолжение таблицы 1.

Название источника	Южно-Алехинская группа		Северо-Алехинская группа		
	Известный	Тройной	Орлиный	Завальный	Баный
NH ₄ ⁺	0.5	1.0	1.2	0.9	0.8
Ca ²⁺	65.1	95.2	200.0	90.2	204.6
Mg ²⁺	9.1	-	9.1	6.1	26.0
Fe ²⁺	0.3	0.4	0.5	1.5	0.4
Fe ³⁺	0.05	0.1	0.1	0.2	-
Al ³⁺	-	0.8	0.3	0.4	-
H ⁺	-	3.3	2.8	4.1	-
Σ катионов	126.6	254.1	329.2	218.8	394.2
Cl ⁻	35.5	183.0	119.0	152.0	191.0
SO ₄ ²⁻	60.90	377.0	629.0	340.0	602.0
NO ₃ ⁻	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
NO ₂ ⁻	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
HCO ₃ ⁻	245.0	-	-	-	54.9
Σ анионов	341.4	560.0	748.0	492.0	847.9
SiO ₂	90.5	51.0	36.5	45.5	42.5
TDS	558.5	868.4	1113.8	756.3	1284.6

Южно-Алехинская группа источников находится юго-западнее и вытянута по побережью на 1.5 км. Температура источников в северной части группы от 50 до 65°C, pH=3.3-4.2. Воды сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава (табл. 1). В руслах этих источников происходит отложение серы.

В средней части группы в пределах приливно-отливной полосы выходят струи пара с температурой до 110°C, этот участок схож с «Горячим Парком» Нескученских источников, где из-под галечника также интенсивно выходит пар. Крайний южный источник группы – источник Известный - имеет температуру 53°C, pH=7.3. Воды источника гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые (табл. 1). По химическому и газовому составу, по развитым в русле термофильным водорослям этот источник схож со многими источниками Нескученской группы. Содержание микроэлементов в термах Алехинских источников приведено в табл. 2. Анализ состава газов кислых Алехинских источников [6] показал преобладание CO₂ (до 77%) и N₂ с редкими газами (21%), в субнейтральных источниках преобладает азот. Изотопный состав кислорода и водорода азотных и углекислых Алехинских термальных источников (азотные δD= -63‰, δ18O = -10.3‰; углекислые δD= -69‰, δ18O = -10‰) близок к метеорным водам [9].

Внешнее сольфатарное поле, в соответствии с названием, расположено на северном склоне кальдерной постройки, в 500 м от устья безымянного ручья, стекающего по склону Внешнего купола в Охотское море. Поле вытянуто вдоль ручья почти на 200 м с севера на юг, при этом ширина его составляет около 100 м. Практически вся центральная часть сольфатарного поля усеяна кипящими источниками, фумаролами и небольшими грязевыми выходами имеющими температуры до 98°C, pH=3.85. С поверхности поля поднимается густой парогазовый шлейф высотой до 50 м.

Таким образом, исследование, проведенное в кальдере Головнина, на ее внешних склонах и периферии вулканической постройки показали:

- температурный режим сольфатарных полей и термальных источников кальдеры Головнина не претерпел каких-либо существенных изменений;

- количество сольфатарных полей и их границы не изменились;
- интенсивность парогазовых струй и гидротерм осталась прежней;
- на охотоморском склоне вулкана обнаружены недавно сошедшие оползни и обвалы.
- пульсирующие источники на внешнем склоне вулкана существовали ранее, они находятся на берегу моря по оси Внешнего сольфатарного поля и были описаны нами в 2005 и 2013 г.;

- Излияния серы на внешнем склоне отсутствуют, а по указанным координатам находится описанный и известный ранее источник Тройной (Алехинская группа), в пределах которого (как и на других источниках группы) распространены термофильные водоросли и натечные образования характерного светло-зеленого и желтоватого цветов.

Помимо этого, по данным сейсмостанции Южно-Курильска, в период с 20 августа по 2 сентября 2014 г. в районе вулкана Головнина отсутствовали значимые сейсмические события. На основании таких данных можно сделать предварительные выводы о том, что вулкан Головнина находится в стадии умеренной поствулканической активности. По-видимому, в последнее время не происходило существенного усиления или ослабления активности, однако, для более точных выводов необходима организация непрерывных комплексных геолого-геофизических работ и установка телеметрического оборудования.

Таблица 2. Содержание микроэлементов (в мкг/л) в Алехинских источниках: 1 – Известный; 2 – Тройной; 3 – Орлиный; 4 – Завальный.

	1	2	3	4
Ge	0.7311	3.0420	2.0990	1.9090
Br	59.4500	300.400	188.1000	202.6000
Mo	0.1955	0.1506	0.1632	0.1397
Sb	0.0871	0.0000	0.1317	0.1051
I	29.5800	102.1000	38.1900	56.2600
Li	6.8050	111.8000	85.8500	118.1000
Be	0.0000	0.0823	0.0924	0.0883
Sc	3.6940	2.4760	2.1580	2.5330
V	7.4140	2.0360	0.6605	2.3650
Cr	1.3090	0.9838	0.3543	0.5099
Mn	2.6520	417.0000	424.0000	387.2000
Co	0.0043	0.0121	0.0535	0.0571
Ni	0.7196	0.5715	1.4290	0.6197
Cu	2.7920	6.3760	5.8110	5.8930
Zn	0.0000	17.8400	9.0380	17.4000
Ga	0.0131	1.3980	0.8568	1.2790
As	2.4980	21.4500	27.4000	19.0100
Se	0.1052	0.6466	0.7308	0.5984
Rb	2.6230	16.7900	13.6700	14.0300
Sr	95.0800	171.2000	273.4000	138.4000
Y	0.0101	1.4980	1.3540	1.3760
Ag	0.1473	0.0000	0.0647	0.0000
Cd	0.0280	0.0249	0.0384	0.0239
In	0.0021	0.0023	0.0021	0.0024
Cs	1.0650	15.3400	9.6910	11.5600
Ba	3.8670	26.3400	21.5200	23.8700
La	0.0140	0.1906	0.7843	0.1386
Ce	0.0230	0.1352	0.1251	0.1617
Pr	0.0181	0.0391	0.0351	0.0423

Продолжение таблицы 2.

	1	2	3	4
Nd	0.0217	0.1213	0.1133	0.1404
Sm	0.0535	0.0957	0.0995	0.1064
Eu	0.0372	0.0757	0.0767	0.0702
Gd	0.0385	0.2304	0.2304	0.2114
Tb	0.0348	0.0780	0.0755	0.0790
Dy	0.0519	0.3744	0.3664	0.343
Ho	0.0682	0.1358	0.1289	0.1316
Er	0.0612	0.2636	0.2291	0.2418
Tm	0.0550	0.0833	0.0787	0.0792
Yb	0.0626	0.2175	0.1893	0.2065
Lu	0.0581	0.0785	0.0760	0.0774
Hg	0.2565	0.2520	0.2744	0.2610
Tl	0.0240	0.0325	0.0213	0.0271
Pb	0.0563	7.5200	30.0000	4.7250
Bi	0.0498	0.0512	0.0531	0.0520
Th	0.2187	0.2216	0.2220	0.2212

ЛИТЕРАТУРА

1. Жарков Р.В. Типы термальных вод Южных Курил и севера Сахалина и их влияние на ландшафты: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Хабаровск, 2008. 26 с.
2. Зотов А.В., Сорокин В.И., Никитина И.Б. Некоторые особенности современной гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Головнина (о-в Кунашир) // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 54-68.
3. Козлов Д.Н., Белоусов А.Б. Современные методы исследований внутрикальдерных озер активных вулканов (на примере вулкана Головнина, о. Кунашир, Курильские о-ва) // Матлы XIII научного совещания географов Сибири и Дальнего Востока, Иркутск, 2007 г. Т. 1. Иркутск, 2007. С. 142-144.
4. Козлов Д.Н. Особенности морфологии кратерных озер Курильских островов: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25 / ФГБОУ ВПО «РГПУ им. А. И. Герцена». Санкт-Петербург, 2013. 24 с.
5. Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир // Тр. лаб. вулканологии. 1959. Вып. № 17. С. 43-51.
6. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.
7. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцен-голоцене. Владивосток: Дальнаука, 2006. 247 с.
8. Федорченко В.И. Основные этапы послекальдерного периода формирования вулкана Головнина (о. Кунашир) // Тр. СахКНИИ. 1962. Вып. № 12. С. 127-141.
9. Чешко А.Л. Формирование основных типов термальных вод Курило-Камчатского региона по данным изотопных исследований // Геохимия. 1994. №7. С. 988-1000.
10. D.N. Kozlov; A.B. Belousov. Hydrothermal eruption – the most probable scenario of volcanic disaster in the Golovnvina Caldera, Kunashir Island, Southern Kuriles // 5th Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kuril-Kamchatka-Aleutian Arcs (JKASP-5) and International Volcanological Field School for Graduate Students 2006. P. 140-141.

ВЛИЯНИЕ ЗОН АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ НА СТРУКТУРУ КОРЫ ДРЕВЕСНЫХ РАСТЕНИЙ

А.В. Копанина

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
a.kopanina@imgg.ru

Одним из мощных преобразователей геологической среды и природы в целом, а также климатических условий в региональном и планетарном масштабах, является деятельность магматических вулканов. Влияние вулканической деятельности на ландшафты, растительность, флору, растительный организм и его отдельные системы – интересное и сложное природное явление, многие аспекты которого до сих пор остаются неисследованными. Проявления современных вулканических процессов, трансформирующих в различной степени природную среду довольно разнообразны – это эксплозивная и эффузивная деятельность, сопровождающаяся пирокластическими и лавовыми потоками, пеплопадами, гидротермальная и фумарольная активность, лахары, сухие речки, грязевые потоки и прочие.

На территории России Охотский регион, включающий Курильские острова и полуостров Камчатка, является единственным и уникальным регионом, где активные геодинамические процессы Земли выражены столь ярко в деятельности магматических вулканов. Вопросы влияния современной активности магматических вулканов на генезис, динамику и историю формирования флоры, растительности Камчатки и Курильских островов являются предметом активных научных исследований уже на протяжении не одного десятилетия и насчитывают сотни научных публикаций.

Вопросы влияния вулканических газов и геохимических условий субстратов газогидротермальных выходов, эксплозивных извержений, сопровождающихся пеплопадами, лавовыми потоками, на внутреннюю структуру сосудистых растений освещены в литературе крайне слабо. В фундаментальной монографии Ю.И. Манько, А.Н. Сидельникова [5] впервые обобщен мировой опыт исследований по влиянию вулканизма на флору, растительность и ландшафты.

В тоже время примеры сравнительно-анатомического исследования структуры стебля древесных растений, произрастающих в условиях воздействия вулканической активности на территории Курильских островов, в мировой практике отсутствуют. В работе F.H. Schweingruber [11], посвященной исследованиям древесины и влиянию на ее структуру внутренних (физиологических) факторов и эколого-фитоценологических условий, есть указание на публикации по обсуждаемой проблематике. Автор отмечает, что в литературе есть данные о влиянии геофизических явлений на древесные растения, в том числе вулканической деятельности с позиций дендрохронологии. Как отмечает F.H. Schweingruber, по материалам литературного обзора Grissino-Meyer's, основанного на более 100 дендрохронологических работах, разработана классификация эффектов от воздействия деятельности вулканов. Структурные изменения вторичной ксилемы в результате воздействия вулканов выражены в формировании узких годовичных колец, узкой поздней древесины и ложных годовичных колец. Описаны физиологические эффекты, выраженные особенностями структуры древесины нескольких лиственных деревьев на деятельность вулкана Hudson на юге Чили. Типичная реакция древесины деревьев, переживших извержение вулкана: наличие экстремально узких годовичных колец прироста, внезапных фаз редукции роста, уменьшение толщины клеточных стенок и увеличение доли паренхимы в поздней древесине. Особое внимание в этом плане заслуживает ряд фундаментальных монографий. В работе Sh. Carlquist [7] выполнен анализ и обобщение эколого-функциональной организации вторичной ксилемы и

ее отдельных структурных элементов, описаны микроструктурные аномалии и отклонения от нормальной структуры вторичной ксилемы тропических растений. В монографии Т. Melvin и М.Н. Zimmermann [10] проведено исследование механизма восходящего ксилемного тока с функциональных и структурных подходов. В последние годы появляются работы, в которых выявляются адаптационные стратегии в формировании древесины в экстремальных природных условиях. Е.С. Чавчавадзе и О.Ю. Сизоненко [6] показаны структурные перестройки в ювенильной и дефинитивной ксилеме как адаптации в экстремальных условиях среды.

Отдельное направление эколого-анатомических исследований активно развивающееся в последние годы – исследование камбиальной активности в связи с различной влагообеспеченностью тропических растений [9]. Еще одно направление экологической анатомии растений, имеющее ключевое значение в изучение причин и путей структурной адаптации древесных растений – это исследование структурных аномалий стебля древесных растений. К настоящему времени научная литература, посвященная аномальному росту растений, в том числе древесных, насчитывает сотни публикаций. Структурные аномалии растений широко рассматриваются в морфогенетическом и филогенетическом аспектах. В монографии В.В. Коровина, Л.Л. Новицкой и Г.А. Курносова [4] выявлены единые закономерности формирования различных типов структурных отклонений и аномалий (древесина карельской березы, древесины с текстурой «птичий глаз», капы, наплывы паразитарного и непаразитарного происхождения, фасции, «лучевые» аномалии и др.). Все аномалии авторы разделили на специфические, вызванные патогенными организмами, и неспецифические, вызванные широким спектром денормализующих факторов среды, которые воздействуют на систему регуляции и тем самым нарушают деятельность образовательных тканей. Неспецифические нарушения выражаются в ослаблении или полном снятии коррелятивных связей между частями растения в процессе роста, что приводит к структурной деградации, которая выражается в формировании структур, имеющих радиальную симметрию. Выявленная авторами закономерность применима ко всем древесным растениям. Исследования в области анатомии коры не столь многочисленны, как работы по ксилотомии, но в последние годы приобретают большую актуальность и охватывают значительную предметную область. Очень краткая и общая информация о коре растений разных жизненных форм и различных таксономических групп представлена в монографиях и атласах [8, 12, 13].

Изучение структурных реакций и адаптаций растений, часть из которых произрастает на северной границе ареалов, на действие современных вулканических проявлений в условиях холодно-умеренного и холодного климата Сахалина и Курильских островов, где ряд экологических факторов находятся в значительной степени напряженности, является значимым и актуальным. В последние годы нами предприняты инициативные исследования по изучению структурных особенностей растений в условиях вулканических ландшафтов Курильских островов [1, 2, 3]. Эти работы выполнены впервые в мировой практике. Впервые для арборифлоры Сахалина и Курильских островов выполнены детальные описания структуры коры более 116 видов из 29 семейств различных жизненных форм. На основе оригинальных материалов, собранных авторами, выполнены классические детальные описания структур коры древесных растений островного региона, позволившие выявить дефинитивные и экотопически зависимые признаки.

Целью наших исследований является изучение структуры древесных растений различных жизненных форм и экологических групп по данным анатомии коры стебля, как адаптивного отклика на воздействие экстремальных условий зон активного вулканизма Сахалина и Курильских островов.

Анализ полученных нами результатов позволяет сделать ряд выводов об изменении структуры коры стеблей изученных с гидротерм активных вулканов о-ва Кунашир. Выявленные структурные признаки внутреннего строения стеблей изученных древесных растений могут быть охарактеризованы как индикационные. Феллоген формирует меньше слоев феллемы, но более крупноклетной. В паренхиме первичной коры увеличивается число кристаллов на единицу площади поперечного среза. У отдельных видов первый феллоген закладывается несколько позже, фрагментарно. В непроводящей вторичной флоэме

формируется склерифицированная зона, которая имеет большую мощность по сравнению с нормой и включает различные типы склереид. Изменяется соотношение паренхимных тканей и проводящих элементов во вторичной флоэме. Наблюдается увеличение общего числа флоэмных лучей и диаметра ситовидных трубок. Для некоторых видов древесных растений во вторичной ксилеме (древесине) выявлена тенденция к усилению рассеяннососудистости и контакту сосудов и трахеид с паренхимными клетками. Формируются эксцентричные ложные годовичные кольца, граница слоев прироста не выражена, изменяется соотношение между сосудами ранней и поздней древесины, изменяется рисунок сосудов на поперечном срезе, увеличивается число сгруппированных сосудов, увеличивается сопряженность паренхимы и сосудов. Уменьшается ширина годовичных слоев прироста. В дефинитивной ксилеме изменяется характер распределения древесной аксиальной паренхимы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-04 -04774).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ерёмин В.М., Копанина А.В. Атлас анатомии коры деревьев, кустарников и лиан Сахалина и Курильских островов. Брест: «Полиграфика», ИМГиГ ДВО РАН, СФ БСИ ДВО РАН, 2012. 896 с.
2. Копанина А.В., Ерёмин В.М. Структурные особенности коры стеблей некоторых представителей арборифлоры острова Кунашир в условиях гидросольфатарной активности вулкана Менделеева островов // Фундаментальные и прикладные проблемы ботаники в начале XXI века: мат-лы Всерос. конф. Ч.1: Структурная ботаника. Эмбриология и репродуктивная биология. Петрозаводск, 2008. С. 195-197.
3. Копанина А.В., Ерёмин В.М. Анатомия коры представителей сем. Ericaceae Juss. произрастающих на Сахалине и Курильских островах // Ботанический журнал. 2012. Т.97, № 8. С. 1061-1079.
4. Коровин В.В., Новицкая Л.Л., Курносоев Г.А. Структурные аномалии стебля древесных растений. М.: МГУЛ, 2001. 259 с.
5. Манько Ю.И. Сидельников А.Н. Влияние вулканизма на растительность. Владивосток, 1989. 185 с.
6. Чавчавадзе Е.С., Сизоненко О.Ю. Структурные особенности древесины кустарников и кустарничков арктической флоры России. СПб: БИН РАН, 2002. 272 с.
7. Carlquist Sh. Comparative Wood Anatomy Systematic, Ecological, and Evolutionary Aspects of Dicotyledon. Wood Series: Springer Series in Wood. X. Springer, 2001. 448 p.
8. Crivellaro A., Schweingruber F.H. Atlas of Wood, Bark and Pith Anatomy of Eastern Mediterranean Trees and Shrubs with a Special Focus on Cyprus. Springer, 2013. 583 с.
9. Marcati C.R., Angyalossy V., Evert R.F. Seasonal variation in wood formation of *Cedrela fissilis* (Meliaceae) // IAWA Journal. 2006. Vol. 27, No 2. P. 199-211.
10. Melvin T., Zimmermann, M.H. Xylem Structure and the Ascent of Sap. Series in Wood Science Tyree, XIV. Springer, 2002. 283 p.
11. Schweingruber F.H. Wood Structure and Environment. Springer Series in Wood Science. Springer, 2007. 279 p.
12. Schweingruber F.H., Borner A., Schulze E.-D. Atlas of Woody Plant Stems Evolution, Structure, and Environmental Modifications. Springer, 2011. 229 p.
13. Schweingruber F.H., Borner A., Schulze E.-D. Atlas of Stem Anatomy in Herbs, Shrubs and Trees. Vol. 1-3. Springer, 2011.

УДК 551.21

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНОВ СЕВЕРНЫХ КУРИЛ В 2011-2014 ГГ.

Т.А. Котенко, Л.В. Котенко

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
kotenko@sakhalin.ru

Основной мониторинг действующих вулканов Северных Курил осуществляет группа KVERT космическими методами. В зоне прямого доступа и постоянного визуального наблюдения находится только вулкан Эбеко (о. Парамушир), что позволяет осуществлять мониторинг его активности по оценке газовой эмиссии и геохимическими методами. Другие активные вулканы о.Парамушир из г. Северо-Курильск не видны, но могут наблюдаться с высоких точек хребта Вернадского и охотского побережья. Приводятся данные мониторинга влк. Эбеко, результаты полевых работ в кратере влк. Кунтоминтар в июне 2011 г. и информация о фумарольной активности некоторых вулканов по визуальным наблюдениям.

Влк. Эбеко (50°41' с.ш., 156°01' в.д., о. Парамушир). В исторический период характеризуется периодическими фреатическими и условно фреато-магматическими извержениями. Последние извержения до рассматриваемого периода происходили в 2009 и 2010 гг. [1, 2]

Фреатическое извержение 2011 г. Извержение произошло ориентировочно 16-17 июля в Среднем кратере вулкана. В кратере в летний период до полного стаивания присклоновых снежников существует холодное озеро глубиной до 1.5 м. Значительная фумарольная активность в Среднем кратере не наблюдалась более 40 лет, предыдущее фреатическое извержение было в 1965 г. В кратере сохранялось слабое линейное парение на южном склоне (на высоте 60 м), а также на 0.5 - 1 м выше дна в западной части кратера. В результате извержения образовались 4 взрывные воронки (I-IV на рис. 1) – две на дне кратера и две в нижней части юго-западной стенки. Со дна выбрасывался тонкий влажный пепел, максимальное расстояние, на котором он отложился, составило 560 м. Размер частиц < 0.063 мм. Диаметр образовавшихся на дне воронок составил 27 и 20 м, глубина – 4 и 3 м соответственно. На юго-западной стенке образовалась одна прямоугольная воронка размером 7×12 м и глубиной ~ 6 м с вертикальными стенками и двумя жерлами на дне. При взрывах был выброшен обломочный материал осыпей, слагающий стенку кратера, радиус разброса до 50 м.

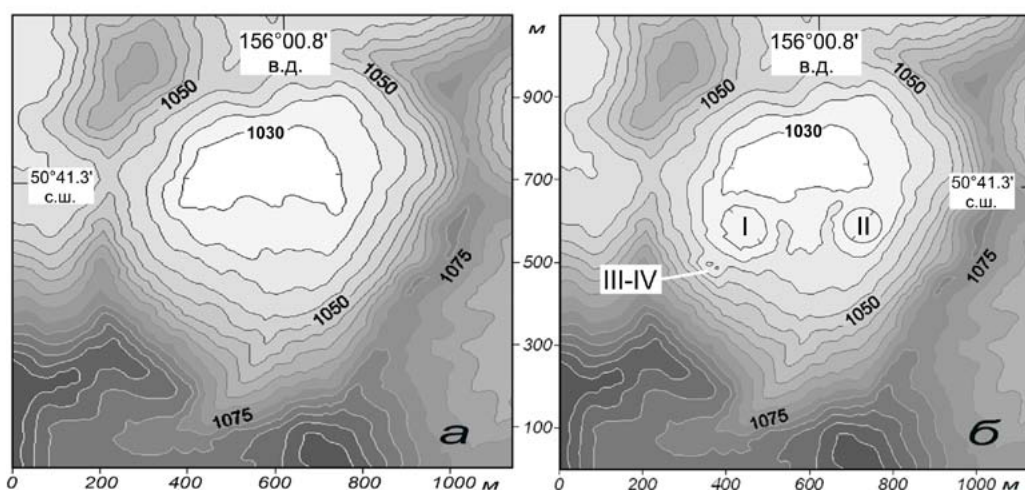


Рис. 1. Морфология Среднего кратера влк. Эбеко до (а) и после (б) извержения 2011 г.:
I – IV – взрывные воронки.

Гидротермальные взрывы на Юго-Восточном поле в 2012 г. Юго-Восточное фумарольное поле занимает одноименный склон вулкана ниже вершины. Термальная активность проявлена долгоживущими высокодебитными фумаролами, представляющими собой крупные серные постройки, многочисленными мелкими струями, рассеянным парением грунтов и кипящими котлами. Скорость истечения парогазовой смеси из жерла крупных фумарол составляет обычно 10 - 36 м/с, температура струй 115 - 130°C. Предположительно 20 июля 2012 г. произошли два гидротермальных взрыва: на месте фумаролы Рогатая и в 30 м ниже нее по склону. На месте первой фумаролы образовалась воронка диаметром 13 м и глубиной около 3 м, заполненная кипящим раствором. Диаметр второй воронки составил 8 м, глубина - 2 м. При взрывах серные постройки двух фумарол были расплавлены, серные потоки спустились по руслам сухих ручьев, длина потоков составила 114 и 158 м. В термальном растворе образовавшегося кипящего котла после взрыва наблюдалась минерализация 116 г/л с преобладающими содержаниями Cl⁻ и H⁺. То есть, произошел выброс на поверхность высокоминерализованного рассола из неглубоко расположенного гидротермального резервуара. Состав газов фумарол Юго-Восточного поля до середины сентября этого года был обеднен HCl, что для этих фумарол не характерно. Геохимические признаки общей активизации вулкана перед взрывом не наблюдались (состав и температура газов, общая эмиссия), однако наблюдался классический комплекс факторов триггерного воздействия [10], которые послужили спусковыми механизмами для взрыва. Необходимое наличие вблизи поверхности резервуара перегретых вод с кровлей на глубине около 10 м было установлено в результате зондирования методом электротомографии на постоянном токе в 2011 г. Факторами триггерного воздействия стали:

- значительное снижение уровня грунтовых вод из-за полуторамесячного отсутствия осадков, сменившееся обрушением холодных метеорных вод в результате сильного дождя 16-18 июля с максимальной интенсивностью 3.94 мм/час;

- быстрое падение атмосферного давления, как фактор снятия внешней нагрузки;

- сейсмическая активность 20 июля (6 землетрясений с эпицентральным расстоянием 100 - 120 км, четыре из них с магнитудой 4.6 - 6.2 ощущались вблизи вулкана силой до 5 баллов). Землетрясения зафиксированы в 1:19, 3:40, 6:10, 6:27, 6:33, 9:12 UTC.

На сейсмограммах за период с 16 июня по 31 июля событий, которые можно было бы идентифицировать, как взрыв, не выявлено. Предположительно взрыв произошел 20 июля одновременно с одним из землетрясений и был замаскирован в результате наложения сейсмических волн. Таким образом, на Юго-Восточном фумарольном поле произошли гидротермальные взрывы, вызванные не общей активизацией вулкана, а воздействием комплекса триггерных факторов.

Состояние вулкана влк. Эбеко в 2012 - 2014 гг. В 2012 - 2014 гг. наблюдалось общее уменьшение выноса флюида, приближение компонентного состава газов к составу, характерному для межэруптивного периода (Табл. 1). Расчет поступления флюида сделан по результатам замеров дебита и температуры фумарольных струй, а также по высоте струй по номограмме из работы [6] и среднему составу газов. Для отбора фумарольных газов применялся стандартный барботажный жидкостный поглотительный метод отбора в вакуумированные барботеры из кварцевого стекла с щелочным поглотителем (4М раствор KOH). Аналитические исследования выполнены в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (аналитики В.Н. Шапарь, И.Ф. Тимофеева).

Таблица 1. Эмиссия основных компонентов фумарольных газов всеми термальными полями влк. Эбеко, т/сутки

Компонент	1983 г. по [3]	2005 -2007 г.	2012-2014 г.
H ₂ O	1804.5	7593	1860-1967
CO ₂	79	448	185-195
SO ₂	9.5	896	14-14.7
HCl	4	418	~5
H ₂ S	3.08	37	~5

Основной вклад в поступление флюида на поверхность по-прежнему вносит эруптивное жерло в Активной Воронке (до 70 %). Характеристика состава газов показана на диаграммах относительного содержания $\text{CO}_2 - (\text{H}_2\text{S} + \text{SO}_2) - \text{HCl}$ (Рис. 2а) и $\text{N}_2 - \text{Ar} - \text{He}$ на рис. 2б. На Рис. 2а область III образована данными о составе газов в период подготовки извержения 2009 г. В области I вблизи вершины CO_2 в межэруптивные периоды группируются составы высоко-обводненных фумарол Северо-Восточного поля и Восточного цирка, к ним в 2012 г. переместились из области III фумаролы поля Июльского. В область II традиционно ложатся газы термальных полей восточных склонов и южного кратера. Все анализы 2012-2014 гг. попадают в свои межэруптивные границы. Та же ситуация с относительными концентрациями редких газов (Рис. 2б): все составы 2012 - 2014 гг. ложатся в область II (спокойное состояние). Область I ограничивает крайние значения для газов склонов, но главным образом соотношения для периода подготовки и реализации фреатических извержений.

Опираясь на наблюдения за интенсивностью парогазовой разгрузки и составом вулканических газов, авторы делают вывод о завершении очередного вулканического цикла вкл. Эбеко. Если опираться на ритмичность извержений вкл. Эбеко в последние 100 лет, то следующее извержение можно ожидать около 2029 г., а начало фазы подготовки – около 2024 г.

Влк. Кунтоминтар ($48^\circ 45' \text{ с.ш.}, 154^\circ 01' \text{ в.д.}, \text{ о. Шиаикотан}$). Полевые работы в кратере вулкана проводились в июне 2011 г. (руководитель экспедиции ст.н.с. ИВиС ДВО РАН к. г.-м. н. Калачева Е.Г.). Извержения в исторический период не зафиксированы. Последнее опробование фумарольных газов относится к 1987 г. [9]. Фумарольные выходы сосредоточены: основные - в центральном кратере (рис. 3), также две парогазовых струи обнаружены в вершине каньона, примыкающего к северо-восточному кратеру. Центральный кратер представляет собой цирк, примыкающий с восточной стороны к вертикальной стенке кальдерного уступа, и открытый на запад в сторону узкого ущелья ручья Кратерного. Выходы газов были сосредоточены на дне, нижних частях склонов, а также в верхней части южного склона. По сравнению с последним подробным описанием кратерных фумарол, сделанным в 1970 г. [7] локализация газовых разгрузок изменилась мало. На дне по-прежнему наблюдалось большое количество газовых выходов со скоростями на устье от менее 5 м/с до 20-35 м/с и температурой 144-156°C. Максимальная температура 480°C была зафиксирована в точке F5: выход газа происходил из протяженной трещины длиной 1.5 м. Значительно выросла мощность фумарол центрального холма. На его гребне и северном склоне было сосредоточено более десяти мощных парогазовых струй со скоростями 15-20 м/с, диаметрами выходов 10-30 см, отложение серы на устье не наблюдалось.

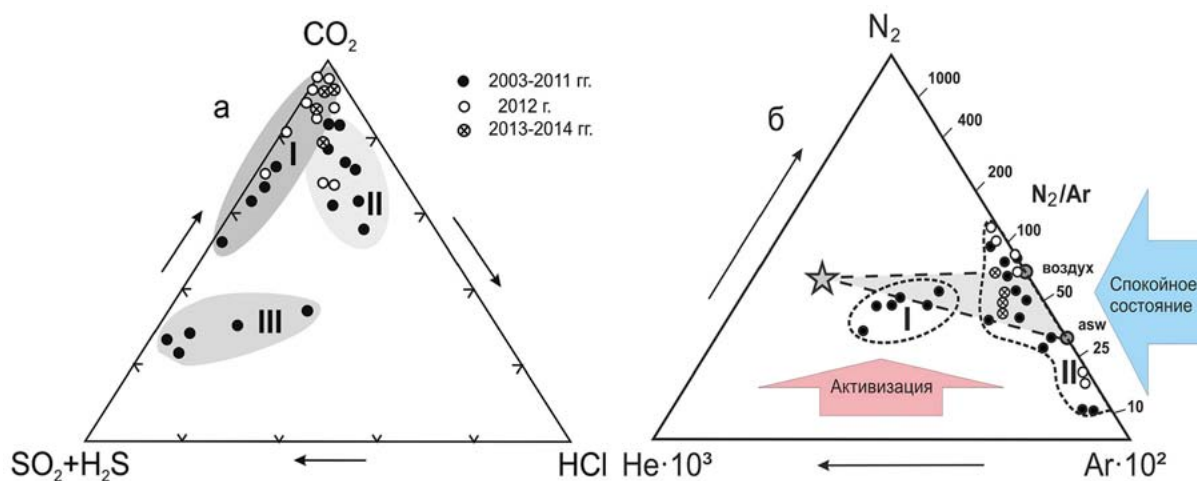


Рис. 2. Диаграммы составов фумарольных газов вкл. Эбеко. Пояснения в тексте.

Газ и конденсат отбирались из фумаролы F5 24.06.2011 г. В состав фумарольного газа в порядке убывания вошли $\text{H}_2\text{O} > \text{CO}_2 > \text{H}_2\text{S} > \text{SO}_2 > \text{N}_2 > \text{HCl}$. На сумму газовых компонентов без воды пришлось 1.76 мол.%, доминирующее положение у углекислого газа. Несмотря на достаточно

высокую температуру газов, компонентный состав сильно отличается от высокотемпературных газов андезитовых вулканов, для которых наблюдаются более высокие относительные содержания газов серы и хлора, а по данным [9] для вулканов Камчатки и Курил отношение C/S близко к 1 (для влк. Кунтоминтар - 4.7). Отношение N_2/Ar ниже воздушного, содержание He 1.7 ppm в сухом газе. Относительные содержания N_2 -Ar-He указывают на значительную примесь метеорной составляющей. При этом содержание метана, как основного гидротермального компонента, довольно мало – 0.21 ppm, концентрация сероводорода незначительно превышает концентрацию SO_2 , отношение H_2S/SO_2 равно 1.19.

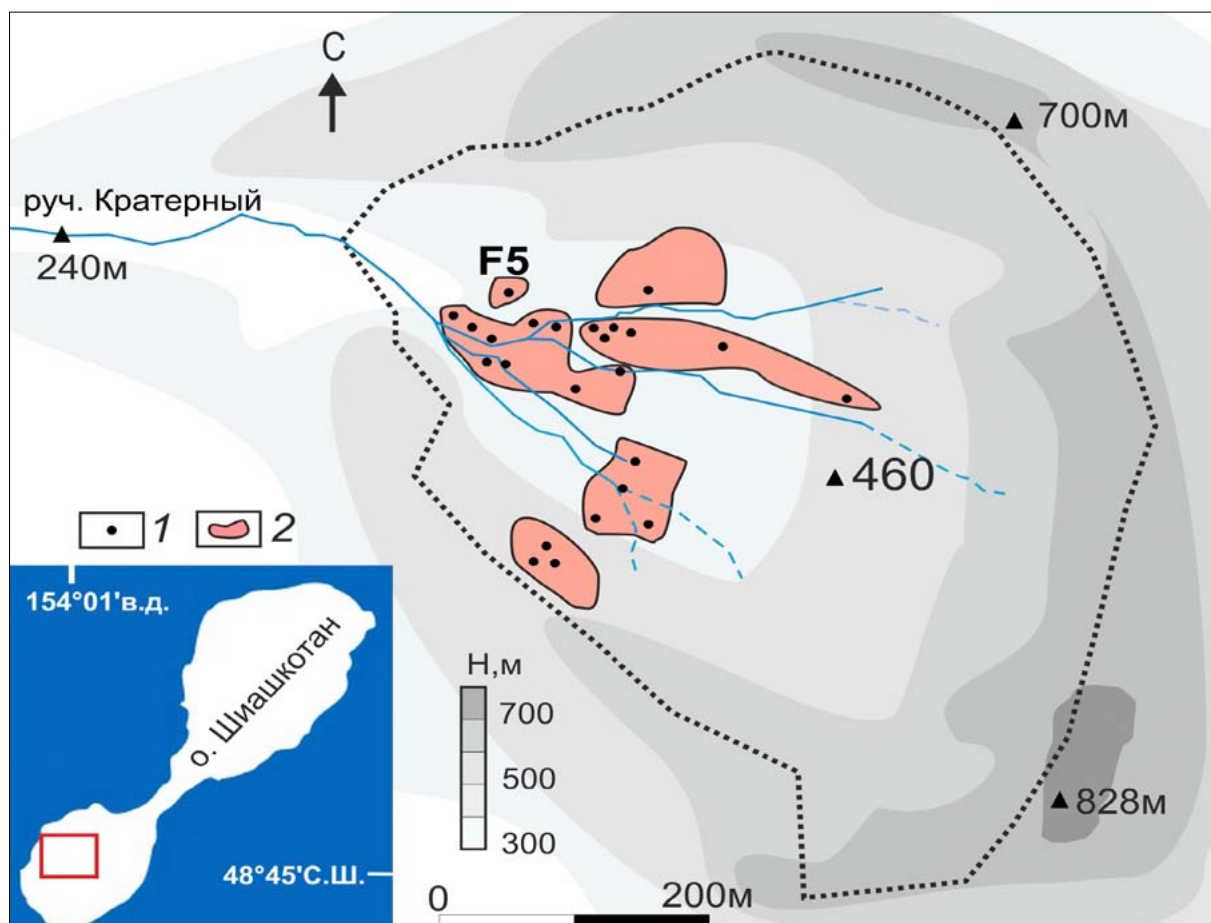


Рис. 3. Схема центрального кратера вулкана Кунтоминтар: 1 – крупные фумаролы, 2 – термальные поля. Пунктиром обозначена граница цирка.

По высоте подъема фумарольных струй из кратера был рассчитан их тепловой поток по номограмме Федотова С.А., который составил в среднем 40 МВт. Визуальные наблюдения с моря в 2012-2014 гг. (май-июнь) подтверждают сохранение фумарольной деятельности в центральном кратере без видимого изменения мощности разгрузки.

В 2011-2014 гг. визуально наблюдалась фумарольная активность на следующих вулканах Северных Курил:

1. Влк. Алаид (50°52' с.ш., 155°34' в.д., высота 2339 м, о. Атласова). В 2011-2012 гг. в вершинном кратере наблюдалось слабое парение на бровке и внутренних стенках. В период 10.10–12.12.2012 г. произошло слабое эксплозивное извержение вершинного кратера влк. Алаид [8]. После извержения в кратере сохранялась фумарольная активность, которая постепенно ослабевала (табл. 2).
2. Влк. Чикурачки (50°19' с.ш., 155°28' в.д., высота 1816 м, о. Парамушир). Весь рассматриваемый период сохранялась фумарольная активность в юго-западной бокке и на южной бровке вершинного кратера. 15 февраля 2015 г. началось извержение: по сообщению KVERT на

спутниковых снимках в 22:00 UTC был зафиксирован пепловый шлейф, ориентированный на запад, протяженностью до 240 км. Максимальная высота пеплового столба составляла 7.5 км н.у.м.

3. Влк. Татарина (50°18' с.ш., 155°26' в.д., высота 1530 м, о. Парамушир). Наблюдалась фумарольная активность на северо-восточном склоне вулкана на высоте 1100 м.
4. Влк. Фусса (50°16' с.ш., 155°15' в.д., высота 1772 м, о. Парамушир). На дне кратера наблюдался прогрев грунта и слабое парение.
5. Влк. Синарка (48°52' с.ш., 154°10' в.д., высота 934 м, о. Шиашкотан). Наблюдалась мощная фумарольная активность экстрезивного купола.
6. Влк. Сарычева (48°52' с.ш., 154°10' в.д., высота 1497 м, о. Матуа). Сохранялась фумарольная активность вершинного кратера.

Таблица 2. Эмиссия тепла и SO₂ фумаролами вулканов Северных Курил в 2011-2014 гг.

Вулкан	Период	Q, МВт	SO ₂ , т/сутки
Алайд*	Октябрь-декабрь 2012	300-340	~140
	2013	~100	~40
	2014	~50	~21
Чикурачки*	2011-2014	~150-170	~70
Синарка	2011-2014	20-30	?
Кунтоминтар	2011-2014	~40	~5
Сарычева**	2011-2014	~400	>200

Примечание: Поступление SO₂ ориентировочно рассчитано по составу газов: * влк. Алайд в 1981 г. [4], ** влк. Кудрявый, средний состав фумарол с T=400-600°C [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандиминова Е.И. и др. Извержение вулкана Эбеко в январе-июне 2009 г. (о-в Парамушир, Курильские острова) // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. Вып. 15, № 1. С. 56-68.
2. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандиминова Е.И. и др. Эруптивная активность вулкана Эбеко в 2010-11 гг. (о-в Парамушир) // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 19, № 1. С. 160-167.
3. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Особенности химического и изотопного состава фумарольных газов в межэруптивный период деятельности вулкана Эбеко // Вулк. и сейсм. 1988. № 4. С. 21-36.
4. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. и др. Химический состав и содержание металлов газовых выделений из кратера вулкана Алайд при извержении 1981 г. // Вулк. и сейсм. 1986. №1. С. 26-31.
5. Ткаченко С.И. Высокотемпературные фумарольные газы, конденсаты и сублиматы вулкана Кудрявый, о. Итуруп, Курильские острова: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Черноголовка, 1996. 25 с.
6. Федотов С.А. Оценки выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков // Вулк. и сейсм. 1982. № 4. С. 3-28.
7. Чирков А.М., Барабанов Л.Н., Башарина Л.А., Зеленов К.К. Состояние некоторых вулканов Курильских островов летом 1970 г. // Бюл. вулканол. станции. № 48. М.: Наука, 1972. С. 33-39.
8. <http://www.ksnet.ru/ivs/kvert/van/index.php?n=2012-16>
9. Taran Y. Chemical and isotopic composition of fumarolic gases from Kamchatka and Kuril islands // Rep. of Geol. Sur. of Japan. 1992. Vol. 279. P. 183-186.
10. Wohletz K., Heiken G. Volcanology and Geothermal Energy. Univ. California Press, 1992. 432 p.

ВУЛКАНООПАСНОСТЬ ДЛЯ Г. СЕВЕРО-КУРИЛЬСК

Т.А. Котенко, Л.В. Котенко

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
kotenko@sakhalin.ru

Город Северо-Курильск – единственный населенный пункт в северной части о. Парамушир, Курилы. Оценка вулканопасности для г. Северо-Курильск и прилегающих территорий складывается из следующих факторов:

- в непосредственной близости от города на расстоянии 7 км расположен действующий вулкан Эбеко;

- возможно достижение воздушного бассейна города пепловыми шлейфами курильских активных вулканов и вулканов юга Камчатки.

Опасности, связанные с деятельностью вулкана Эбеко. Влк. Эбеко – сложный стратовулкан с несколькими вершинными кратерами (50°41' с.ш., 156°01'вд). Комплексными вулканологическими и тефрохронологическими исследованиями для влк. Эбеко определена частота прошлых извержений, мощность выпадавших в пределах города пеплов, картированы лавовые потоки, лахары, установлен возраст извержений [8, 9, 10]. В результате современная активность вулкана отнесена к II стадии вулканического развития [10]: периоду ослабления вулканической деятельности с отрицательным балансом вещества, прекращением роста вулканической постройки и разрушением ее денудационными процессами. Однако в недрах вулканического хребта Вернадского установлено существование гидротермально-магматической системы, которая обуславливает реализацию периодически повторяющихся фреатических извержений благодаря процессу самоизоляции [2]. В исторический период наблюдались эксплозивные условно фреато-магматические (1934-35 гг.) и фреатические (1963-64, 1965, 1967-71 гг., 1987-91, 1998, 2005, 2009-2011 гг.) извержения [4, 5, 7, 9, 11]. Таким образом, в последние сто лет в активности вулкана наблюдалась следующая ритмичность: продолжительность вулканического цикла составляла 20-36 лет, фаза подготовки (изменение состава фумарольных газов, усиление фумарольной активности, учащение гидротермальных взрывов и др.) - 4-6 лет. Общая продолжительность фазы активности вместе с промежутками относительного покоя между извержениями составляла 8-10 лет. Согласно исследованиям большой группы ученых установлен характер и масштабы опасных вулканических явлений:

Опасность от лавовых потоков отсутствует, эффузивная деятельность вулкана прекратилась 2400 л.н.

Выброс крупнообломочной пирокластики диаметром более 20 см ограничен прикратерной зоной радиусом вокруг жерла не более 0.3 км.

Пеплопады. С выпадением тефры во время извержений связана максимальная площадная опасность. Однако масса изверженного материала даже при сильных исторических извержениях, подобных извержениям 1793 и 1934-35 гг. не превышала 1 млн. тонн. Мощность соответствующих прослоев тефры, представленной алевропелитом с примесью мелко-зернистого – средне-зернистого песка, составляет в окрестностях города всего 0.5 – 1 см [4, 8]. Более слабые, хоть и часто повторяющиеся извержения (вроде события 2009 г.), характеризуются величиной не более нескольких сотен или десятков тыс. тонн резургентного материала. Толщина слоя выпавшего материала за один пеплопад в 2009 г. в окрестностях города не превышала 2-3 мм. При сохранении характера и режима извержений вулкана Эбеко в ближайшем будущем прогнозируемая максимальная мощность тефры [10] даже при сильных извержениях вулкана составит не более 5 см, что соответствует нагрузке от 10 до 60 кг/м², а максимальный размер обломков - не более 3 см.

Лахары. При извержениях вулкана опасность представляет вероятность схода лахаров по долинам рек Кузьминки и Матросской. Пачки лахаровых отложений образуют пролювиальный конус выноса, расположенный при слиянии этих рек [9]. Время достижения первых производственных построек (дизельной и гидроэлектростанции) лахаром при скорости 5 м/с может составить 20 – 30 мин. Несмотря на существующую угрозу, продолжается проектирование и строительство объектов (жилые дома и больница) в сторону опасной зоны. Неблагоприятные факторы: наличие термальных кратерных озер, зимний период, сильное эксплозивное событие с выбросом большого количества пироклаستيку. При слабых извержениях основная масса выбрасываемого материала представлена быстро остывающими тонкими пеплами, что исключает вероятность образования лахара.

Вулканические газы. Одну из постоянных угроз для безопасности города, многократно усиливающуюся во время извержений, представляет загрязнение воздушного бассейна токсичными составляющими вулканических газов (SO_2 , H_2S , HCl). Большая часть фумарольных полей занимает восточные склоны вулкана, а так как токсичные газы тяжелее воздуха, в штиль они «стекают» по склону в сторону города (Рис. 1). При северо-западном и западном направлении ветра газы также достигают воздушного бассейна города. В период с сентября по апрель ветра этих румбов преобладают. Во время извержений вулкана общая эмиссия вулканических газов значительно возрастает: так в 2005-2007 гг. эта величина выросла почти в 5 раз и превысила 9300 т/сутки против 1900 т/сутки в межэруптивный период [5, 12]. Одновременно в составе фумарольных газов Северо-Восточного и Июльского фумарольных полей значительно выросла доля токсичных составляющих. Расчет выноса данных компонентов по химическому составу фумарольных газов и величине эмиссии представлен в таблице 1: в 2005-2007 гг. поступление в сутки по сравнению с межэруптивным периодом (1983 г.) двуокиси серы выросло в 94 раза, хлористого водорода – в 104, сероводорода – в 12 раз.

Табл. 1. Эмиссия токсичных газов фумаролами влк. Эбеко, т/сутки.

Компонент	1983 г. по [12]	2005-2007 гг.	апрель 2009 г.	2013 г.
SO_2	9.5	896	58.2	14.7
HCl	3.8	418	19.4	5.2
H_2S	3.8	37	13	4.8

Инструментальные измерения токсичных газов (H_2S , SO_2) в атмосферном воздухе г. Северо-Курильск проводились дважды:

1. В 1987-1991 гг. гидрометеостанцией «Северо-Курильск» два раза в сутки газоанализатором «Атмосфера» измерялось содержание в воздухе SO_2 и H_2S . Были зафиксированы длительные периоды превышения предельно допустимых концентраций (ПДК) с максимальными значениями для H_2S в 7.5 раза, SO_2 - в 10 раз.
2. С 28 января по 30 апреля 2005 г. авторами измерялась концентрация сероводорода газоанализатором «Колион-1». В результате было установлено постоянное превышение ПДК по содержанию сероводорода в 14-20 раз, связанное в том числе и с адсорбционными свойствами снега, а также периодическое превышения ПДК в 100 раз и более при штиле и сопутствующих направлениях ветра (западный, северо-западный) [5, 6].

В случае нахождения в воздухе одновременно нескольких токсичных веществ, обладающих синергетическим (увеличивающимся) воздействием, их негативное действие суммируется. В нашем случае к таким газам относятся H_2S , SO_2 и HCl . Высокие концентрации этих газов вызывают раздражение слизистых оболочек глаз, носа, горла, диарею, также возможны головокружение, тошнота, рвота, головные боли. Интоксикация приводит к ухудшению состояния легочных больных (бронхит, астма, эмфизема легких). Кроме того, возникающее напряжение в функционировании легких приводит к ухудшению работы сердечно-сосудистой системы. Особенности воздействия данных газов выражены в том числе и в «отложенном эффекте» - накоплении в организме и задержанном токсическом проявлении.

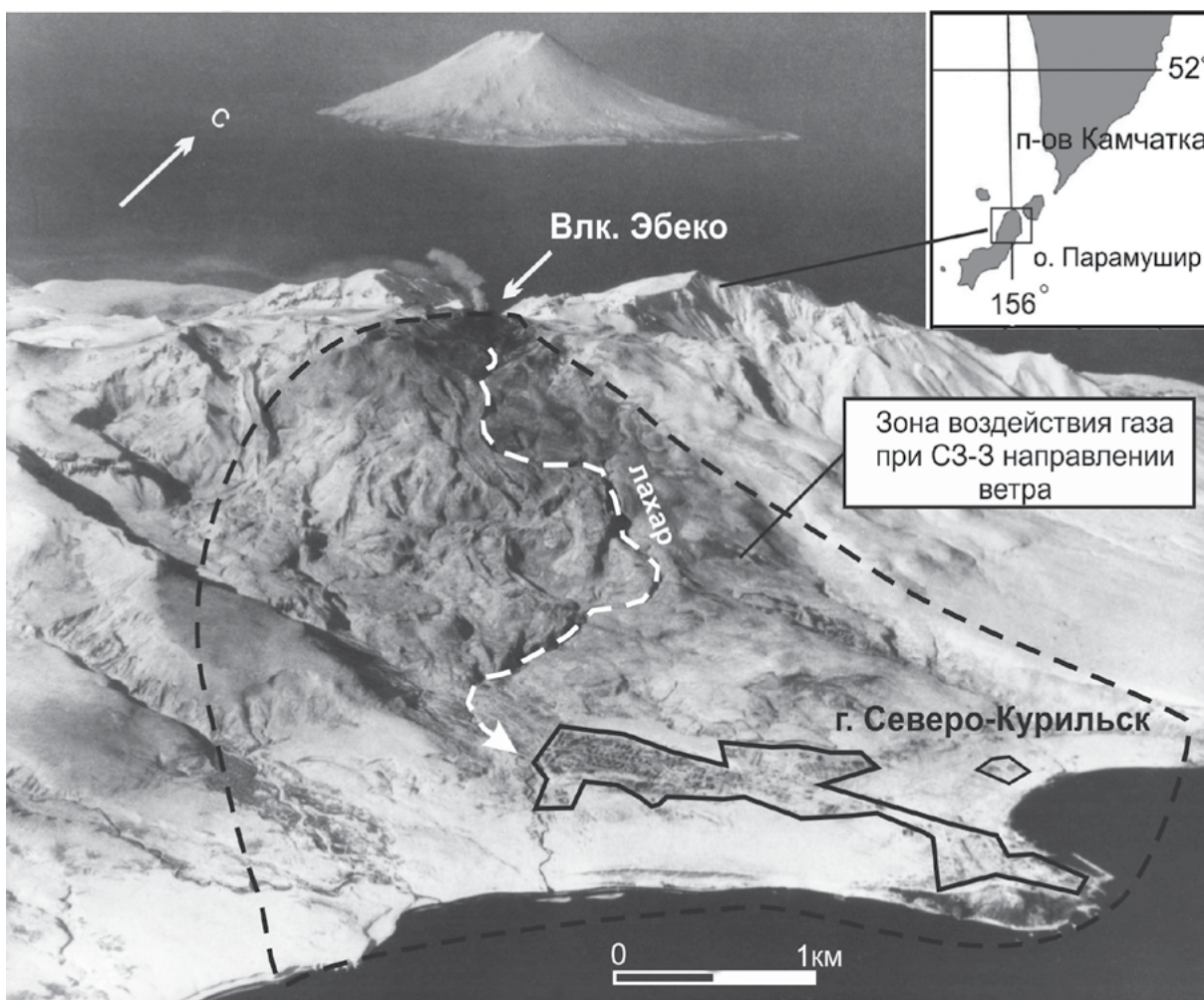


Рис. 1. Путь схода лахара и зона воздействия газа при северо-западном и западном направлении ветра и штиле. Фото В. Двигало, 1989 г.

Пеплопады, связанные с другими вулканами. Из всех вулканических явлений пеплопад - это наиболее частое событие. При сильном извержении тефра может выпадать за тысячи километров от вулкана. Постоянными поставщиками транзитных пеплов для г. Северо-Курильск являются:

1. Влк. Алайд (50°52' с.ш., 155°34' в.д, высота 2339 м, о. Атласова). Базальтовый стратовулкан типа «Сомма-Везувий». Расстояние до г. Северо-Курильск 45 км. Опасность представляют сильные вершинные и эксплозивная стадия латеральных извержений. Возможны пеплопады с размером обломков до средне-зернистого – крупно-зернистого (сз-кз) песка, максимальная прогнозируемая толщина слоя пепла не более 10 см [8, 10, 13]. Продолжительность исторических извержений составляла от 1 до 10 месяцев. За последние 250 лет наблюдалось 7 сильных извержений (последнее – в 1981 г.), пять из них – вершинные. Средняя периодичность сильных событий ~36 лет.

2. Влк. Чикурачки (50°19' с.ш., 155°28' в.д, высота 1816 м, о. Парамушир). Андезибазальтовый стратовулкан. Расстояние до Северо-Курильска 60 км. Опасность представляют в первую очередь плининские извержения вулкана с объемом тефры более 1 км³. Частота подобных событий по историческим данным и результатам тефрохронологических исследований [1, 14] составляет 133-200 лет. Последнее событие наблюдалось в 1986 году, когда ось пеплопада была ориентирована на юго-восток. В пределах города в случае ориентации оси шлейфа на северо-восток возможны сильные пеплопады с размером обломков до сз-кз песка [8]. Слабые извержения вулкана Чикурачки происходят намного чаще, с ними связаны слабые кратковременные пеплопады, не представляющие серьезной опасности.

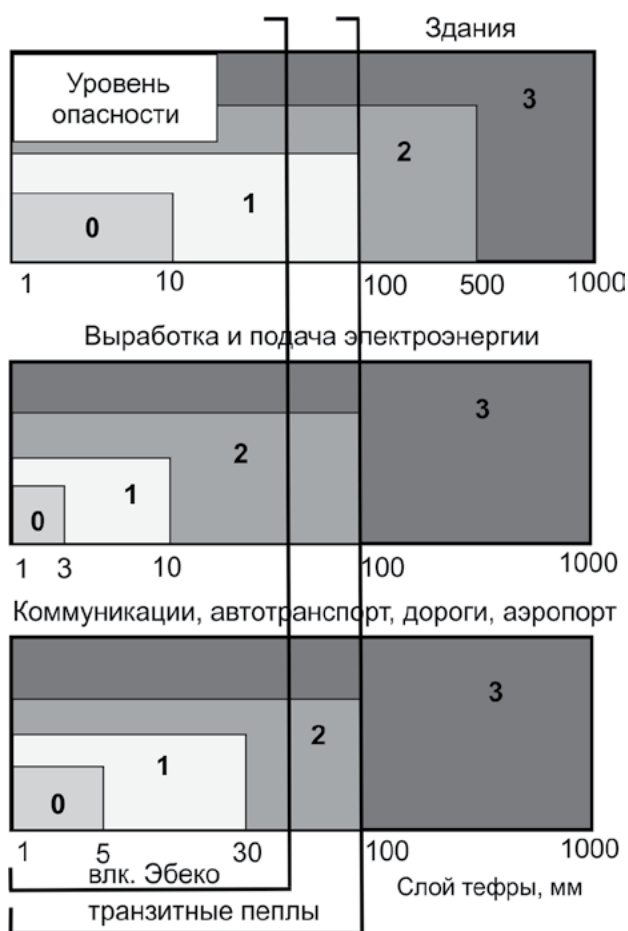


Рис. 2. Максимальные прогнозируемые уровни опасности для элементов инфраструктуры города в зависимости от толщины слоя пепла.

городской инфраструктуры, предложенная в работе [15], полученная в результате систематизации зарегистрированных разрушений и физического повреждения критических элементов инфраструктуры от выпадения тefры за последние 100 лет (табл. 2).

Таблица 2. Уровни опасности для инфраструктуры в зависимости от слоя выпавшей тefры

Уровень 0	Уровень 1	Уровень 2	Уровень 3
< 1 мм Опасности нет	3 - 10 мм Ухудшает функционирование систем, разрушений нет	10 - 100 мм Ухудшает функционирование систем, требует учащенной очистки, возможны повреждения оборудования	>100 мм Системы нарушены, интенсивное разрушение, многое - без возможности восстановления

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканогенные угрозы для г. Северо-Курильск по степени опасности подразделяются в следующем порядке:

- воздействие вулканических газов – постоянно, многократно усиливаясь в периоды активизации вулкана Эбеко;
- лахар – при наличии комплекса неблагоприятных факторов без возможности преждевременного предупреждения,
- пеплопады (не выше 2 уровня опасности без угрозы чрезвычайных разрушительных последствий).

Вторую группу источников транзитных пеплов составляют вулканы Северных Курил и юга Камчатки в радиусе как минимум 200 км, тefра извержений которых зафиксирована в почвенно-пирокластических отложениях в окрестностях г. Северо-Курильск, с учетом прогноза их будущей эруптивной активности [3, 10, 16].

Согласно имеющимся данным, максимальная толщина отложений тefры, как местных вулканов, так и дальнего разноса, не превысит 10 см.

Угроза для жизни и здоровья жителей: прямой угрозы жизни нет, однако во время сильного пеплопада взвешенные частицы затрудняют дыхание, значительно ухудшают видимость вплоть до полной темноты, что может вызвать панику среди населения даже при отсутствии прямой угрозы для жизни. Поэтому население обязательно должно быть проинформировано о правилах безопасного поведения во время пеплопадов.

Угроза для элементов инфраструктуры города систематизирована, исходя из прогнозируемых объемов выпадения тefры, определены уровни, соответствующие толщине слоя выпавшего пепла (рис. 2). Для оценки использована шкала уровня риска с учетом уязвимости элементов го-

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Гришин С.Ю., Крестов П.В. Исторические извержения вулкана Чикурачки (о.Парамушир, Курильские острова) // Вулк. и сейсм. 2003. № 3. С. 15-34.
2. Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Сугробов В.М. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: геологическое строение, концептуальная модель, геотермальные ресурсы // Вулк. и сейсм. 2002. № 1. С. 34-50.
3. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Сильные и катастрофические эксплозивные извержения на Камчатке за последние 10 тысяч лет // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 235-252.
4. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
5. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Шапарь В.Н. Активизация вулкана Эбеко в 2005-2006 гг. (остров Парамушир, Северные Курильские острова) // Вулк. и сейсм. 2007. № 5. С. 3-13
6. Котенко Т.А. Некоторые особенности экологии города Северо-Курильск в период активизации фумарольной деятельности вулкана Эбеко с января 2005 г. // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. 11. С. 82-88.
7. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандиминова Е.И. и др. Извержение вулкана Эбеко в 2009 г. (о-в Парамушир, Курильские острова) // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. №1. Вып.15. С. 56-68.
8. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. Вулкан Эбеко (Курильские о-ва): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 1 // Вулк. и сейсм. 1993. № 3. С. 69-81.
9. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю. и др. Вулкан Эбеко (Курильские о-ва): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. 2 // Вулк. и сейсм. 1993. № 4. С. 24-40.
10. Мелекесцев И.В. Действующие и потенциально активные вулканы Курило-Камчатской островной дуги в начале XXI в.: этапы исследований, определение термина «действующий вулкан», будущие извержения и вулканическая опасность // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №1. Вып. 7. С. 15-35.
11. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Будников В.А. Активность вулкана Эбеко в 1987-1991 гг.: характер извержений, особенности их продуктов, опасность для г. Северо-Курильск // Вулк. и сейсм. 1992. № 5-6. С. 21-33.
12. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Особенности химического и изотопного состава фумарольных газов в межэруптивный период деятельности вулкана Эбеко // Вулк. и сейсм. 1988. № 4. С. 21-36.
13. Федотов, Иванов, Авдейко и др. Извержение вулкана Алаид в 1981 г. // Вулк. и сейсм. 1981. № 5. С. 82-87.
14. Hasegawa T, Nakagawa M., Yoshimoto M. at all. Tephrostratigraphy and petrological study of Chikurachki and Fuss volcanoes, western Paramushir Island, northern Kurile Islands: Evaluation of Holocene eruptive activity and temporal change of magma system // Quat. Intern. 2011. Vol. 246. P. 278-297.
15. Wilson G., Wilsona T.M., Deligne N.I., Cole J.W. Volcanic hazard impacts to critical infrastructure // Journal of Volc. and Geot. Res. 2014. Vol. 286. P. 148-182.
16. Zaretskaya N. E., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D. Radiocarbon Dating of large Holocene Volcanic Events Within South Kamchatka (Russian Fah Ehst) // Radiocarbon. 2007. Vol. 49, № 2. P. 1065-1078.

УДК 550.42

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ($\Delta^{18}\text{O}$, ΔD) СОПОЧНЫХ ВОД В РАЗНЫХ РЕГИОНАХ МИРА

О.А. Никитенко, В.В. Ершов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
nikitenko.olga@list.ru

Грязевой вулканизм – это интересное геологическое явление, многие аспекты которого еще до конца не изучены. Существуют различные взгляды на механизм формирования грязевых вулканов как этап развития очагов современного магматизма, как следствие тектонической коллизии при формировании аккреционных структур, обусловленность элизионными процессами постседиментационных преобразований горных пород и др. [3]. Очевидно, что решение проблем генезиса грязевых вулканов, подтверждение той или иной теории их образования напрямую связаны с результатами изучения источников грязевулканического вещества, а также физико-химических условий его образования и миграции. Считается, что ключевую роль в существующих гипотезах играет водная фаза продуктов грязевулканической деятельности [3].

Периоды длительного затишья, когда подземные флюиды понемногу разгружаются через систему грифонов на теле грязевого вулкана, сменяются относительно кратковременными периодами бурных извержений. Радиус опасной зоны при извержении грязевого вулкана составляет несколько километров. Следовательно, грязевой вулканизм является опасным природным явлением и должен учитываться при проектировании инженерных сооружений, разработке нефтяных и газовых месторождений. В связи с этим необходимо своевременно распознавать потенциально опасные участки проявлений грязевого вулканизма и проводить мониторинг грязевулканической активности. В некоторых случаях грязевые вулканы плохо выражены в рельефе или вообще недоступны для визуального наблюдения (например, на дне морских акваторий). Для идентификации разгружаемых грязевулканических вод необходимо иметь реперные значения соответствующих геохимических показателей. Они же нужны и для того, чтобы судить об изменениях активности грязевых вулканов. Изотопные параметры сопочных вод могут дать ценную информацию по обозначенным вопросам.

В основу данной работы положены систематизация и анализ данных изотопного состава вод более 100 грязевых вулканов (в общей сложности около 330 образцов), расположенных в разных регионах мира. Для этого нами сведены в общую базу данных результаты исследований различных авторов из опубликованных работ [1-21]. Подобная база данных изотопного состава грязевулканических вод была создана нами впервые, она открывает дополнительные возможности использования имеющейся информации в систематизированном и обобщенном виде.

Нами были рассмотрены изотопные характеристики вод грязевых вулканов Кавказского региона (Таманского п-ова, Азербайджана, Грузии), Италии, Китая, Японии, Туркмении, о-ва Сахалин, о-ва Тайвань, о-ва Тринидад, Андаманских о-вов (рис. 1). Анализ полученных материалов позволяет выявить наиболее общие закономерности распространности стабильных изотопов кислорода и водорода грязевулканических вод. На диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – δD видно, что изотопный состав сопочных вод характеризуется довольно широким диапазоном значений (рис. 2). Тем не менее, получившееся облако фигуративных точек достаточно плотное, что позволяет говорить о некоторых характерных (типичных) значениях изотопных параметров грязевулканических вод. Некоторые из проб обладают аномальными значениями: воды грязевых вулканов Китая существенно обеднены дейтерием (менее -60 ‰ SMOW), а воды азербайджанских вулканов наиболее обогащены тяжелым изотопом кислорода (более $+15$ ‰ SMOW), что, видимо, обусловлено региональными гидрогеологическими особенностями.

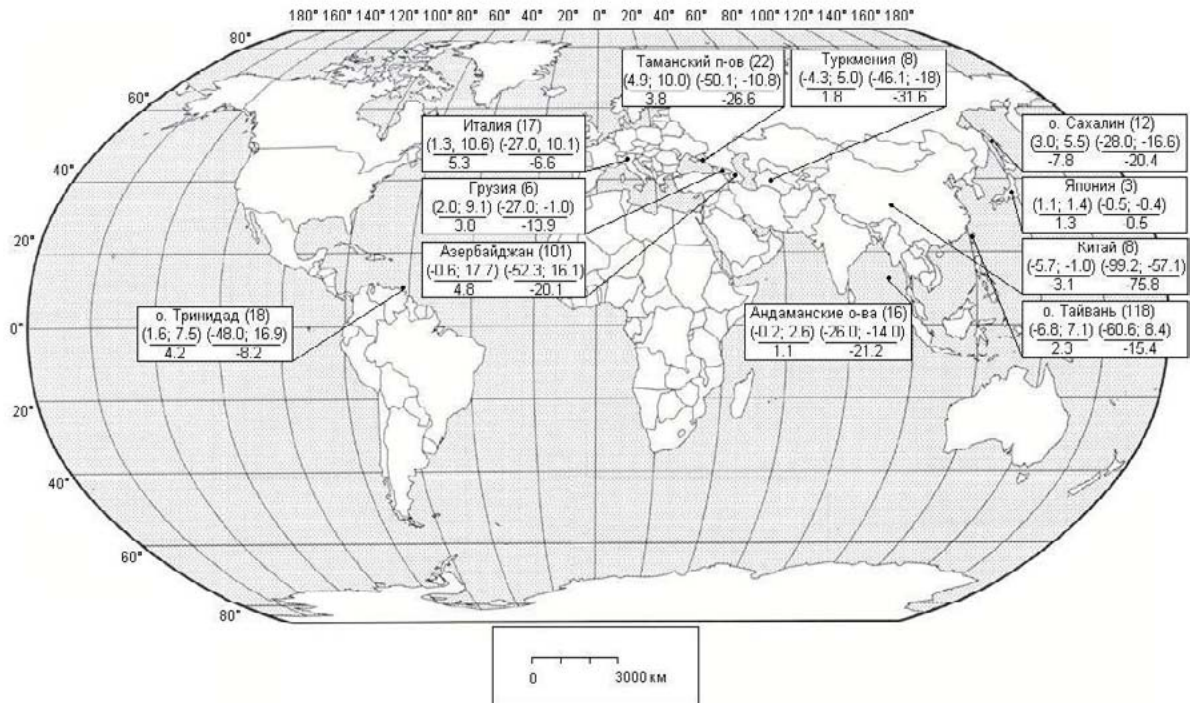


Рис. 1. Пространственное распределение изотопного состава сопочных вод. Цифрами в скобках возле названия региона указано количество образцов. В числителе дроби указаны диапазоны колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD , в знаменателе – средние значения.

Большинство значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD лежит в диапазоне $(-2; +8)$ ‰ и $(-45; +5)$ ‰ соответственно. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по частоте встречаемости является бимодальным, максимумы находятся в интервалах $(+1; +2)$ ‰ и $(+5; +6)$ ‰. В то же время распределение значений δD по частоте встречаемости является одномодальным, имеет асимметричный характер, максимум находится в интервале $(-15; -10)$ ‰.

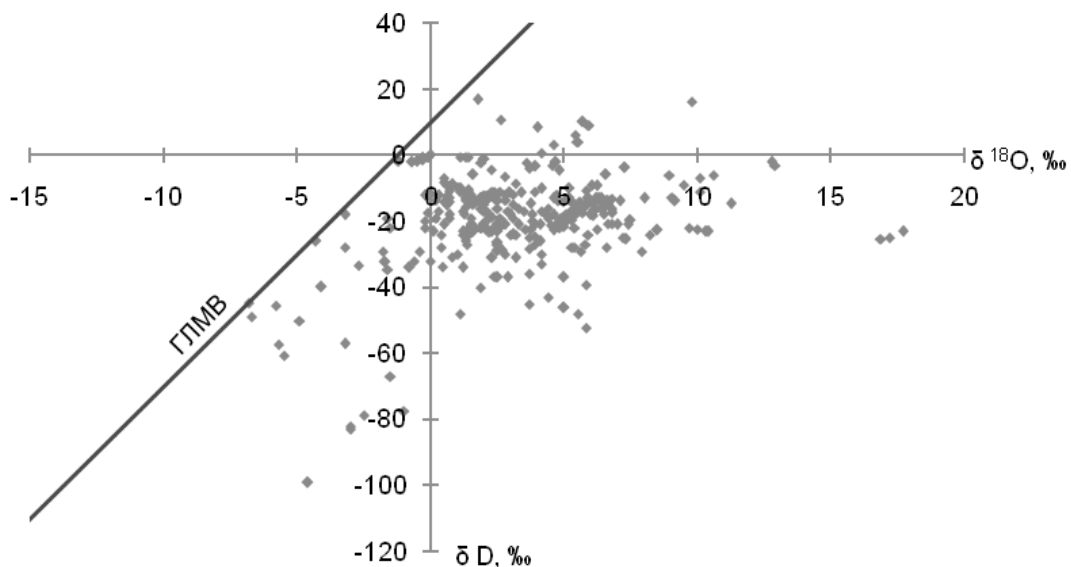


Рис. 2. Соотношение величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в водах грязевых вулканов различных регионов мира (ГЛМВ – глобальная линия метеорных вод).

Содержательная интерпретация обобщенных данных проводилась с использованием известных гипотез о процессах изотопного фракционирования в природных водах. Наиболее важным явлением, формирующим утяжеленный (по сравнению с морскими и метеорными

водами) изотопный состав водных флюидов в глинистых толщах, являются фазовые превращения глинистых минералов в области высоких температур и давлений (в первую очередь - процесс иллитизации смектита). Обогащенность сопочных вод тяжелыми изотопами кислорода и водорода можно также объяснить явлением подземного испарения, при котором происходит выброс паровой изотопно-облегченной смеси, в результате чего в грязевулканическом очаге накапливаются изотопно-тяжелые воды.

Таким образом, выполненное нами обобщение опубликованных данных позволяет определить глобальные и региональные особенности формирования изотопного состава грязевулканических вод Земли, установить закономерности фракционирования изотопов в процессах грязевого вулканизма. Решение указанных проблем в перспективе поможет понять механизм формирования грязевулканических систем в глобальном масштабе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Л.: Недра, 1982. 216 с.
2. Гулиев И.С., Гусейнов Д.А., Фейзуллаев Ф.А. Геохимические особенности и источники флюидов грязевых вулканов Южно-Каспийского осадочного бассейна в свете новых данных по изотопии С, Н и О // Геохимия. 2004. №7 С. 792-800.
3. Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 2. С. 143-158.
4. Лаврушин В.Ю., Гулиев И.С., Киквадзе О.Е., Алиев Ад. А., Покровский Б. Г., Поляк Б.Г. Воды грязевых вулканов Азербайджана: изотопно-химические особенности и условия формирования // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 1. С. 3-29.
5. Селецкий Ю.Б. Дейтерий и кислород-18 в проблеме формирования вод грязевых вулканов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 133-138.
6. Селецкий Ю.Б. Дейтерий и кислород-18 в глубоких подземных водах Западно-Туркменского артезианского бассейна // Сов. геол. 1984. № 3. С. 89-95.
7. Chao H.C., You C.F., Liu H.C., Chung C.H. The origin and migration of mud volcano fluids in Taiwan: Evidence from hydrogen, oxygen, and strontium isotopic compositions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2013. P. 29-59.
8. Conti A., Sacchi E., Chiarle M., Martinelli G., Zuppi G.M. Geochemistry of the formation waters in the Po plain (Northern Italy): an overview // *Applied Geochemistry*. 2000. Vol. 15. P. 51-65.
9. Minissale A., Magro G., Martinelli G., Vaselli O., Tassi G.F. Fluid geochemical transect in the Northern Apennines (central-northern Italy): fluid genesis and migration and tectonic implications // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 319. P. 199-222.
10. Dählmann A., Lange G.J. Fluid sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160 // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. Vol. 212. P. 377-391.
11. Mazzini A., Svensen H., Planke S., Guliyev I., Akhmanov G.G., Fallik T., Banks D. When mud volcanoes sleep: Insight from seep geochemistry at the Dashgil mud volcano, Azerbaijan // *Marine and Petroleum Geology*. 2009. Vol. 26. P. 1704-1715.
12. Nakada R., Takahashi Y., Tsunogai U., Guodong G., Shimizu H., Hattori K.H. A geochemical study on mud volcanoes in the Junggar Basin, China // *Applied Geochemistry*. 2011. Vol. 26. P. 1065-1076.
13. Madonia P., Grassa F., Cangemi M., Musumeci C. Geomorphological and geochemical characterization of the 11 August 2008 mud volcano eruption at S. Barbara village (Sicily, Italy) and its possible relationship with seismic activity // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*. 2011. Vol. 11. P. 1545-1557.
14. Hamada Y., Kazuhiro K., Miyata Y. Geologic structure and geochemistry of Taiwanese mud volcanoes // *Journal of Geography*. 2003. Vol. 118, № 3. P. 408-423.

15. Shinya T., Tanaka K. Origin of materials erupting from mud volcano in Tokamachi City, Niigata Prefecture, Central Japan // *Journal of Geography*. 2009. Vol. 118, № 3. P. 340-349.
16. Capozzi R., Picotti V. Fluid migration and origin of a mud volcano in the Northern Apennines (Italy): the role of deeply rooted normal faults // *Terra Nova*, Vol. 14, № 5. P. 363-370.
17. Martinelli G., Judd A. Mud volcanoes of Italy // *Geol. J.* 2004. Vol. 39. P. 49-61.
18. Ray S. J., Kumar A., Sudheer A.K., Deshpande R.D., Rao D.K., Patil D.J., Awasthi N., Bhutani R., Bhushan R., Dayal A.M. Origin of gases and water in mud volcanoes of Andaman accretionary prism: implications for fluid migration in forearcs // *Chemical Geology*. 2013. Vol. 347. P. 102-113.
19. Liu C.C, Jean J.S., Nath B., Lee M.K, Hor L.I, Lin K.H, Maity J.P. Geochemical characteristics of the fluids and muds from two southern Taiwan mud volcanoes: Implications for water-sediment interaction and groundwater arsenic enrichment // *Applied Geochemistry*. 2008. Vol. 24. P. 1790-1802.
20. Dia A.N., Castrec-Rouelle M., Boulegue J., Comeau P. Trinidad mud volcanoes: Where do the expelled fluids come from? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. Vol. 63. P. 1023-1038.
21. You C.F., Gieskes J.M., Lee T., Yui T.F., Chen H.W. Geochemistry of mud volcano fluids in the Taiwan accretionary prism // *Applied Geochemistry*. 2004. Vol. 19. P. 695-707.

УДК 552.4

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

А.А. Пугачев

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

В структурном отношении Южное Приморье относится к области позднепалеозойской складчатости с наложенными мезозойскими впадинами и подразделяется на Западно-Приморскую и Южно-Приморскую зоны, в каждой из которых выделяется несколько более мелких подзон [1]. Эта область на севере граничит с Ханкайским, а на западе с Сино-Корейским массивами, сложенными докембрийскими метаморфическими образованиями. Одной из проблем геологического строения Южного Приморья является выяснения наличия блоков докембрийских метаморфических пород в структурах ее Западно-Приморской и Южно-Приморской зон. Небольшие выходы метаморфических пород встречаются на побережье Японского моря и в материковой части этой области. Среди них выделяются докембрийские и силур-девонские образования. Однако условия и время проявления их метаморфизма и сравнение с метаморфическими образованиями прилегающих комплексов не проводилось или проводилось в очень ограниченной степени. И поэтому решить эту проблему на основе имеющихся отрывочных материалов не представляется возможным. В Южном Приморье имеются выходы метаморфических пород на островах Русский, Путятин, Аскольд (путятинская свита) и на п-ове Трудный. Эти породы недостаточно изучены, в частности, не определены условия их образования, тип метаморфизма (региональный или контактовый), во многих случаях возраст, структурное и стратиграфическое положение, а также их петрогеохимические особенности.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ (РИФЕЯ)

В Южно-Приморской и Западно-Приморской зонах установлены регионально-метаморфизованные породы в виде блоков и ксенолитов в интрузивах: габброидах, габбро-диоритах, гранитах, которые с различной степенью достоверности относятся к позднему протерозою. Они представлены в основном биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, гнейсами и мигматитами. Редкой разновидностью среди метаморфических пород являются гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы бухты Чузгова. Эти гнейсы гранобластовой структуры состоят из граната (15%), кордиерита (30%), кварца (20%), плагиоклаза (20%), биотита (8%), силлиманита (6%) и магнетита (1%). Как известно, гранат-кордиеритовый парагенезис, свидетельствующий о высоких температурах метаморфизма, представляет особый интерес для выяснения условий глубинности формирования метаморфических пород [5].

В районе Находкинского перевала установлены выходы кварц-биотит-серицитовых сланцев – пород с микролепидогранобластовой текстурой. Кварц представлен округлыми зернами до 0.1 мм. Составляет 20 – 25% от общей массы. Биотит развит и ориентирован по трещинам. В породе его около 40%. Представлен чешуйками до 0.1 мм. Мусковит составляет около 40% породы. Он тонкочешуйчатый до 0.1 мм и обнаружен в темно-серых метапесчаниках и выветрелых среднезернистых разгнейсованных гранитах с прожилками кварца до 20 см. Аналогичные породы развиты в 2 км на восток от Находки, где они переслаиваются с песчаниками.

В Муравьевско-Дунайской зоне выделена сланцевая толща. Она слагает небольшие блоки и тектонические пластины среди мезозойских образований и представлена эпидотовыми, эпидот-гранатовыми, гранат-биотитовыми сланцами, содержащими горизонты полосчатых амфиболитов, кварцитов и магнетит-гранатовых пород [1].

Так же сланцевая толща выделена на п-ове Дунай. В ее составе существенный объем имеют сильно рассланцованные вулканомиктовые средне-крупногалечные конгломераты в переслаивании с разнообразными сланцами – амфибол-хлоритовые, амфибол-хлорит-карбонатные, серицит-хлоритовые, биотитовые и кордиерит-биотитовые [1].

На острове Русский метаморфические породы развиты в западной его части в бухте Рында. Коренные обнажения протягиваются вдоль бортов бухты на 350 м, а также найдены между мысами Кошелева и Игнатьева. Они представлены тонкоплойчатыми темно-серыми, иногда черными сланцами, прорванными среднезернистыми кварц-полевошпатовыми гранитами.

Биотит-хлорит-кварц-плаггиоклаз-актинолитовые сланцы – это породы с нематобластовой текстурой, образованной сноповидными агрегатами актинолита. Микрогранобластовая структура обусловлена мелкими кристаллами кварца и плаггиоклаза. Хлоритовые агрегаты (до 0.1 мм) расположены согласно сланцеватости и развиты по биотиту, реликты которого встречаются в шлифе. Биотит составляет около 10 – 15% от общей массы. Между сноповидными образованиями актинолита присутствуют тонкозернистые кварц и плаггиоклаз. Кварц имеет округлые зерна до 0.2 мм и составляет около 20 – 25% от общей массы. Плаггиоклаз имеет таблитчатую форму со слабым двойникованием, около 25 – 30%. Актинолит представлен удлиненно-призматическими кристаллами зеленого цвета размером около 0.3 мм и составляет основную массу породы (30 – 35%).

Биотит-хлорит-плаггиоклаз-мускавито-кварцевые сланцы – это породы с лепидогранобластовой текстурой. Амфибол имеет удлиненные призматические единичные кристаллы размером до 0.15 мм (около 5% от основной массы). Эпидот развивается по биотиту. Его кристаллы размером до 0,1 мм занимают около 5% объема породы. Кварц представлен округлыми зернами до 1 мм и составляет основную массу породы. Среди вторичных минералов обнаружены хлорит и лейкоксен, развитые по биотиту в трещинах.

В бухте Авангард на м. Пашинникова в интрузивных породах найдены ксенолиты и блоки регионально-метаморфизованных пород, представленные гранатовыми амфиболитами. Их возраст определен как верхнепротерозойский – 622 млн. лет [5]. Гранатовые амфиболиты – это породы с нематобластовой, гранобластовой, порфиробластовой или пайкилобластовой текстурами. В их состав входит хлоритизированный биотит (до 0.4 мм) в количестве до 5%, по которому развиваются мусковит; цоизит с удлиненными кристаллами с явной спайностью по одному направлению (около 10% общей массы, размерность до 0.4 мм). Кварц представлен округлыми зернами до 0.4 мм и занимает около 20% общей массы. Амфибол представлен роговой обманкой размером до 1.4 мм (около 30% с включениями кварца). Гранаты гроссуляр-адродитового ряда (около 30%) размером более 2 мм. Акцессорные минералы представлены ксенотимом (?), сфеном с идиоморфными кристаллами размером до 0.1 мм. Текстура неявно выраженная сланцеватая.

Метаморфические породы, развитые на побережье Южного Приморья, представляют собой блоки в гранодиоритах и гранитах с возрастом 618 млн. лет, что может свидетельствовать об их докембрийском возрасте. В Западно-Приморской зоне наблюдаются выходы небольших блоков таких пород, отнесенных к позднему рифею. Это кубанская толща, сусловский комплекс и новгородский комплекс динамометаморфитов. Кубанская толща распространена на юге Западно-Приморской зоны в бассейнах рек Цукановка и Виноградная, в тектонических блоках линейной формы площадью 8 км², а также на мысе Суслова в виде останца габбро сусловского комплекса. В 2 км от Краскино на север в правом борту карьера находится коренной выход слюдистых сланцев, а также тонкоплойчатых серых кварцитов. Слюдистые сланцы представлены чередованием тонкосланцевых, плейчатых пироксен-амфиболовых кристаллосланцев с линзами и мощными пластами амфиболитов. В другом типе разрезов наблюдается чередование пачек кордиерит-силлиманитовых и пироксен-амфиболовых кристаллосланцев. Мощность толщи более 500 м. Подобный набор метаморфитов предполагает вулканогенно-осадочный состав первичных пород. Пироксен-амфиболовые кристаллосланцы, видимо, соответствуют вулканитам базальт-андезитового состава, гиперстен-биотит-плаггиоклазовые сланцы – граувакковым песчаникам, а кордиерит-

силлиманитовые кристаллосланцы – высокоглиноземистым пелитам. Эта кубанская толща прослеживается далеко на север на сопредельной территории Китая. Возраст амфиболитов (U-Pb метод) в ней достигает 690 млн. лет [2].

Новгородский комплекс представлен биотит-амфиболовыми, амфибол-хлорит-эпидотовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми и серицит-хлоритовыми сланцами, кварцитосланцами, милонитами и бластомилонитами.

ПОРОДЫ, ОТНОСИМЫЕ К СИЛУР-ДЕВОНУ

Породы путятинской свиты картированы на островах Путятина и Аскольд, а также на п-ове Дунай. На о-ве Путятина она расположена между мысами Лаврентьева и Шулепникова полосой около 10 м и сложена зелеными изменёнными порфирами и роговиками, переслаивающимися с гравелитами. Через 100 м они сменяются зелеными плагиоклазовыми порфиритами, зеленовато-серыми лавоконгломерато-брекчиями, и далее пятнистыми мраморизованными известняками с послойными порфирами и ороговикомованными песчаниками [1]. Также, на о-ве Путятина встречаются серые зеленоватые или черные тонкоплойчатые, сильно лимонитизированные филлиты в центре бухты между мысами Родионова и Лаврентьева, где они залегают совместно с известняками, туфами и конгломератами.

На о-ве Аскольд к этой свите отнесены осадочно-метаморфические породы, развитые в его южной части и на юго-западном и юго-восточном мысах бухты Наездник. Свита состоит из согласно переслаивающихся горизонтов темно-серых, иногда черных биотитовых роговиков и метаморфизованных конгломератов мощностью от 5 до 50 м с преобладанием прослоев 5 - 10 м. В составе толщи наблюдаются прослой метаэффузивов мощностью до 50 м, представленные порфиритами, туфами и туфопесчаниками [3]. На п-ове Дунай и м. Майделя в ее составе чередуются горизонты темно-зеленых рассланцованных метапорфиров, пачка желтовато-розовых, сильнометаморфизованных туфопесчаников и серых кремнистых сланцев. Кроме того, метаморфические породы обнаружены на правом борту бухты Безымянная (биотитовые сланцы) и в центральной части бухты Веселкина (очковые гнейсы и филлиты).

На м. Юнши береговые обрывы сложены мраморизованными известняками белого, розового, серого или зеленовато-серого цвета с прослоями амфиболитизированных диабазов и хлоритовых сланцев. Они сильно перемяты, пронизаны густой сетью жил кальцита, местами скарнированы. Видимая мощность известняков достигает около 320 м, общая – 1000 м.

Вся свита отнесена к силуру-девону, т.к. не похожа на известные в Приморье протерозойские отложения и прорвана гранитами и анненскими габброидами, имеющими абсолютный возраст 315 млн. лет. Она несогласно перекрыта нижнепермской дунайской свитой. Общей характерной особенностью крупных блоков метаморфических пород является их северо-западное простирание, характерное для протерозойских толщ Ханкайского массива, тогда как осадки палеозоя и мезозоя Южно-Приморской зоны смяты в складки северо-восточного простирания [5].

Таким образом, на побережье Южного Приморья широко развиты метаморфические породы различного состава и степени метаморфизма. Наблюдается их сходство с метамородами Ханкайского массива Приморья и прилегающей акватории Японского моря.

В Японском море метаморфические породы установлены в районе северного замыкания Центральной котловины на подводных возвышенностях Витязя и Алпатова. Их характеристика приведена по данным Е.П. Леликова [4]. Северная часть Центральной глубоководной котловины Японского моря отделена от Татарского пролива уступом высотой 1000 – 1500 м, который осложнен рядом возвышенностей, разделенных долинами субмеридионального простирания с крутыми (15 – 35°) склонами, на которых обнажаются породы складчатого фундамента. Последние представлены в различной степени метаморфизованными магматическими и терригенными образованиями. Метаэффузивы характеризуются грубосланцеватой текстурой, часто с элементами реликтовой порфировой. В выделениях отмечаются таблитчатые, интенсивно сосюритизированные, эпидотизированные кристаллы андезина (32 – 35% An) и псевдоморфозы хлорита, актинолита и эпидота по темноцветному минералу (пироксен

или роговая обманка), которые погружены в основную массу, составляющую до 60% объема породы и сложенную мелкозернистым агрегатом вторичного хлорита, актинолита, эпидота, иногда совместно с альбитом и биотитом. В них наблюдаются поры эллипсоидной формы, выполненные хлоритом и эпидотом. Первично, вероятно, это были пористые пироксеновые базальты. Отмечаются также гиалобазальты с единичными выделениями плагиоклаза, основная масса которых превращена в хлорит-актинолитовый агрегат. Кроме вышеописанных эффузивов в подчиненном количестве встречаются метабазиты, превращенные в микросланцы и амфиболиты с гранолепидобластовой и бластоофитовой текстурой. Они сложены ромбовидными кристаллами, нацело замещенными хлорит-актинолитовым агрегатом. Между ними наблюдаются пелитизированные кристаллы андезина (33 – 35% Ан) до 20% и рудного минерала (5 – 10%). Отмечается альбитизация породы, проявленная в замещении андезина зернами свежего альбита (до 5%). Наличие офитовых структур и реликтов бурой магматической роговой обманки может свидетельствовать о первично-магматической природе амфиболитов, образовавшихся в результате преобразования габбро или диабазов.

Амфиболовые микросланцы с фибробластовой текстурой сложены шестоватыми кристаллами светло-зеленого амфибола, между которыми наблюдаются мелкие зерна плагиоклаза (до 20%) и рудного минерала. Вдоль сланцеватости развиваются тонкие (до 1 мм) прожилки мелкоагрегатного кварца, в контакте с которыми происходит перекристаллизация зерен амфибола и плагиоклаза.

Альбит-биотит-хлоритовые сланцы – это породы с лепидогранобластовой, сланцеватой или грубополосчатой текстурой, состоящей из хлорит-биотитового агрегата, в котором заключены округлые мелкие (до 0.1 мм) зерна альбита.

Хлорит-альбит-мусковит-карбонатные сланцы – это грубополосчатые породы с порфиробластовой текстурой и фибробластовой основной тканью. Порфиробластовые участки образованы агрегатами зерен кальцита (до 50%) с примесью мусковита (до 15%), а основная масса представлена тонкоагрегатным материалом хлорита с зернами альбита и рудным веществом. В единичных случаях встречаются рассланцованные породы с катакластической текстурой. В породе видны реликтовые кристаллы альбитизированного плагиоклаза (до 40%). Кроме того, альбит слагает агрегаты мелких зерен, образующих полосы, ориентированные субпараллельно, и чередующиеся с полосами мелкокристаллических агрегатов зеленого хлорита (до 25%). Отмечаются шестоватые кристаллы и тонкие длинные чешуйки стильптимелана в виде сноповидных или крестообразных скоплений светло-коричневого цвета (до 5%) и рудный минерал (до 5%).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Важным критерием для петрохимической систематики метаморфических пород является содержание щелочей, их соотношение между собой и с железом и алюминием.

По соотношению щелочных и щелочно-земельных металлов породы побережья Японского моря относятся к натрово-кальциевому типу ($Na/K = 1.05 - 3.09$; $Ca/Mg = 1.19 - 3.63$), тогда как породы северного замыкания Центральной котловины – к натрово-магнезиальному ($Na/K = 4.19 - 30.39$; $Ca/Mg = 0.61 - 0.93$). Все они характеризуются умеренной железистостью (0.1 – 0.51) и низким коэффициентом глиноземистости (0.37 – 0.71). По соотношения суммы натрия и калия к окиси кремния породы возвышенностей Витязя и Алпатова относятся к базальтам, образцы с о-ва Русский – к базальтовым андезитам, а породы мыса Пашинникова – к андезитам и дацитам.

Всем изученным породам свойственны высокие концентрации легких редкоземельных элементов и низкие содержания тяжелых, что выражается в высоких La/Sm (2.78 – 5.32), La/Yb (6.13 – 23.54) отношениях и резко фракционированном спектре распределения редкоземельных элементов (REE). Также наблюдается отрицательная европиевая аномалия, что может свидетельствовать об их образовании на коре континентального типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Том XXXII. Приморский край. М.: Недра, 1969. 695 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. (Третье поколение). Дальневосточная серия. Лист К-52, 53. Владивосток. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2011. 332 с.
3. Леликов Е.П. Остров Аскольд: геологическое строение и золотоносность// Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 198-204.
4. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. 168 с.
5. Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье // ДАН СССР. 1970. Т. 190, № 6. С. 1426-1429.

**ПЕПЕЛ ВУЛКАНА БАЙТОУШАНЬ В-ТМ В РАЗРЕЗАХ ТОРФЯНИКОВ ПРИМОРЬЯ
КАК ВРЕМЕННОЙ МАРКЕР РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ
В МАЛЫЙ ОПТИМУМ ГОЛОЦЕНА**

Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
nadyar@tig.dvo.ru

Прослой вулканических пеплов в разрезах плейстоценовых-голоценовых отложений являются хорошими временными реперами для датирования событий и корреляции разнофациальных отложений. Особенно эффективно методы тефростратиграфии применяются для вулканических областей и районов, которые попадают в секторы пеплопадов крупных извержений. На Дальнем Востоке России этот метод широко применяется на Камчатке и Курильских островах. Ряд маркирующих пеплов обнаружен в донных осадках Охотского и Японского морей, что является надежной базой для стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых-голоценовых отложений и основой геохронологических построений [4, 5, 8].

Одним из широко распространенных голоценовых вулканических пеплов в регионе является пепел В-Тм влк. Байтоушань, расположенного на границе КНР и КНДР. Последнее наиболее сильное извержение этого вулкана произошло в 969 году нашей эры, когда было выброшено огромное количество тефры [3, 7]. Общий объем рыхлой выброшенной тефры оценивается по-разному от 50 км³ [8] до 96 км³ [5]. Пепел покрыл большую часть акватории Японского моря (мощность слоя до 5-10 см) [5, 8], север о. Хонсю, о. Хоккайдо [8, 9] и достиг о. Кунашир, где найден на юго-востоке острова [10] и в разрезах голоценовых отложений на влк. Тятя [9].

В краевую часть сектора разноса пирокластики этого крупнейшего извержения влк. Байтоушань попадает территория Южного и Юго-Восточного Приморья, однако в разрезах голоценовых отложений, которые для этого района хорошо изучены, этот пепел не был обнаружен. В ряде точек встречено разубоженное вулканическое стекло кислого состава, обнаруженное в разрезе лагунных отложений бух. Козьмино и отложениях оз. Бразневое, о. Путятина [2].

В 2012 - 2014 гг. в ходе палеогеографических исследований, проведенных на болотных массивах Центрального Сихотэ-Алиня, и работ по поиску следов цунами на побережье Восточного Приморья [1] в ряде разрезов найден прослой вулканического пепла В-Тм. Идентификация пепла проведена на основе изучения химического состава вулканического стекла на микрозонде в ДВГИ ДВО РАН. Для подтверждения возраста пепла использовались данные радиоуглеродного анализа подстилающих и перекрывающих органогенных отложений.

Наиболее мощный прослой тефры В-Тм найдет в разрезе торфяника Ларченкова (Ларкиного) болота, расположенного в центре Шкотовского плато на абсолютной высоте 730 м над уровнем моря (в 420 км от влк. Байтоушань). Здесь в разрезе торфяника в краевой части болотного массива на глубине 0.3 м вскрыт прослой вулканического пепла (мощностью до 2 см), представленный светло-серым с зеленоватым оттенком алевритом. В его составе преобладают частицы алевритовой размерности (средний размер зерен 77 мкм), примесь пелита (<10 мкм) составляет до 20.7%, крупные фракции представлены мелким песком (29.7-30.2%), наиболее крупные частицы имеют размер 250-280 мкм (0.2%). Гранулометрическая кривая распределения одномодальная (мода 80-90 мкм), практически симметрична, с небольшим хвостом тонких фракций. Материал хорошо сортирован. Вулканическое стекло имеет рагульчатую форму и характеризуется высоким содержанием К₂О (4.23-4.44%). В разрезе торфяника в центре болота,

образованного на месте палеозера, разубоженное вулканическое стекло встречено в интервале 0.40-0.45 м. Возрастную привязку вулканического пепла подтверждает ^{14}C -дата 1160 ± 50 л.н., 1080 ± 70 кал. л.н., ЛУ-7344, полученная из нижележащего торфа.

Этот же вулканический пепел обнаружен в разрезе торфяника болотного массива Мута в верхнем течении р. Уссури, где расположен уплощенный водораздел, разделяющий бассейны рек Уссури и Милоградовка. Прослой вулканического пепла В-Тм (мощностью до 1 см), представленный светло-серым алевритом, найден на глубине 0.40 м. Химический состав стекла (K_2O 4.58-5.84%) отвечает высококалийной тейфе влк. Байтоушань.

На побережье Восточного Приморья вулканический пепел В-Тм найден в верхней части разреза среднеголоценовой лагунной террасы (высотой 2.5 м), расположенной в урочище Лагунная Падь бухты Кит. Здесь в интервале 0.27-0.28 м в торфянистых алевритах встречена линза вулканического пепла, представленного желтым алевритом. Источник пепла идентифицирован по вулканическому стеклу, которое имеет высококалийный состав (K_2O 4.94-6.38%). Из вышележащих отложений получена ^{14}C -дата 830 ± 60 л.н. (790 ± 70 кал. л.н.) ЛУ-7064. В северной части бухты Кит вулканический пепел В-Тм встречен в нескольких разрезах торфяника (на глубине от 0.10 до 0.35 м) в виде тонких прослоев белого алеврита (мощностью несколько миллиметров). Содержание K_2O 4.05-6.22%.

В разрезах голоценовых отложений бух. Кит пепел сложен частицами меньшей крупности, чем на Шкотовском плато, гранулометрическая кривая распределения одномодальная, симметричная, мода 36-40 мкм, доминируют алевритовые фракции (74.7%), содержание фракции мелкопесчаной размерности <17.7%.

Южнее бухты Кит находится бух. Заря, на побережье которой за штормовым валом (высотой 5 м) расположено одноименное реликтовое озеро. На болоте, окружающем озеро, была пробурена скважина глубиной 5 м, вскрывшая торфяник, который накапливался с большими скоростями (2.1 мм/год). Гнездо вулканического пепла В-Тм влк. Байтоушань (0.5x0.5 см) обнаружено на глубине 2.21 м.

Идентификация тейфы влк. Байтоушань в разрезах голоценовых торфяников Приморья имеет большое значение для реконструкций развития природной среды в последнее потепление голоцена около 1 тыс. л.н. (малый оптимум голоцена), которое рассматривается многими исследователями, как возможный аналог развития ландшафтов в условиях современного потепления. Для территории Дальнего Востока нет документальных свидетельств о состоянии природной среды и изменениях климата до XVIII века, а инструментальные данные для некоторых районов появились последние 150 лет. Поэтому получение информации об изменениях климата и развитии ландшафтов в историческое время только на основе палеогеографических данных и датирование событий – одна из первостепенных задач. Находка вулканического пепла В-Тм, имеющего точную временную привязку, позволяет уточнить временные рамки этапов развития ландшафтов в историческое время.

По летописным источникам потепление имело неоднородный характер, в Китае потепление началось в VIII веке, очень теплым был IX век, в X веке климатические условия были близкими к современным, во второй половине X-XII веках климат стал прохладнее, а в начале XIII века – теплым [6]. Поэтому для понимания реакции ландшафтов на климатические изменения необходимо более детальное определение возраста, в чем помогают находки такого маркера, как вулканический пепел В-Тм.

На Шкотовском плато временные рамки потепления, сопоставляемое с малым оптимумом голоцена, определены около $1290-935$ ^{14}C л.н. В это время расширились площади, занятые кедрово-широколиственными лесами, климат был теплее и суше. В темнохвойных лесах по обрамлению болота увеличивалась роль березы.

На побережье Восточного Приморья к концу малого оптимума увеличивается роль корейского кедра. Увеличение в палиноспектрах содержания пыльцы *Quercus*, *Corylus*, *Syringa*, *Carpinus*, *Tilia* свидетельствует, что широколиственные породы были более распространены в лесной растительности. Среди широколиственных встречается также пыльца *Fraxinus*, *Ulmus*, *Juglans*. Среди спор увеличивается содержание спор теплолюбивых папоротников из рода *Osmunda*.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-00171) и программы «Дальний Восток» (проект 15-Г-097).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю., Гребенникова Т.А., Кайстренко В.М., Горбунов А.О., Арсланов Х.А., Чернов С.Б., Наумов Ю.А. Осадки исторических и палеоцунами на побережье Восточного Приморья // Тихоокеанская геология. 2015. № 1. С. 79-95.
2. Разжигаева Н.Г. Индикация голоценовых извержений вулкана Пектусан (Байтоушань) по распределению вулканического стекла в прибрежно-морских осадках Японского моря // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 104-107.
3. Сахно В.Г. Вулкан Пектусан: Хронология извержений, состав и эволюция магм на основе К-Аг датирования и изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ // ДАН. 2007. Т. 412, № 2. С. 226-233.
4. Сахно В.Г., Деркачев А.Н., Мелекесцев И.В., Разжигаева Н.Г., Зарубина Н.В. Вулканические пеплы в осадках Охотского моря: идентификация по микро- и редкоземельным элементам // ДАН. 2010. Т. 434, № 2. С. 204-211.
5. Сахно В.Г., Уткин И.В. Пеплы вулкана Чанбайшань в осадках Японского моря: Идентификация по микро- и редкоземельным элементам и определения возраста их извержений // ДАН. 2009. Т. 428, № 5. С. 641-647.
6. Duan V., Pu Q., Wu X. A preliminary study of Quaternary climatic changes in China // Selected papers of the conference 1978 on climatic changes in China. Beijing: Central Meteorological Agency, 1981. P. 7-17.
7. Horn S., Schmincke H.-U. Volatile emission during the eruption of Baitoushan Volcano (China/North Korea) ca. 969 AD // Bull. Volcanol. 2000. Vol. 61. P. 537-555.
8. Machida H. The stratigraphy, chronology and distribution of distal marker-tephras in and around Japan // Global and Planetary change. 1999. Vol. 21. P. 71-94.
9. Nakagawa M., Ishizuka Y., Kudo T. et al. Tyatya Volcano, southwestern Kurile arc: Recent eruptive activity inferred from widespread tephra // The Island Arc. 2002. Vol. 11. P. 236-254.
10. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Belyanina N.I., Eremenko N.A., Kopoteva T.A. Wetlands in the southern Kuril Islands: origin, age, evolution // International Wetlands: Ecology, Conservation and Restoration. New-York: Nova Science Publishers, 2009. P. 191-231.

УДК 004.65:551.21

ИНФОРМАЦИЯ KVERT О МОНИТОРИНГЕ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И СЕВЕРНЫХ КУРИЛ В ГЕОПОРТАЛЕ ИВиС ДВО РАН

И.М. Романова, О.А. Гирина

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
roman@kscnet.ru

Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team) ИВиС ДВО РАН была создана в 1993 г. Целью KVERT является снижение риска столкновения самолётов с пепловыми облаками в северной части Тихоокеанского региона с помощью своевременного обнаружения повышения активности вулканов, распознавания и отслеживания облаков вулканического пепла, и оперативного оповещения администраций авиакомпаний и других организаций о появлении опасности, связанной с вулканическим пеплом [1, 2]. Сотрудники KVERT тесно работают с коллегами из АМЦ (Авиационный метеорологический центр) Елизово и Tokyo VAAC (Volcanic Ash Advisory Center) для своевременного предупреждения авиации о вулканической опасности; кроме этого, рассылают VONA (Volcano Observatory Notice for Aviation) в VAACs Anchorage, Washington, Montreal и Darwin, а также в авиационные организации Тихоокеанского региона. Ученые из KVERT анализируют данные мониторинга: сейсмического (КФ ГС РАН) и видео-визуального, выполняют спутниковый мониторинг вулканов; назначают Авиационные цветовые коды опасности вулканов для авиации, разработанные Международной организацией гражданской авиации (ИКАО – International Civil Aviation Organization); выпускают пресс-релизы о состоянии и извержениях вулканов Камчатки (с 1993 г.) и Северных Курил (с 2003 г.) [1, 2].

С 1998 г. KVERT представлен в сети Интернет. В настоящее время информация и архивные данные KVERT доступны на сайте KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>) и Геопортале ИВиС ДВО РАН (<http://geoportal.kscnet.ru/>).

ГЕОПОРТАЛ ИВиС ДВО РАН

Научный Геопортал ИВиС ДВО РАН (<http://geoportal.kscnet.ru>) функционирует в сети Интернет с начала 2010 г. Геопортал представляет собой единую точку доступа к распределенным вулканологическим и сейсмологическим пространственным данным (ПД) и геосервисам – сервису поиска данных по метаданным, сервису визуализации ПД и тематическим интерактивным картам [3] и, таким образом, решает задачу интеграции гетерогенных научных данных института в единое информационное пространство, доступное пользователям сети Интернет.

Одно из направлений развития геопортала – создание коллекций данных в формате веб-ориентированных баз данных (БД) и информационных систем (ИС) и разработка сервисов доступа к ним с использованием современных веб-ГИС технологий.

Например, в 2011 г. разработана и продолжает развиваться информационная веб-система «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» – «Volcanoes of Kurile-Kamchatka Island Arc» (VOKKIA) (<http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/>), предназначенная для систематизации и интеграции геологических, геофизических, геохимических и других научных данных по наземным и подводным вулканам региона, в том числе об исторических извержениях активных вулканов [5].

Система VOKKIA имеет масштабируемую модульную структуру, представленную на сегодняшний день следующими информационными блоками: «Вулканы», «Извержения», «Породы», «Мониторинг», «Библиография», «Изображения», «Геосервисы».

Для хранения атрибутивных данных в системе используется среда СУБД MySQL. Основные сведения о вулканах (название, координаты, высота, географическое положение, общее описание и др.), даты и характеристики извержений (предвестники, состав пород, объем изверженных продуктов, энергия, индекс эксплозивности VEI (Volcanic Explosivity Index), краткое описание и др.) хранятся в БД «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги и их извержения» [4]. Для создания интерактивных карт в ИС VOKKIA применяются технологии, основанные на международных стандартах OGC (Open Geospatial Consortium) WMS (Web Map Services), WFS (Web Feature Service), WCS (Web Coverage Service) и KML (Keyhole Markup Language).

По состоянию на февраль 2015 г. в ИС размещены основные сведения о 283 вулканах, в том числе 72 действующих, с различной степенью детальности описаны 294 исторических извержения, загружено более 1700 изображений (фото, рисунки, схемы, графики, видео и др.), собрано более 1300 библиографических ссылок на публикации (рис. 1).

Блок «Мониторинг» системы VOKKIA содержит сведения о текущем состоянии и Авиационных цветовых кодах, назначаемых действующим вулканам Камчатки и Курильских островов учеными KVERT и SVERT (Sakhalin Volcanic Eruption Response Team), прогнозе опасности вулканов для авиации, данные видеонаблюдений в режиме реального времени за активными вулканами Камчатки с помощью веб-камер ИВиС ДВО РАН и Камчатского филиала (КФ) ГС РАН, спутниковые снимки MTSAT-2 с пепловыми шлейфами из архива Tokyo VAAC (<http://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/>) и др. Здесь также представлены результаты непрерывного визуального и спутникового мониторинга вулканов Камчатки и Северных Курил группы KVERT (рис. 2).

Информация KVERT в Геопортале ИВиС ДВО РАН. В зоне ответственности группы KVERT находятся 30 действующих вулканов Камчатки и 6 – Северных Курил (на о. Атласова и о. Парамушир). Для хранения описательной информации о действующих вулканах и их текущей активности служит созданная в ИС VOKKIA БД «Активность вулканов Камчатки и Курил». Основные сведения об активных вулканах (название, координаты, высота, географическое положение и др.), видах их мониторинга, потенциальной опасности вулканов для авиации и населения отображаются в Каталоге «Активные вулканы Камчатки и Северных Курил» на сайте KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volcano.php>) с 2003 г. и в блоке «Вулканы» ИС VOKKIA (<http://geportal.kscnet.ru/volcanoes/abclist.php?v=a>) (рис. 1).

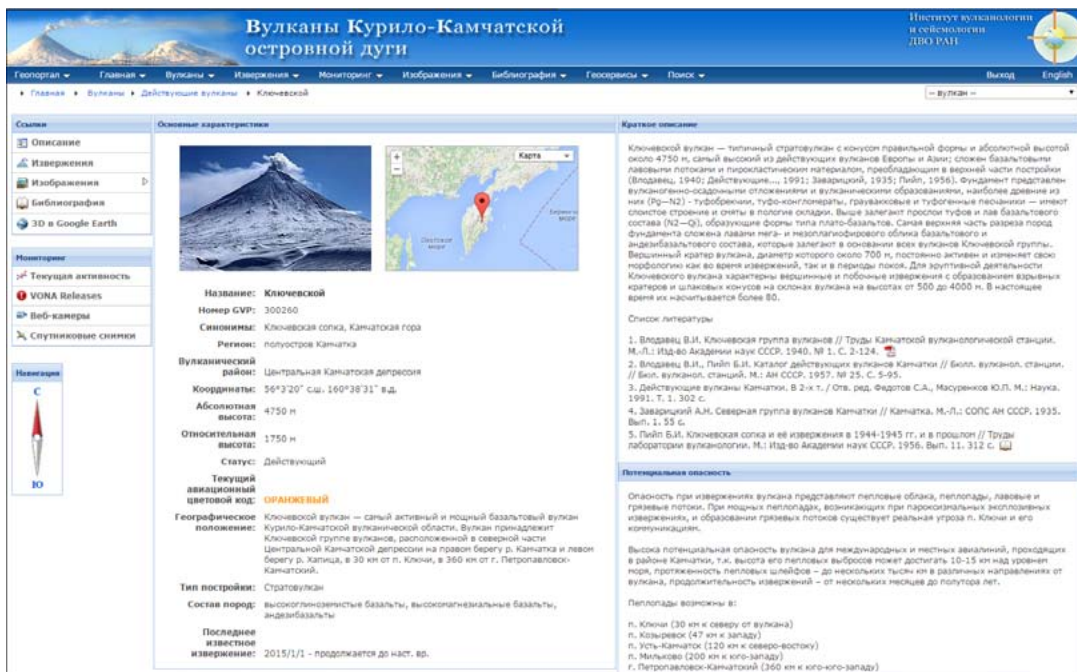


Рис. 1. Пример веб-страницы «Описание вулкана» (вулкан Ключевской) в ИС VOKKIA.

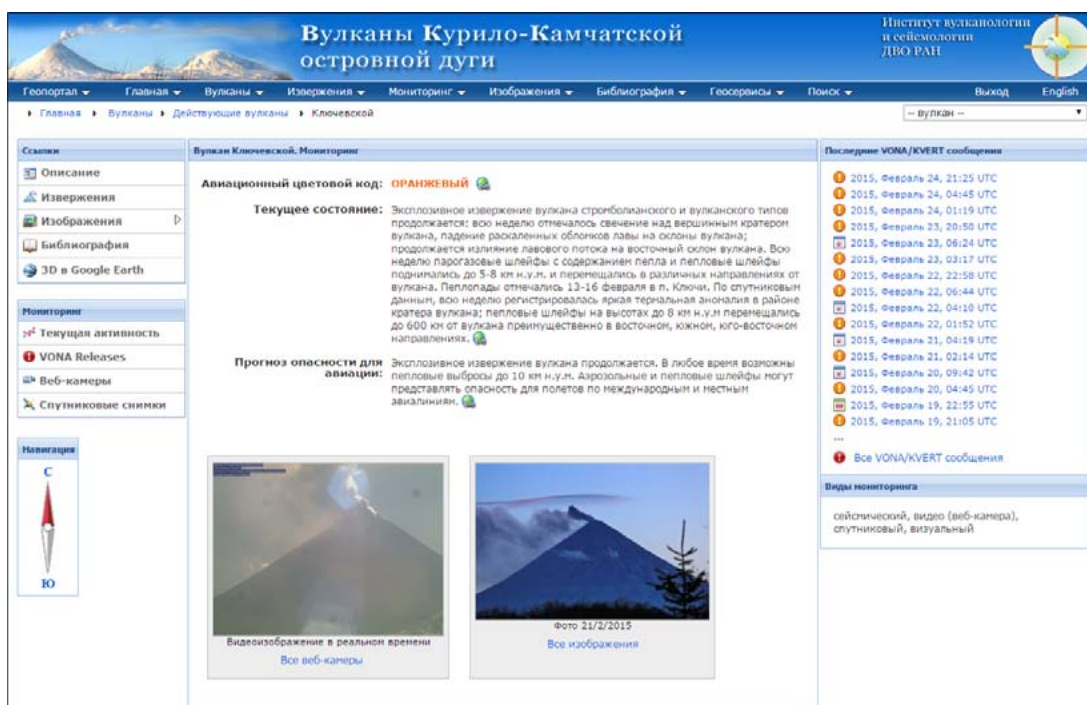


Рис. 2. Пример веб-страницы «Текущая активность» (вулкан Ключевской) в ИС VOKKIA.

В настоящее время KVERT выпускает 4 вида сообщений о состоянии и активности вулканов Камчатки и Северных Курил: VONA об изменении Авиационного цветового кода вулкана, связанного с началом/окончанием извержения или усилением его активности; или информации о пепловых шлейфах/облаках, обнаруженных в течение последних 6 часов; еженедельные пресс-релизы, включающие прогноз опасности вулканов для авиации на предстоящую неделю; ежедневные сводки о состоянии активных вулканов за прошедшие сутки; еженедельные сводки для КФ РЭС (Камчатского филиала Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска) [1, 2].

Для упрощения и повышения оперативности процесса подготовки сообщений разработано автоматизированное рабочее место дежурного оператора KVERT. Процесс создания сообщений состоит из нескольких этапов – пошагового заполнения полей веб-форм, разработанных для каждого вида сообщения, предварительного просмотра сформированного сообщения, автоматической отправки его по электронной почте всем заинтересованным службам и пользователям, сохранения сообщения в БД «Активность вулканов Камчатки и Курил». В случае выпуска VONA о пепловом выбросе или шлейфе, в БД поступает также детальная информация о событии – время, высота пепловой колонны, продолжительность события, направление и протяженность пеплового шлейфа, источник данных и т.д. Одновременно с рассылкой по почте KVERT-сообщения становятся доступными на сайте KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/>) и в блоке «Мониторинг» ИС VOKKIA (<http://geoport.kscnet.ru/volcanoes/van/>) (рис. 3).

На 25 февраля 2015 г. БД содержит 1524 KVERT-сообщения, выпущенных группой KVERT с июня 2011 г.

Веб-интерфейсы сайта KVERT и системы VOKKIA позволяют просматривать текущие KVERT-сообщения, а также сообщения за выбранную дату из БД. Обеспечена возможность выборки по запросу пользователя как всех видов сообщений для всех вулканов, так и сообщений только определенного вида или только для указанного вулкана. Кроме этого, возможен просмотр сообщений (в формате .txt или .html) из архивов 2000-2011 гг., приведенных с этой целью к единой файловой системе хранения. Архив VONA и еженедельных пресс-релизов формируется с января 2005 г., еженедельных сводок для КФ РЭС – с 2003 г., оперативных сообщений – с февраля 2010 по январь 2015 г., ежедневных сводок – с февраля 2000 г.

Вулканы Курило-Камчатской островной дуги

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Геопортал | Главная | Вулканы | Извержения | Мониторинг | Изображения | Библиография | Геосервисы | Поиск | Выход | English

Главная > Мониторинг активных вулканов > KVERT Information Releases

Мониторинг

VONA/KVERT Volcano Activity Notifications (VAN)

Прогноз для авиации опасности вулканов

Текущая активность вулканов

Web-камеры

VONA/KVERT Releases of VAN

- VONA/KVERT Releases
- KVERT Weekly Releases
- KVERT Daily Releases
- KVERT Operative Reports
- All Releases of VAN
 - 2015
 - 2014
 - 2013
 - 2012
- Archives in the old format
 - Information Releases (01.2005-05.2012)
 - 2005
 - 2006
 - 2007
 - 2008
 - 2009
 - 2010
 - 2011
 - 2012
 - Operative Reports (01.2010-09.2012)
 - 2010
 - 2011
 - 2012
 - Daily Reports (02.2006-)

KVERT/Volcano Observatory Notifications to Aviation (VONA)

Информация Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (KVERT)

(1) **VOLCANO OBSERVATORY NOTICE FOR AVIATION (VONA)**

(2) Issued: 20150224/2219Z

(3) Volcano: Sheveluch (CAVV #300270)

(4) Current Aviation Color Code: **ORANGE**

(5) Previous Aviation Color Code: orange

(6) Source: KVERT

(7) Notice Number: 2015-96

(8) Volcano Location: N 56 deg 38 min E 161 deg 18 min

(9) Area: Kamchatka, Russia

(10) Summit Elevation: 10766.24 ft (3283 m), the dome elevation ~8200 ft (2500 m)

(11) Volcanic Activity Summary: Explosive-extrusive eruption of the volcano continues. Ash explosions up to 32,000 ft (10 km) a.s.l. could occur at any time. Ongoing activity could affect international and low-flying aircraft.

(12) Volcanic cloud height: 19680 ft (6000 m) a.s.l. Time and method of ash plume/cloud height determination: 20150224/2218Z - Video data

(13) Other volcanic cloud information: Start time of explosion and how determined: 20150224/2210Z - Video data

(14) Remarks:

(15) Contacts: Dmitry V. Melnikov, IVS FEB RAS dvm@kscnet.ru
Duty scientist: +79622825253

(16) Next Notice: A new VONA will be issued if conditions change significantly or the Aviation Color Code is changes. VONAs are posted at http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/index_eng.php.

In Russia, KVERT, on behalf of the Institute of Volcanology and Seismology (IVS) FEB RAS, is responsible for providing information on volcanic activity to international air navigation services for the airspace users.

Aviation Color Codes

GREEN

Volcano is in normal, non-eruptive state
or, after a change from a higher level:

Volcanic activity considered to have ceased, and volcano reverted to its normal, non-eruptive state.

YELLOW

Volcano is experiencing signs of elevated unrest above known background levels.
or, after a change from higher level:

Volcanic activity has decreased significantly but continues to be closely monitored for possible renewed increase.

ORANGE

Volcano is exhibiting heightened unrest with increased likelihood of eruption.
or,
Volcanic eruption is underway with no or minor ash emission.
[specify ash-plume height if possible]

RED

Eruption is forecast to be imminent with significant emission of ash into the atmosphere likely.
or,
Eruption is underway with significant emission of ash into the atmosphere.
[specify ash-plume height if possible]

Рис. 3. Отображение KVERT-сообщений в ИС VOKKIA.

Вулканы Курило-Камчатской островной дуги

Слой

Легенда

Активные вулканы
с текущими авиационными цветовыми кодами (АЦК)

- ▲ зеленый АЦК
- ▲ желтый АЦК
- ▲ оранжевый АЦК
- ▲ красный АЦК

Вулканы

- ▲ названный
- ▲ подводный

Найти местоположение

Слой Google Earth

Опции отображения

Шивелуч, Безымянный, Ушковский, Плоский Толбачик, Ичинский, Гамчен, Кизимен, Кроноцкий, Хангар, Тауншиц, Кихпигиц, Малый Семьячик, Карымский, Корякский, Авачинский, Горелый, Мутновский, Опала, Ксуляч, Ильинский, Кошелева, Дикий Гребень, Камбальный, Эбако, Татаринова, Тихурачки, Карлинского, Пик Немо, Кальдера Тао-Русыр, Чиринкотан, Симаркв, Райкоке, Пик Палласа, Расшуа, Кальдера Заварицкого, Черного, Пик Прево, Трезубец, Сноу, Кудрявый, Баранского, Атсунпури, Беругаруба, Головинина, Венделова

Data SIO NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO
Image Landsat

Google earth
Условия использования

50°36'01.99" С 173°11'04.83" В Высота над уровнем моря: -4133 м обзор с высоты 1848.39 km

Рис. 4. Интерактивная карта «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» ИС VOKKIA.

В момент выпуска VONA об изменении Авиационного цветового кода какого-либо вулкана информация об этом синхронно обновляется на интерактивной карте «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги» блока «Геосервисы» ИС VOKKIA (<http://geoport.kscnet.ru/volcanoes/geoservices/google.php>) (рис. 4).

Сотрудники группы KVERT регулярно пополняют блок «Изображения» ИС VOKKIA фотографиями, отражающими моменты извержений или другой активности вулканов – лавовые потоки, пепловые выбросы и шлейфы и т.д. и представляющими интерес как для специалистов-вулканологов, так и для обычных пользователей Интернет.

Размещение информации группы KVERT об активности вулканов Камчатки и Курил не только на своем официальном сайте, но и в Геопортале ИВиС ДВО РАН значительно расширяет ее пользовательскую аудиторию и вместе с тем помогает рассматривать оперативные данные о состоянии вулканов в комплексе с другой вулканологической информацией, имеющейся в ИС VOKKIA. Комплексный анализ данных различных исследований, связанных с вулканизмом Курило-Камчатского региона, дает возможность, например, оценивать состояние и прогнозировать характер будущей активности вулканов; изучать периодичность извержений вулканов Камчатки и Курил в историческом ракурсе; определять степень опасности вулканов, непрерывно извергающихся на протяжении десятков или сотен лет и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гирина О.А. Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT) – 20 лет // Вулканизм и связанные с ним процессы: мат-лы Региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2013 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С. 36-41.
2. Гордеев Е.И., Гирина О.А. Вулканы и их опасность для авиации // Вестник РАН. 2014. Т. 84, № 2. С. 134-142. doi: 10.7868/S0869587314020121.
3. Романова И.М. Геопортал ИВиС ДВО РАН как единая точка доступа к вулканологическим и сейсмологическим данным // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 46-54.
4. Романова И.М., Гирина О.А., Максимов А.П., Мелекесцев И.В. База данных «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги и их извержения». Св-во о государственной регистрации базы данных. Рег. № 2012621071 от 16 октября 2012 г.
5. Романова И.М., Гирина О.А., Мелекесцев И.В., Максимов А.П. Информационная веб-система «Вулканы Курило-Камчатской островной дуги»: текущее состояние и перспективы развития // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 128-137.

УДК: 911.52+911.6(571.645)

ЛАНДШАФТНАЯ СТРУКТУРА АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ ХРЕБТА ГРОЗНЫЙ (О. ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Ф.А. Романюк

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
f.romanyuk2011@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Итуруп – крупнейший остров Курильского архипелага, занимает площадь 3174.71 км². На острове насчитывают 9 действующих, 7 потухших и 4 предполагаемых вулкана [5]. Хребет Грозный, расположенный в центральной части о. Итуруп, протянулся на 45 км от перешейка Ветровой до залива Касатка.

Хр. Грозный на всей своей протяженности представлен чередующимися вулканическими постройками, межгорными впадинами и равнинными участками. Ландшафтная структура хр. Грозный представлена 3 группами ландшафтов [1]. На вершинах и привершинных участках влк. Баранского (1132 м), влк. Тебенькова (1211 м), влк. Дракон и влк. Иван Грозный (1159 м), г. Монотупури представлены ландшафты крутых и средней крутизны склонов стратовулканических конусов. В этих зонах, наиболее подверженных воздействию продуктов извержения, формируются фрагментарные литоморфные лишайники. На более низких уровнях распространены кедровостланиковые заросли на сухоторфянистых, местами слоисто-пепловых, перегнойно-иллювиально-гумусовых почвах. Ландшафты крутых и средней крутизны склонов лавовых потоков формируют всю площадь хр. Грозный за исключением стратовулканических конусов. В растительности представлена очень четкая дифференциация – продольная и высотная. На склонах широкое распространение имеют каменноберезовые леса на охристо-подзолистых почвах, местами перегнойно-иллювиально-гумусовых, а также с зарослями бамбучников. Ландшафты крутых и средней крутизны склонов древних вулканов с лавовыми потоками, сложенные андезитами, базальтами и туфами, формируют долину р. Серная в центральной части хребта. Возвышенные участки этих районов покрыты кедровым стлаником на сухоторфянистых, местами слоисто-пепловых, перегнойно-иллювиально-гумусовых почвах. Широко распространены по склонам и понижениям бамбучниковые заросли с примесью каменной березы и ольхи на подзолисто-охристых почвах.

В 2013 – 2014 гг. проведены исследования ландшафтов наиболее активных вулканов хр. Грозный – Баранского и Иван Грозный. Цель исследований – выявление изменений ландшафтов под воздействием современной сольфатарной и гидротермальной деятельности, а также влияние извержений на компоненты ландшафтов.

В ходе работ на Старозаводском сольфатарном поле и экструзивном куполе влк Баранского, а также на куполе влк Иван Грозный были осуществлены комплексное изучение и картирование исследуемых местностей (Старозаводское поле), проведены лихенометрические работы (склоны куполов влк. Баранского и Ивана Грозного).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вулкан Баранского, расположенный в северо-восточной части хр. Грозный, представляет собой довольно сложное сооружение. Этот вулкан поднимается в виде изолированного, сильно усеченного конуса высотой 1132.7 м, по морфогенетической классификации относится к «кустовым» (многовыходным) стратовулканам.

Влк Баранского возник в позднем плейстоцене и проявил смешанную деятельность – с эксплозиями и излияниями лав. Лавовые потоки вулкана спускаются на 4 – 5 км к юго-востоку

до берега Тихого океана; на такое же расстояние они протягиваются в противоположном направлении, занимая площадь 6×9 км. Склоны конуса, за исключением северного сектора, сложенного молодыми лавами, сильно эродированы, и вулкан при наблюдении с юга имеет довольно старый облик. Некоторые потоки образуют выступающие в море мысы, например, близ руч. Водопадный. Старый вершинный кратер сильно разрушен, в нем находится пологий пирокластический внутренний конус. Кратер последнего несколько сдвинут в северном направлении, его гребень в северной части полностью уничтожен, и кратер широко открыт к северо-северо-западу. Многочисленные лавовые потоки, связанные с внутренним кратером, покрывают значительный сектор в северной и восточной частях конуса. На дне кратера в виде пологого щита поднимается экструзивный купол (рис. 1). Невысокие, крутые склоны его переходят в широкую, слабовыпуклую вершину. Диаметр купола около 500 м, высота над дном кратера около 40 – 50 м. Северная часть купола взорвана, здесь расположена цепочка из нескольких небольших взрывных воронок, образованных по неподтвержденным данным в 1951 г., и большой глубокий взрывной колодец. От этой взорванной части купола по северо-западному склону спускается самый молодой лавовый поток; ширина его в истоках достигает 500 м, в нижней части около 1 км, длина до 2 км, а мощность 50 – 60 м [2].



Рис. 1. Экструзивный купол влк. Баранского.

На экструзивном куполе влк. Баранского были заложены площадки для последующих лихенометрических исследований. По скорости прироста внешнего радиуса розетки лишайника, измеряемого в течение нескольких лет, можно установить приблизительное время существования лишайникового сообщества, и, как следствие, подсчитать примерный возраст экструзии. Для лихенометрии были выбраны накипные лишайники рода *Rhizocarpon*.

На юго-западном склоне конуса влк. Баранского, на высоте около 750 м, расположен амфитеатр эруптивного происхождения, на дне которого имеются несколько крупных парогазовых выходов и термальные источники - Верхнее сольфатарное поле. Ниже по склону, в долинах руч. Старозаводского и р. Кипящей, также расположены сольфатарные поля с выходами газогидротерм разного химического состава и температурой до 100°C. На этих участках наблюдаются современные процессы образования форм микрорельефа, связанные

с сольфатарно-гидротермальной деятельностью: рост сольфатарных построек, формирование грязевых котлов и воронок термальных источников, эрозионные процессы на поверхности гидротермально измененных пород и т.д. [3].

В 2013 – 2014 гг. на территории Старозаводского поля, на котором расположена действующая ГеоТЭС «Океанская», были проведены комплексные исследования ландшафтов на уровне урочищ и фаций. В ходе работы была проведена разбивка урочища сольфатарного поля на фации, и картирование их границ с указанием всех водотоков, гидротермальных источников, грязевых котлов. Для каждой фации проведено ботаническое описание и выполнены промеры температуры грунтов и выходов термальных вод для последующего создания термальной карты.

Ввиду активной современной сольфатарной и гидротермальной деятельности на территории поля, а также термо-химической эрозии материнской породы и грунтов, здесь образуется мозаичность в распределении почвенного и растительного покрова (рис. 2). На территории площадью около 20 тыс. м² было выделено 10 фаций, разреженных между собой и образующих порядка 30 отдельных участков. Данное урочище некогда была частью каменноберезовых лесов, о чем свидетельствуют отдельные мертвые деревья, сохранившиеся в пределах этой территории. Кроме того, значительная часть урочища преобразована в антропогенные ландшафты. Это места отвалов грунта после проведения строительных работ, точки выброса отработанных на ГеоТЭС горячих вод и пара. Данные воздействия обусловили развитие водной эрозии: на таких участках наблюдается смыв почвогрунта, вследствие чего они лишены растительности. Те участки грунтов, которые пригодны для произрастания растительности, местами лишены ее вследствие вытаптывания работниками ГеоТЭС и посетителями термальных источников.



Рис. 2. Мозаичность фаций Старозаводского поля влк. Баранского.

Для того, чтобы сохранить естественный природный ландшафт Старозаводского поля, имеющего не только научное, но и рекреационное значение, необходимо минимизировать антропогенный фактор: во-первых, ликвидировать точки сброса парогазовой смеси ГеоТЭС «Океанская»; во-вторых, проложить маршрутные тропы на территории поля для пешего посещения с целью защиты маломощного почвенного покрова и растительности от вытаптывания.

Вулкан *Иван Грозный* (рис. 3) расположен в южной части вулканического хребта Грозный. Он представляет собой сложный вулканический массив, древняя постройка которого значительно разрушена эрозионными процессами. Наиболее молодыми образованиями, слагающими сложный вулканический массив Иван Грозный, являются слившиеся своими основаниями купола Ермак, Иван Грозный и Дракон, которые осложнены многочисленными более мелкими вулканическими аппаратами. Лавы сложного вулканического массива Иван Грозный представлены главным образом двупироксеновыми андезитами. Проявления современной активности влк Иван Грозный приурочены к центральному куполу [2].



Рис. 3. Северный склон купола влк. Иван Грозный.

С середины XX века вулкан проявлял постоянную фумарольную активность, сопровождающуюся небольшими фреатическими и фреато-магматическими извержениями в 1951 г., 1964 – 1965 гг., 1967 – 1968 гг., 1970 – 1973 гг. [2, 5]. Наиболее значительное извержение зафиксировано в мае 1989 г. [5], а последнее – в августе 2012 г., которое продолжалось до апреля 2013 г. и в результате которого наблюдалось угнетение растительности на куполе [4].

Проведенные в 2013 г. обследования подтвердили частичное угнетение растительности у подножия северного и западного склонов вследствие извержения 2012 – 2013 гг., а также незначительную степень угнетения зарослей кедрового стланика к северу от вулкана, на заросших лавовых потоках между руч. Многоозерный и оз. Лопастное. На расстоянии до 1.5 км от центра эксплозивных извержений были обнаружены вулканические бомбы, повредившие стволы кедрового стланика. Общая степень угнетения растительности вследствие этого извержения была расценена как малая. На куполе вулкана были также заложены площадки для лихенометрии. В целом, лишайниковые сообщества, повсеместно встречаемые на соседних останцах и на западном склоне купола Иван Грозный, не пострадали. Однако на северном склоне группы лишайников оказались частично уничтожены, что указывает о преобладающем северном направлении движения продуктов извержения с воздушными массами.

Извержение вулканов практически всегда сопровождается частичным или полным уничтожением растительного и почвенного покрова, что вносит изменения в сложившуюся ранее ландшафтную структуру. При обследовании 2013 г. существенных изменений в ландшафтной структуре района влк. Иван Грозный не выявлено.

ВЫВОДЫ

Фрагментация ландшафтов хребта Грозный со временем возрастает. Современная сольфатарная и гидротермальная деятельность на вулканах изменяет ландшафтную структуру на уровне фаций, что приводит к их мозаичности, изменению почвенно-растительных компонентов. Результаты этих изменений выражаются в термо-химическом разрушении материнской породы и почвогрунтов, угнетении растительных сообществ, либо замещении исходных комплексов менее продуктивными, формировании особого микроклимата, который способствует вторичной фрагментации ландшафта. Кроме того, значительную роль в трансформации ландшафта – на примере Старозаводского поля – играет антропогенный фактор, проявляющийся в уплотнении верхних слоев почв в ходе вытаптывания, выпадении растительности из наземного покрова и последующей ветровой и водной эрозии грунтов. В связи с тем, что данный фактор в последнее время оказывает все большее влияние на изменение ландшафтной структуры, существует необходимость создания огражденных маршрутных троп в данной местности, проложенных по хорошо укрепленным участкам грунта и не оказывающих отрицательного воздействия на естественную природную среду.

Извержение влк. Иван Грозный в 2012 – 2013 гг., которое выразилось в выбросе пепла, значительно не затронуло окружающие его природные комплексы. Незначительному угнетению подверглись лишь участки, расположенные на северном склоне купола вулкана. На момент проведения работ процесс восстановления растительных комплексов был уже практически завершен.

Дальнейшие работы по изучению ландшафтов влк. Баранского и Иван Грозный позволят оценить динамику и интенсивность вулканических процессов, связанных с формированием рельефа земной поверхности и ландшафтов на современном этапе, а результаты лихенометрии помогут установить их в прошлом.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта Правительства Сахалинской области молодым ученым «Оценка рекреационно-туристского потенциала гидротермальной системы вулкана Баранского» (о. Итуруп, Курильские острова) и гранта РФФИ 13-05-00544 «Современная фумарольная и гидротермальная активность вулканов Южных Курильских островов».

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганзей К.С. Ландшафты и физико-географическое районирование Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2010. 214 с.
2. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
3. Жарков Р.В. Современная сольфатарно-гидротермальная деятельность вулканов хребта Грозный (о. Итуруп, Курильские острова) // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: сб. мат-лов IV Сахалинской молодежной научной школы, Южно-Сахалинск, 2-5 июня 2009 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2010. С. 191-197.
4. Жарков Р.В., Козлов Д.Н. Эксплозивное извержение вулкана Иван Грозный в 2012-2013 гг. (остров Итуруп, Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2013. №3. С. 39-44.
5. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.

УДК 551.217.24 (571.645)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНА ТЯТЯ (О. КУНАШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

А.В. Рыбин¹, Н.Г. Разжигаева², В.Б. Гурьянов¹, А.В. Дегтерев¹, М.В. Чибисова¹

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;

² Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
rybin@imgg.ru

Действующий вулкан Тятя расположен в северо-восточной части острова Кунашир (Курильские острова). Это самый крупный стратовулкан на Южных Курильских островах. Высота вулкана составляет 1819 м при диаметре основания 18 км. Он построен по типу Сомма-Везувий. Основными морфологическими элементами вулканической постройки вулкана Тятя являются: останец старого вулкана, сомма, внутренний центральный конус с двойным кратером, побочные конуса, маары и молодые лавовые потоки. Преобладающий состав продуктов вулканической деятельности – базальты и андезибазальты.

Общие сведения о геологическом строении вулкана Тятя приводятся в работах Е.К. Мархинина [6] и Г.С. Горшкова [3]. В публикациях А.И. Абдурахманова, В.И. Федорченко [1] и Е.А. Радкевич с соавторами [9] дано детальное описание последнего извержения вулкана Тятя в 1973 году. В более поздней публикации [11] рассматривается активность вулкана за последние 1000 лет и предполагается, по крайней мере, четыре крупных эпизода активизации. В работе [5], на основе современных аналитических данных, приводятся петрохимические особенности составов базальтов ранних этапов формирования вулкана. Проведенные в последнее время работы по изучению плейстоцен-голоценовых разрезов обрамления вулкана Тяти показали, что пирокластические чехлы имеют довольно сложное строение и практически не изучены. Краткое описание разрезов среднего и верхнего голоцена приводятся в работе Н.Г. Разжигаевой, Л.Н. Ганзей [10].

Первое упоминание в европейской литературе о вулкане Тятя приводится в отчетах экспедиции в районе Сахалина и Курильских островов голландского мореплавателя Маартена Гарритсена Фриза, который в 1643 г. назвал его горой Антони. В журнале старшего штурмана флейта «Кастрикум» Корнелиса Янсона Куна вулкан упоминается как «примечательная гора с ущельем на вершине», «гора с острой вершиной», «Тепель - сосок» [4]. Помощник штурмана Ф.Я. Де Баккер отмечал, что на этом пике «вокруг вершины имеется обход как на башнях». [8]. Эти образные сравнения важны тем, что по ним угадываются основные морфологические особенности строения вулкана (кальдера и вершинный конус), близкие к современным, и имеющего идеальные пропорции вулкана типа «Сомма Везувий». В тоже время, эти данные дают основание утверждать, что сильнейших катастрофических извержений, связанных с коренным изменением формы вулкана, за последние 370 лет не происходило. Сведения по исторической активности вулкана Тятя ограничены; зафиксировано всего два извержения - в 1812 и 1973 гг.

По первому событию имеется только краткое упоминание в рапорте П.И. Рикорда, который приводится в записках В.М. Головина [2]: «Из вершины Кунаширского пика, называемого японцами Чачанобури, увидели мы выходящий дым, чего в прошлом нами замечено не было». Извержение 1973 г. - одно из самых крупных на Южных Курилах за историческое время, было детально изучено вулканологами, непосредственно наблюдавшими его основные фазы. В частности, была реконструирована его динамика, установлены сопутствующие ему сейсмические явления, изучен вещественный состав изверженного материала. Первые и самые сильные взрывы произошли у северного подножия вулкана на высоте около 500 м. Эксплозивная активность в этом районе была кратковременной и закончилась в тот же день. В результате взрывов на северном подножье вулкана образовалась группа мааров. Во второй половине дня

14 июля на юго-восточном склоне вулкана произошел прорыв лавы и в дальнейшем извержение было локализовано в юго-восточном секторе. Первоначально образовался небольшой шлаковый конус Пограничник, однако основная масса пирокластического материала извергалась из кратера Отважный, образовавшегося несколько ниже конуса Пограничник. В результате интенсивной эксплозивной деятельности образовался крупный шлаковый конус: диаметр по основанию конуса 1,3 км, по гребню кратера - 530×600 м, по дну кратера – 180 м. Этим кратером за короткий промежуток времени (всего 14 дней) был выброшен довольно большой объем ювенильного шлакового материала (0,2 куб. км) [1].

Центральный вершинный конус после извержения в 1973 г. начал постепенно разогреваться с выделением сернистых газов, в конце 80-х годов начался спад активности вершинного кратера [7]. В настоящее время слабая фумарольная активность сосредоточена в кратере Центрального конуса, температура на выходах газовых струй не превышает 100°C. Небольшие разогретые площадки, по данным визуальных и аэрокосмических наблюдений, имеются на восточной кромке кратера.

Учитывая высокую активность и эффузивно-эксплозивный характер деятельности влк. Тятя, крайне актуальным представляется вопрос оценки будущей вулканической опасности и долгосрочного прогноза. Его решение предполагает изучение эруптивной истории вулкана в верхнем плейстоцене-голоцене.

Объектами изучения являлись разрезы почвенно-пирокластических чехлов, как наиболее информативные для тефростратиграфических построений. Изучение опорных разрезов включало геоморфологический и литолого-фациальные методы. Корреляция вулканических пеплов проведена методом их непрерывного прослеживания в разрезах почвенно-пирокластического чехла с учетом их морфологических особенностей, цвета, состава, крупности, а также изменения их мощности и положения в разрезах. Большое внимание уделено характеристике вещественного состава тефры отдельных извержений вулкана Тятя и маркирующих пепловых прослоев других вулканов с целью выделения строгих геохронологических реперов. Радиоуглеродное датирование проводилось в ГИН РАН и Отделе эволюционной географии и геоэкологии СПбГУ. Календарный возраст приведен по калибровочной программе «CalPal» Кёльнского университета (<http://www.calpal-online.de>).

Проведено детальное описание 5 разрезов с отбором проб на радиоуглеродный, минералогический и геохимический анализы. Предварительный анализ опорного разреза в районе ск. Роцца (9 км от вершины вулкана) показал, что в этом районе фиксируется достаточно длительный временной интервал вулканической активности – начиная с позднего плейстоцена. Выделено и проведено радиоуглеродное датирование 8 горизонтов палеопочв, разделяющих возрастные интервалы эруптивной активности вулкана Тятя в голоцене.

Верхнеголоценовая часть разреза фиксирует 5 крупных извержений, связанных с формированием центрального конуса. Возраст палеопочвы, подстилающей горизонты пирокластике 1696 ± 108 л.н., ГИН – 1186. В этом интервале также обнаружены прослойки вулканических пеплов, которые, предположительно, имеют удаленное происхождение. Их наиболее вероятные источники – вулканы Японии.

В интервале 3278 ± 124 л.н., ГИН 11864 - 9355 ± 200 л.н., ГИН 11869 датировано 6 горизонтов палеопочв, разделяющих этапы слабой вулканической активности длительностью 800 – 1200 лет. Слои с преобладанием ювенильной тефры обнаружены только в интервале 4281 ± 104 л.н., ГИН 1186 - 5227 ± 246 л.н., ГИН 11866. Кроме того, в разрезе встречаются прослойки кислой пирокластике, источник которой пока не установлен. Наиболее древняя погребенная почва в разрезе имеет возраст 9355 ± 200 л.н., ГИН 11869. Под ней залегает пачка мощностью более 1 м, представленная желтовато-бурыми суглинками, обогащенными пемзовыми лапилли. Ниже разрез представлен морскими гравийниками и песками с косою слоистостью.

В районе водопада Птичий (южная часть вулкана), под лавами базальтов мощностью около 16 м, обнаружена погребенная почва, возраст которой составляет 14531 ± 539 л.н., ГИН 12251, залегающая на конгломератах и косослоистых морских песках. Эта самая древняя датировка в окрестностях вулкана Тятя, которая по всей видимости, характеризует начальный этап формирования вулканической постройки.

В разрезах южной части вулкана, в основании грубообломочных пирокластических толщ мощностью около 12 м, вложенных в древние эрозионные долины, по обугленной древесине получены даты 1807 ± 68 л.н., ГИН 12252 и 1826 ± 52 л.н., ГИН 12232. Сходные разрезы, перекрытые верхнеголоценовым чехлом, прослеживаются и в северо-восточной части вулкана, возраст необугленного ствола дерева 1800 ± 70 л.н. ЛУ-7273. Большие мощности этих толщ и их широкое распространение позволяют интерпретировать отложения как продукты кальдерообразующего извержения с образованием кратера-кальдеры $2,1 \times 2,4$ км в поперечнике. Следует отметить, что в почвенно-пирокластических чехлах, на удалении 9 км от кратера вулкана, это событие отражено довольно слабо и представлено желтовато-бурой тонкой резургентной пирокластикой мощностью 0,16 м.

В разрезах верхнего плейстоцена-голоцена изверженные продукты вулкана Тятя представлены петрохимически однородными среднекалиевыми высокоглиноземистыми базальтами, андезибазальтами и редко андезитами. Для пирокластики посткальдерной стадии (моложе 2 тыс. лет) намечается тенденция уменьшения кремнекислотности на 1-2 % и появление магнизиальных разностей (до 7.5 MgO).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдурахманов А.И., Федорченко В.И. Особенности механизма извержения вулкана Тятя в июле 1973 г. // Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. 1976. Вып. 48. С. 44-52.
2. Головнин В.М. Сокращенные записки флота Капитан-Лейтенанта (ныне Капитан первого ранга) Головнина, о плавании его на шлюпе «Диана» для описи Курильских островов, в 1811 г. СПб., 1819.
3. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
4. Западноевропейские мореплаватели у берегов Сахалина и Курильских островов (XVII – XVIII вв.) / сост. М.С. Высоков. Южно-Сахалинск: Изд-во «Лукоморье», 2010. 172 с.
5. Мартынов Ю.А., Мартынов А.Ю., Чащин А.А., Рыбин А.В. Базальты вулкана Тятя: петрология и генезис (Остров Кунашир, Курильская островная дуга) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, №3. С. 22-31.
6. Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир // Тр. лаб. вулканологии. 1959. Вып. № 17. С. 43-51.
7. Мархинин Е.К. О состоянии вулканов острова Кунашир (март 1974-май 1982 гг.) // Вулканология и сейсмология. 1983. №1. С. 43-47.
8. Полевой Б.П. Плавание М.Г. де-Фриса в северных водах Тихого океана (1643 г.) // Общество изучения Сахалина и Курильских островов. Краеведческий бюллетень. 1990. № 3. С. 3-38.
9. Радкевич Е.А., Радкевич Р.О., Мархинин Е.К. и др. Рудоносность пеплов вулкана Тятя в связи с динамикой движения пепловых туч при извержении в 1973 г. на о. Кунашир // Геология и геофизика. 1977. № 2. С. 62-70.
10. Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А. Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцене-голоцене. Владивосток: Дальнаука, 2006. 365 с.
11. Nakagawa M., Ishizuka Y., Kudo T. et al. Tyatya Volcano, south-western Kurile arc: Recent eruptive activity inferred from widespread tephra // The Island Arc. 2002. Vol. 11. P. 236-254.

УДК 551.217.1(571.645)

**КИСЛЫЕ МАГМЫ КАЛЬДЕРНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ОСТРОВА ИТУРУП:
ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
ВО ВКРАПЛЕННИКАХ ПЕМЗ КАЛЬДЕРЫ ЛЬВИНАЯ ПАСТЬ
И ПЕРЕШЕЙКА ВЕТРОВОЙ**

С.З. Смирнов^{1,2,3}, А.В. Рыбин⁴, Е.Н. Соколова^{1,2,3}, Д.В. Кузьмин^{1,2}, А.В. Дегтерёв⁴

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия;

² Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия;

³ Томский государственный университет, г. Томск, Россия;

⁴ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
ssmr@igm.nsc.ru

ВВЕДЕНИЕ

Формирование и развитие очагов кислых магм является актуальным вопросом современной магматической петрологии. С кислым вулканизмом связаны проявления наиболее сильных эксплозивных извержений, которые привели к катастрофам в истории человечества. Кроме этого, кислый магматизм является частью процесса формирования древних и современных рудно-магматических систем.

Данная работа представляет первые результаты исследования включений в минералах двух проявлений эксплозивного вулканизма острова Итуруп, расположенного в южной части цепи Курильских островов. Ее целью была реконструкция составов магматических расплавов, предшествовавших извержениям, представленных кислой пирокластикой верхнеплейстоценовых кальдер Львиная пасть (ЛП) и перешейка Ветровой (ПВ) [1, 2]. Особое внимание было уделено определению состава летучих компонентов в магмах, так как именно их поведение определяет стиль и интенсивность эксплозивных извержений.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Магматические вкрапленники были отмыты из образцов пемз, отобранных в разрезах упомянутых кальдер, и вручную отобраны под бинокулярным микроскопом. Для исследования включений вкрапленники были смонтированы в шашки из эпоксидной смолы и отполированы с помощью абразивов и алмазных паст. Включения изучались с помощью оптического поляризационного микроскопа. При комнатной температуре были установлены фазовый состав включений, их приуроченность к различным зонам роста, определено их происхождение и степень нормальности/аномальности. Вкрапленники, содержащие включения размером более 8-10 мкм, были отобраны для дальнейших исследований.

Главные объекты данной работы – расплавные включения, которые при комнатной температуре содержат только одну фазу стекла. Составы включений определялись методами электронно-микронзондового анализа и спектроскопии комбинационного рассеяния света (рамановской спектроскопии). Анализы проводились на СЭМ Tescan Mira 3LMU с полевой эмиссией (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток зонда 1 нА. Для уменьшения эффекта потери натрия при анализе водосодержащих кислых стекол анализ проводился методом ЭДС в режиме сканирования площадки от 5x5 до 20x20 мкм. Время счета установлено 60 сек, что обеспечивало пределы обнаружения менее 0,1 – 0,3 мас. %. Правильность полученных результатов контролировалась регулярным измерением эталонных плагиоклаза и пироксена. При необходимости вносилась коррекция. Калибровка прибора осуществлялась по набору хорошо охарактеризованных искусственных соединений и природных минералов. Присутствие воды в стекле расплавных включений

определялось качественно методом Рамановской спектроскопии и оценивалось количественно по недостатку суммы микронзондового анализа. Пересчет на нормативный минеральный состав производился методом CIPW.

Анализ минералов, содержащих расплавные включения, и кристаллических включений осуществлялся также как и анализ стекол расплавных включений. Контроль правильности анализа производился пересчетом на формульные единицы.

Состав флюидных включений и флюидных обособлений в расплавных включениях изучался методом Рамановской спектроскопии.

МИНЕРАЛОГИЯ

Состав вкрапленников в пемзах кальдеры Львиная пасть и перешейка Ветрового оказался близким. Главными минералами в обоих случаях являются Mg-Fe пироксены, клинопироксены, плагиоклазы и кварц. В отличие от образцов ПВ в пемзах ЛП присутствует амфибол.

Mg-Fe пироксены встречаются в виде хорошо образованных кристаллов. Для них характерно обилие кристаллических включений, среди которых установлены клинопироксен, апатит, плагиоклаз, магнетит, ильменит и пирротин. В пемзах обоих вулканических центров Mg-Fe пироксены по составу отвечают гиперстену с Mg# 0,62 – 0,64 и с содержанием волластонитового минала не более 2 мол. %. Отличия между ними минимальны, однако пироксены ЛП систематически отличаются от ПВ чуть более высоким содержанием MgO и более низким Al_2O_3 и CaO. Отчетливой зональности по составу вкрапленники ортопироксена не проявляют.

Клинопироксены также образуют хорошо ограненные кристаллы, содержащие обильные включения кристаллов апатита, магнетита, ильменита, плагиоклаза, и ортопироксена. По составу они соответствуют высококальциевому авгиту ($Wol = 0,43 - 0,44$) с Mg# 0,73 – 0,74. Авгиты ЛП отличаются от ПВ более низким TiO_2 и высокими Al_2O_3 и Na_2O . Аналогично ортопироксену клинопироксен не проявляет отчетливой зональности состава. Оценки температур по парам клинопироксен-ортопироксен [3], представляющих собой пары включение – минерал-хозяин, показывают, что они образовались при 750 – 800°C.

Амфиболы из пемз ЛП обладают достаточно выдержанным составом. Содержание Na+K в позиции щелочи составляет 0,31 – 0,36 ф.е., что заставляет рассматривать их как Ca амфиболы, относящиеся к серии роговой обманки, а содержание Al, превышающее 1 ф.е. и Mg# 0,66 – 0,68, относить их к железистым гастингситам. Для гастингситов ЛП характерно невысокое содержание Cl (<0,13 мас. %).

Плагиоклазы также как и темноцветные минералы образуют хорошо ограненные кристаллы. В отличие от темноцветов они содержат существенно меньшее количество кристаллических включений, среди которых установлены апатит, магнетит и ильменит. Плагиоклазы относятся к бинарному твердому раствору. Содержания K_2O не превышают 0,16 (ПВ) и 0,25 (ЛП) мас. %. Составы вкрапленников варьируют в пределах An_{39-80} (ПВ) и An_{47-79} (ЛП). В отличие от темноцветов плагиоклазы обладают зональностью по составу, и весь диапазон вариаций составов может быть представлен в пределах одного вкрапленника.

Вкрапленники кварца имеют неправильную изометричную форму. В них отсутствует зональность и включения других минералов.

Апатит не установлен в виде вкрапленников, но является самым распространенным среди кристаллических включений в темноцветных минералах. По соотношению F, Cl и OH апатиты обоих вулканических центров следует отнести к F-ОН-апатитам. Атомные соотношения F/Cl составляют 1,8-2,2 (ЛП) и 2,1-2,7 (ПВ). Практически все апатиты содержат значительную примесь серы до 0,95 (ЛП) и 0,82 (ПВ) мас. % SO_3 .

Включения минералообразующих сред. Все исследованные минералы содержат обильные расплавные включения (РВ). В большинстве случаев включения образуют азональные группы или приурочены к зонам регенерации вкрапленников. Пироксены и кварц содержат, как правило, только азональные группы в разных частях кристаллов. В плагиоклазах

присутствуют как зональные, так и агональные включения. Апатит также содержит расплавные включения трубчатой формы, как правило, расположенные по центру вдоль длинной оси кристаллов. Такое расположение включений в разных вкрапленниках свидетельствует об их первичности. По фазовому составу при комнатной температуре включения могут быть разделены на 3 группы: однофазовые стекловатые (1) (рис. 1а), двухфазовые, содержащие стекло и газовый пузырек (2) (одно из включений на рис. 1в) и многофазовые, содержащие стекло, кристаллы и/или газовый пузырек (3) (рис. 1б). Кристаллы во включениях 3 типа не являются дочерними. Как следствие этот тип включений рассматривается как аномальный. В темноцветных минералах доминируют РВ 1 и 3 типов, в кварце и плагиоклазах – 1 и 2 типов.

Флюидные включения (ФВ) обнаружены только в плагиоклазе из пемз ПВ (рис. 1в). При комнатной температуре они содержат газообразную углекислоту. Примеси паров воды обнаружить методом Рамановской спектроскопии не удалось. Важно заметить, что зоны роста вкрапленников, содержащие ФВ, обладают самыми основными составами. Зоны роста, содержащие газовые ФВ, всегда содержат РВ 2 типа. Объемная доля газовых пузырьков РВ варьирует в широких пределах. Это означает, что такие включения являются результатом захвата сосуществующих фаз силикатного расплава и углекислотного флюида.

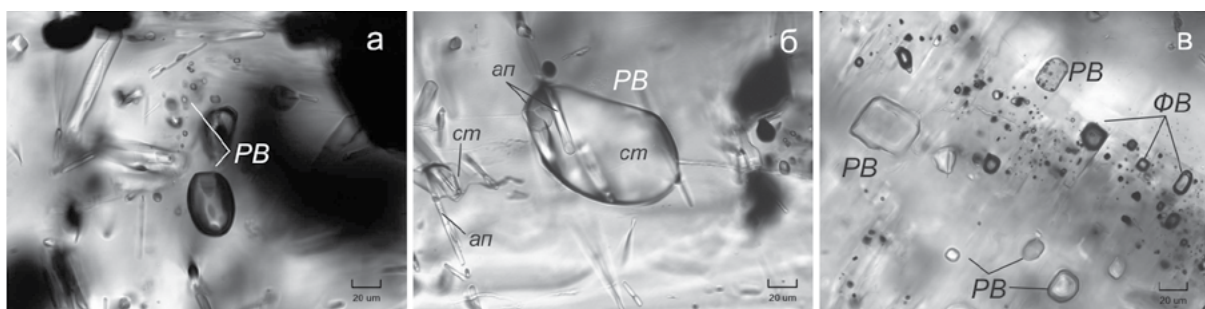


Рис. 1. Включения во вкрапленниках пемз перешейка Ветрового: а – стекловатые расплавные включения в ортопироксене; комбинированное расплавное стекловатое включение с захваченным кристаллом апатита в ортопироксене; зональные расплавные и флюидные включения в плагиоклазе. РВ – расплавные включения, ФВ – флюидные включения, ст – стекло, ап – апатит.

Особенностью всех изученных вкрапленников является то, что внешние зоны кристаллов, время образования которых наиболее близко ко времени извержения, либо не содержат включений, либо содержат только РВ. Вкрапленники плагиоклаза ПВ содержат ФВ только в пределах внутренних зон или в ядерных частях кристаллов.

Сопоставление содержаний CaO и Al_2O_3 в РВ 1 типа пемз обоих вулканических центров показало, что степень преобразования их состава после захвата минералом-хозяином минимальна. Это означает, что включения были захвачены непосредственно перед извержением и вероятно были закалены непосредственно в его ходе. Таким образом, полученные составы отвечают состоянию магматической камеры непосредственно перед извержением.

По соотношению кремнезема и щелочей стекла РВ из пемз ПВ попадают в поле риолитов и дацитов нормального ряда. Стекла РВ из пемз ЛП имеют сходные составы, но несколько более узкий диапазон вариаций SiO_2 . По этой причине они практически полностью находятся в поле риолитов. По соотношению Na_2O и K_2O стекла РВ натровые, по содержанию K_2O – низкокалиевые. По соотношению щелочей и глинозема – высокоглиноземистые. По соотношению нормативных содержаний полевых шпатов стекла РВ обоих вулканических центров попадают в поле трондjemитов.

Из летучих компонентов в стеклах РВ был установлен Cl, содержания которого составляют 0,2 – 0,4 мас. % для обоих центров. Содержания фтора и серы оказались ниже пределов обнаружения при выбранных параметрах анализа. Оценка содержаний этих элементов по коэффициентам распределения между кислым расплавом и апатитом [4] позволяет предполагать, что содержания SO_3 не превышали 0,1, а F – 0,2 мас. %.

Методом Рамановской спектроскопии было установлено, что стекла всех включений

содержат H_2O . Содержание воды было оценено по недостатку суммы микронзондовых анализов с учетом содержаний серы и фтора. Учитывая грубость такой оценки, можно отметить, что стекла РВ содержат около 5 – 6 мас. % H_2O .

Важно заметить, что составы включений в пироксенах и плагиоклазе перекрываются практически полностью. Для них характерны положительные корреляции содержаний CaO и Al_2O_3 и отрицательные – для содержаний CaO и SiO_2 . Значимых корреляций между Si , Al и Fe не установлено. Стекла РВ в кварце и амфиболе характеризуются более высокой щелочностью и при этом наиболее низкими содержаниями CaO и Al_2O_3 .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследование всех видов включений во вкрапленниках пемз перешейка Ветрового и кальдеры Львиная пасть показали, что они образовались при кристаллизации кислых риолитовых и риодацитовых расплавов. Низкие содержания Ca , Fe и Mg в стеклах РВ дают основание полагать, что пироксены и частично плагиоклаз представляют собой рестит, возникший при образовании кислого расплава. То, что ядерные части кристаллов орто- и клинопироксена содержат включения риолитового расплава, подтверждает этот вывод. Низкое содержание K_2O и CaO при повышенной глиноземистости и натровости, а также двупироксен-плагиоклазовый состав рестита означает, что кислые расплавы возникли путем плавления метабазитовой коры острова Итуруп, а не в результате фракционирования более основных (андезитовых или базальтовых) магм. Вместе с пироксенами и плагиоклазом происходило образование апатита, магнетита и ильменита.

Общая для включений в плагиоклазе и пироксенах положительная корреляция CaO и Al_2O_3 показывает, что расплавы перед извержением претерпели дифференциацию. Вероятно, кварц присоединился к ассоциации вкрапленников последним. Он не содержит кристаллических включений, а РВ обладают низкими содержаниями CaO , Al_2O_3 и повышенной щелочностью. Несмотря на замеченные закономерности, величины вариаций достаточно малы. Это означает, что расплав от момента появления до извержения претерпел крайне незначительные изменения в составе, обусловленные, главным образом, кристаллизацией плагиоклаза.

При образовании вкрапленников интенсивной дегазации расплава не происходило. Признаки этого процесса зафиксированы в виде флюидных углекислотных включений только в плагиоклазе из пемз ПВ. Недостаток суммы микронзондовых анализов РВ не обнаруживает закономерных вариаций в зависимости от наличия или отсутствия в них газового обособления. Нет также закономерности в соотношении недостатка суммы и содержаний хлора. Эти признаки позволяют утверждать, что если дегазация и имела место, то она была связана преимущественно с выделением газообразной углекислоты. Вода в процессе кристаллизации вкрапленников оставалась растворенной в расплаве.

Отсутствие флюидных включений в краевых частях вкрапленников свидетельствует в пользу того, что выделение водного флюида не происходило и в период времени непосредственно перед извержениями. По-видимому, дегазация магмы с выделением воды происходила в процессе извержений, сформировавших изученные пемзы.

Сера играла значимую роль в процессах кристаллизации риолитовых и риодацитовых расплавов Львиной пасти и перешейка Ветрового. Это фиксируется значительным содержанием ее в апатите и появлении редких включений пирротина. Последний иногда характеризуется повышенным содержанием меди. Установить источник серы на базе имеющихся данных возможным не представляется. Однако считается, что в субвулканические очаги кислых магм сера поставляется флюидом, являющимся продуктом дегазации расположенных вблизи очагов основной магмы [5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кальдерные извержения залива Львиная пасть и перешейка Ветрового на острове Итуруп имеют сходные черты и являются результатом развития кислых магм, возникших в результате

плавления метабазитов коры под Итурупом. Вероятной причиной возникновения очагов кислой магмы может быть внедрение значительных порций расплавов базальтового состава. Возникшие таким образом кислые расплавы являются концентраторами воды и других летучих, выделяющихся при контактовом метаморфизме и дегазации очага основной магмы. Накопление летучих, в особенности воды, служит основным фактором, определяющим степень explosивности извержений. Отсутствие признаков глубокой дифференциации и смешения расплавов говорит об относительно небольшом промежутке времени между возникновением очагов кислой магмы и извержениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков Р.Ф. История развития южных островов Большой Курильской дуги в плейстоцене: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1994. 20 с.
2. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
3. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *Am. Miner.* 1983. Vol. 68. P. 477-493.
4. Parat F., Holtz F. Sulfur partitioning between apatite and melt and effect of sulfur on apatite solubility at oxidizing conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. Vol. 147. P. 201-212.
5. Van Hoose A.E., Streck M.J., Pallister J.S., Wälle M. Sulfur evolution of the 1991 Pinatubo magmas based on apatite // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2013. Vol. 257. P. 72-89.

УДК 551.242+552.3(571.642)

ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕКТОНИКИ, МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОИДОВ О. САХАЛИН

Ю.А. Степнова

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал,
г. Южно-Сахалинск, Россия
stepnova@fegi.ru

Проблема развития зон перехода континент – океан много лет сохраняет свою актуальность, так как именно здесь концентрируются многочисленные месторождения разнообразных рудных и нерудных полезных ископаемых. Реконструкция геодинамических условий зарождения и эволюции расплавов, продуцирующих рудоносные комплексы гранитоидов, является важнейшей составной частью региональных металлогенических исследований на Дальнем Востоке. Региональные геологические структуры Сахалина не являются в этой части исключением.

А.И. Ханчуком [14–18] разработана модель геодинамической эволюции Востока Азии в мезозое как чередование режима проскальзывания литосферных плит и режима субдукции. На примере Сихотэ-Алиня показано, что крупнообъемные месторождения золота сульфидного класса приурочены к фрагментам (террейнам) древних субдукционно-аккреционных призм и турбидитовых бассейнов границ скольжения плит, где исходным субстратом являются турбидиты континентального склона и его подножия, которые были дислоцированы и интродуцированы гранитоидами в процессе орогенеза. Золото-серебряные эпitherмальные месторождения, приурочены к надсубдукционным вулканоплутоническим образованиям поздне мелового вулканического пояса, а золото-серебро-полиметаллические месторождения характерны для магматических серий границ скольжения литосферных плит. С поздне меловым надсубдукционным Восточно-Сихотэ-Алинским окраинно-континентальным вулканическим поясом связаны, ассоциированные с гранитоидами, скарновые месторождения бора, свинца, цинка, вольфрама, локализованные в аккреционных призмах, и многочисленные оловорудные и свинцово-цинковые жильные месторождения. С магматическими комплексами, сформированными в режиме проскальзывания плит, связываются медно-молибден-порфировые месторождения [1].

Для субдукционно-аккреционных комплексов Сахалина и Восточного Сихотэ-Алиня согласно существующих палеогеодинамических реконструкций [2] предполагается сходный сценарий в моделях их тектонического развития и металлогенической специализации (рис. 1). По мнению [8, 9, 10, 12, 13], гранитоидный магматизм о. Сахалин представлен исключительно палеогеновой гранодиорит-гранитовой формацией.

По данным [7] на Тонино-Анивском п-ове установлены фрагменты разновозрастных аккреционных призм: Тонино-Анивской апт-маастрихтского и Озерской кампан-нижеэоценового возраста, которые образуют составной Анивский террейн. Время его образования определяется средним-поздним эоценом по возрасту Вавайского меланжа, сшивающего аккреционные призмы. Аккреционные комплексы Тонино-Анивского террейна (южная часть п-ова) прорваны среднеэоцен-раннеолигоценными гранитами Анивского комплекса и перекрыты в грабенообразных депрессиях ниже-среднемиоценовыми угленосными субконтинентальными отложениями с мощными корами выветривания в основании.

Северная и северо-восточная части п-ова рассматриваются как Озерский террейн с широким развитием комплексов пермско-сеноманской океанической коры Палео- и Мезопацифики, фрагментов кампан-раннеэоценовой энсиматической островодужной

системы (Охотский гранит-гранодиоритовый массив) и позднемелового-палеоценового чехла эпиокеанического окраинного моря. Озерский террейн перекрыт верхнеэоцено-нижнемиоценовым неоавтохтоном, распространенным главным образом в его северной части. На всем протяжении пограничных меланжей, структуры Озерского террейна перекрывают Тонино-Анивский террейн, свидетельствуя об аллохтонности первого.

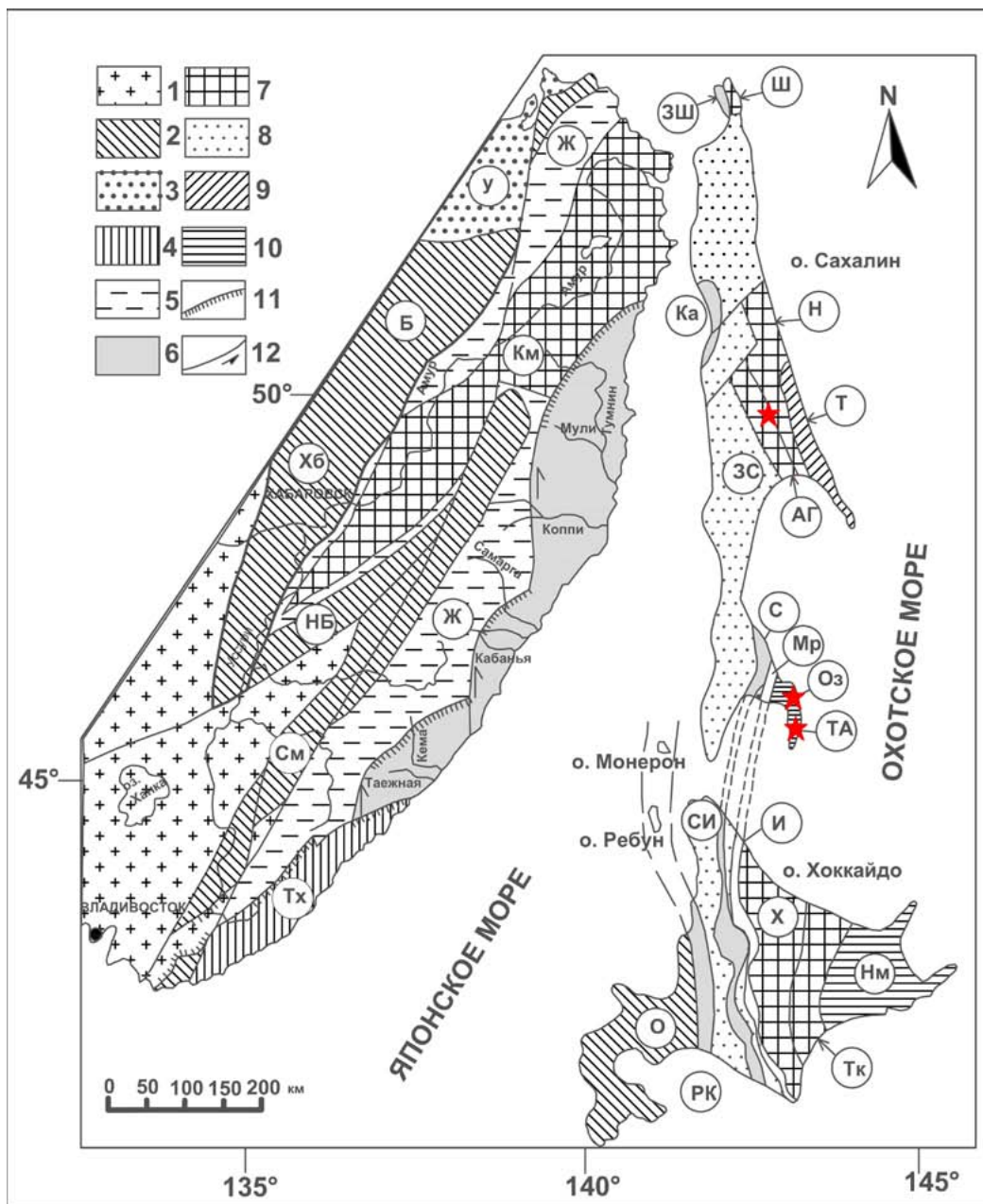


Рис. 1. Схема тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий по [16] с изменениями. 1-10 - террейны: 1 - домезозойские; 2-3 - юрские; 2 - аккреционные призмы, 3 - турбидитовые бассейны; 4-6 - меловые: 4 - аккреционные призмы, 5 - турбидитовые бассейны, 6 - островодужные (Монероно-Самаргинской островной дуги); 7-9 - ранне-позднемеловые: 7 - аккреционные призмы, 8 - турбидитовые, 9 - островодужные; 10 - позднемеловые-палеогеновые; 11-12 - разломы: 11 - надвиги, 12 - сдвиги. Террейны: См - Самаркинский, НБ - наданьхада-Бикинский, Хб - Хабаровский, Б - Баджальский, У - Ульбанский, КМ - Киселевско-Маноминский, Тх - Таухинский, Ж - Журавлевский, Ке - Кемский, ЗС - Западно-Сахалинский, Н - Набильский, Т - Терпения, ЗШ - Западно-Шмидтовский, Ш - Шмидтовский, Ка - Камышовый, С - Сусунайский, Мр - Марейский, Оз - Озерский, ТА - Тонино-Анивский, О - Ошима, РК - Ребун-Кабато, СИ - Сорачи-Иезо, К - Камуикотан, И - Идонаппу, Х - Хидака, Тк - Токоро, Нм - Немуро. ★ - показаны районы размещения описываемых гранитоидных массивов о. Сахалин.

Анивский гранитный комплекс представлен одноименным однофазным массивом на юге Тонино-Анивского полуострова. Радиологический возраст массива определяется интервалом 40.8-28 млн лет. Основными породами массива являются биотитовые граниты участками переходящими в биотитовые гранодиориты. Аксессуары Анивского гранитоидного комплекса представлены магнетитом и ильменитом. Гранитоиды данного комплекса характеризуются повышенными содержаниями щелочей при незначительном преобладании калия и наряду с повышенными значениями CaO и Al_2O_3 относятся к гранитоидам S-типа. По распределению Rb, Nb, Y они занимают промежуточное положение между коллизионными и островодужными типами гранитоидов. В связи с интрузиями пространственно проявлены точки минерализации молибдена, висмута, золота, вольфрама и олова [8, 11].

Охотский диорит-гранодиоритовый двухфазный комплекс (палеоцен – ранний эоцен) охарактеризован в работах [6, 7]. К первой фазе отнесены породы массива и развитые в его экзоконтакте полнокристаллические дайки микродиоритов и гранодиорит-порфиров. Дайки установлены только в поле развития вмещающей чайкинской толщи. Вторую фазу составляют дайки кислого и щелочного состава с неполнокристаллической структурой, прорывающие как породы массива, так и вулканогенно-терригенно-кремнистые отложения Озерского террейна и пересекающие дайки первой фазы. Охотский комплекс характеризуется гомодромной последовательностью формирования с повышением общей щелочности в породах 2-ой фазы за счет K_2O . Неотчетливая смена гранодиоритов на кварцевые диориты к периферии массива, натровая специализация пород, соотношение их главных и второстепенных видов, позволяют отнести гранитоиды первой фазы к образованиям диорит-гранодиоритовой формации островных дуг. Их петрохимические черты близки к гранитоидам энсиматических островных дуг. Кислые и щелочные породы второй фазы близки к гранит-сиенитовой формации и лучше всего соответствуют промежуточному субдукционно-коллизионному типу гранитоидов, формирующихся на стадии коллизии островных дуг с континентальными структурами. Последние определения абсолютного возраста гранитоидов в южной части Тонино-Анивского п-ова охватывают весь палеоген: 63 - 22.3 млн. лет и объединяются в 3 возрастных группы: поздний эоцен-олигоцен (37.4 - 22.3 млн. лет), средний эоцен (48 - 45 млн. лет) и палеоцен-ранний эоцен (63 - 57 млн. лет). В тоже время верхний возрастной предел комплекса ограничен поздним эоценом, т.к. валуны охотских гранитоидов встречаются в базальных слоях олигоцен-нижнемиоценовой холмской свиты [4]. Минералого-геохимические и формационные особенности охотского комплекса позволяют считать, что его первая фаза формировалась в обстановке энсиматической островной дуги, а вторая фиксирует переход от обстановки островной дуги к обстановке коллизии дуга - континентальная окраина.

С металлогенической точки зрения с первой фазой связаны признаки медно-скарновой с оловом и серебром минерализации, с жилами аплитов и щелочных микрогранитов ассоциируется олово-вольфрамовая минерализация в кварц-турмалиновых гидротермалитах. В северной части массива наблюдается золото в шлиховых пробах [4, 7].

Развитый в Восточно-Сахалинских горах Лангерийский комплекс представлен тремя интрузивными массивами: Лангерийским (около 30 км²), Вальзинским и Рукутамским (не более 25 км²). Кроме перечисленных массивов в районе отмечаются многочисленные дайки и жилы, сложенные гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, аплитами, микрогранитами и дацитовыми порфирами [11]. В строении массивов принимают участие биотитовые граниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и кварцевые диоритовые порфириты. В аксессуориях, помимо магнетита и титаномагнетита, присутствует ильменит. Парагенетически с гранитами связаны сульфидно-кварцевые жилы с небогатой олово-висмут-вольфрамовым оруденением. С гранитными интрузиями пространственно связаны ореолы рассеяния шеелита, а также рудопроявления золота, серебра и вольфрама. По данным [5] образование гранитоидов Лангерийского комплекса Восточно-Сахалинских гор связано с коллизией или процессами наложенного на Породанайский микроконтинент рифтогенеза. По данным [3, 8, 13] время формирования Лангерийского комплекса охватывает весь палеоген, но с учетом

того, что массив прорывает, ороговиковывает и сминает в мегаскладку метаморфический Вальзинский комплекс, формирование которого завершилось в раннем эоцене (около 50 млн. лет), возраст гранитов не должен быть древнее среднего эоцена.

Выполненное обобщение позволяет по-новому взглянуть на отнесение гранитоидных комплексов о. Сахалин к тем или иным геодинамическим обстановкам, обуславливающим смену и интерференцию процессов разного по своей природе магматизма и связанного с ним рудообразования. Представленная близость обстановок формирования (коллизии, субдукции, внутриплитной активизации, скольжение литосферных плит) помимо причин развития особых типов магматизма и рудообразования, имеет важное значение для понимания тектонической и металлогенической типизации гранитоидов активных окраин, возникших при сочетании процессов конвергенции и трансформного скольжения плит континентальной и океанической литосферы.

Геодинамическая типизация гранитоидов Сахалина и их сопоставление с рудоносными комплексами соседних регионов (Сихотэ-Алинь, Япония, Камчатка) должна послужить в дальнейшем основой эффективного регионального и локального прогноза рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 (Сер. Сахалинская. Лист М-54-ХVIII). Объяснительная записка. Москва, 1971. С. 31-39.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (Изд. 2-е. Сер. Сахалинская. Листы L-54-X, XI (Луговое), L-54-XII (Охотское), L-54-XVI, XXII (Шебунино), L-54-XVII, XXIII (Корсаков), L-54-XVIII (Озерский). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 276 с.
5. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Владивосток.: ДВГИ ДВО РАН, 2006. 37 с.
6. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИЛ РАН, 2003. 27 с.
7. Жаров. А.Э. Аккреционная тектоника и геодинамика Юго-Восточного Сахалина // Геотектоника. 2004. № 4. С. 45-63.
8. Нарыжный В.И. Интрузивные комплексы Сахалина // Вопросы геологии и эндогенной минерализации Курильских островов и Сахалина. Труды СахКНИИ. Вып. 15. Южно-Сахалинск, 1963. С. 3-13.
9. Речкин А.Н. Интрузивные формации Восточного хребта п-ова Шмидта // Геология и полезные ископаемые Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск. 1971. С. 32-43.
10. Речкин А.Н., Семенов Д.Ф., Шейко В.Т. Офиолитовые ассоциации Сахалина и их структурное положение // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 88-100.
11. Романовский Н.П., Данченко В.Я., Сато К. Петрохеохимия и металлогения гранитоидов острова Сахалин // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 36-43.
12. Семенов Д.Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. 168 с.
13. Семенов Д.Ф. Геологическая природа зоны сочленения Азиатского континента и Тихого океана: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Хабаровск. 1985. 48 с.
14. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
15. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240-243.
16. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635-1645.
17. Ханчук А.И. Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-34.
18. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения зон перехода континент-океан // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: мат-лы научн. конф. Москва. 2010. С. 169-170

УДК 550.4

ЭКОЛОГО-ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ О. САХАЛИН НА ОСНОВЕ ХИМИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ

Н.С. Сырбу, Р.Б. Шакиров

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, г. Владивосток, Россия
syrbu@poi.dvo.ru

В настоящее время большое внимание уделяется изучению вопросов, связанных с изменением состава газов в атмосфере. Основными «поставщиками» газов в атмосферу, как известно, являются районы активного вулканизма и гидротермальной деятельности, районы месторождений нефти и газа и газогидратов, биогенные источники углеводородных газов. Известно, что над ними формируются газогеохимические поля, которые характеризуются определённым составом газа в зависимости от геологических условий. Газ мигрирует из глубоких горизонтов земли к поверхности, растворяется в подземных и поверхностных водах, поступает в атмосферу, а его состав, соотношения газовых компонентов отражают специфику геологического строения

В работе рассматриваются особенности распределения газогеохимических полей приземной атмосферы, верхних гидрогеологических горизонтов о. Сахалин.

Особое внимание уделяется выявлению фоновых и аномальных газогеохимических полей углеводородных газов, их взаимосвязь с геологическим строением исследуемых районов. Это важно для понимания причин поступления газов из недр в воду и атмосферу, так как газогеохимические методы давно применяются для геологического картирования, трассирования зон разломов, оценки перспективности площадей на нефть и газ, экологических исследованиях, гидрогеологических работах.

Знание условий распределения газогеохимических полей позволяет использовать их как индикаторы для прогноза нефтегазовых залежей, для картирования зон разломов и оценки их геологической активности, для оценки влияния газогеохимических полей на окружающую среду.

В последние годы резко возрос интерес к изучению процессов дегазации земной коры в северных широтах, что вызвано актуальностью исследований баланса основных парниковых газов – диоксида углерода (CO_2) и метана (CH_4) в атмосфере [2] и формированием газоопасных зон в поверхностных грунтах [1]. За последние десятилетия рост концентрации этих газов в атмосфере составил CO_2 – 0,4, CH_4 – 0,3–1,2% в год [4]. Исследования баланса метана и углекислого газа также должны учитывать их эмиссию из нефтегазовых и угольных залежей и локальных, но активных систем газовой разгрузки (грязевые вулканы, геотермальные системы, водоминеральные источники и другие). Все эти виды углеводородных скоплений развиты на острове Сахалин и сахалинском шельфе. Известно, что Сахалин является частью Охотоморского региона, который находится в составе Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану и представляет собой и область интенсивной разрядки глубинной энергии [3]. Остров контролируется трансформной границей литосферных плит, которая выражается в системе глубинных разломов секущих его в продольном направлении (рис). По этим разломам осуществляется газо-флюидный перенос, интенсивность которого регулируется также сейсмической активностью.

В работе предложено районирование территории острова согласно газогеохимическим критериям: химический и изотопный состав природных газов. Использован термин «газогеохимическая зона», под которым понимается территория, на поверхность которой из недр поступают газы определенного состава, связанные общностью генезиса. Основными

углеродсодержащими газами на острове Сахалин являются метан и углекислый газ. Углеводородные газы ряда этан-пентан, как правило, в сумме не превышают первых процентов.

Анализ нефтегазовых газогеохимических полей выполнен на основе исследований лаборатории на площадях Киринская, Южная-Киринская, Магаданская, Хмительевская, Астрахановская-Море, Пильтун-Астохская и Лунская, а также на основе данных фондовых отчетов.

Концентрации метана в газе нефтегазовых месторождений восточного шельфа Сахалина лежат в пределах 87–98%. Содержание тяжелых углеводородов при этом невелико и не достигает 1% (среднее 0.26%). В свободном газе пузырей и в растворенных газах в воде присутствуют этан, пропан и бутан.

Химический состав газа сахалинских геотермальных систем рассмотрен на примере Дагинского и Лунского месторождений термальных вод. Уникальный объект – Дагинское газогидротермальное поле – расположен на самой кромке берега по соседству с газовым месторождением. Содержание метана в среднем составляет здесь 93%, а углекислого газа 0.12%. Температура водогрязевой смеси Дагинского месторождения около 40–50°C. Участок месторождения контролируется Восточно-Сахалинской системой разломов.

Необходимо отметить схожесть химического состава газов Дагинских термальных вод и Лунского месторождения нефти и газа – наличие метана в качестве основного компонента свободных газов (до 94%) при сумме других углеводородных газов менее 1%. Генезис такого газа происходит в результате анаэробного разложения органического вещества на глубинах не менее 2 км.

Для выявления газогеохимических особенностей угленосных районов были проанализированы Мгачинское каменноугольное месторождение Александровского угленосного района; Бошняковское, Лесогорское и Шахтерское каменноугольные месторождения Углегорского угленосного района; Лопатинское каменноугольное и Горнозаводское бурое угленосное месторождение Южно-Сахалинского угленосного района. Выявлено, что угленосные районы о. Сахалин в целом характеризуются высокими значениями концентраций метана (от 10 до 90%) и незначительным количеством углекислого газа (до 5–10%). Однако в зонах окисления угля (зоне газового выветривания) его содержание достигает 20–50%.

Вклад водоминеральных источников в газовый облик юга Сахалина рассмотрим на примере Синегорского и Волчанского месторождений углекислых вод. Месторождения приурочены к Центрально-Сахалинской системе разломов. Концентрации CO₂ в спонтанном газе Синегорского месторождения – 99% (воды насыщены свободной углекислотой до 7.5 г/л), Волчанского – 61% (CH₄ – до 30%).

На острове существует две крупных грязевулканических системы – Южно-Сахалинский грязевой вулкан и Пугачевская группа грязевых вулканов. Южно-Сахалинский грязевой вулкан (ЮСГВ) расположен в 18 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинск, Пугачевская группа грязевых вулканов (ПГГВ) в 60 км от г. Макаров.

В результате наблюдений в период с 2001 – 2013 гг. был установлен средний химический состав свободных газов во время пассивных периодов (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав свободных газов грязевых вулканов Сахалина

Объект	Год отбора проб	CO ₂ , %	O ₂ +Ar, %	N ₂ , %	CH ₄ , %	C ₂ H ₆ , ppm	C ₃ H ₈ , ppm	i-C ₄ H ₁₀ , ppm	n-C ₄ H ₁₀ , ppm
Южно-Сахалинский грязевой вулкан	2001	69.2-83.9	0.2-7.4	2-5.2	12.4-28.4	1.6-371	7.5-426	6.9-90.5	0.6-108.7
	2005	58.6-86.7	0.1-0.9	1.2-6.9	11.8-33.3	0.16-2855	0.04-581	0.005-128.6	0.005-125.6
	2007	68.3-78.8	0.1-3.2	1.1-3.3	12.7-35.6	0.07-0.2	0.02-0.05	0.005-0.01	0.006-0.01
	2009	67.3-84.1	0.2-1.2	1.5-4.6	13.3-29.8	0.1-0.25	0.03-0.1	0.005-0.1	0.005-0.1
	2011	68.4-92.5	0.1-0.3	1.24-2	6.6-29.5	0.06-0.27	0.01-0.058	0.003-0.01	0.005-0.01
	2013	72.2-87	0.15-4.8	1.4-17.5	10-23.5	0.12-0.24	0.02-0.05	0.0007-0.009	0.0009-0.002

Продолжение таблицы 1.

Пугачевский грязевый вулкан	2001	8.6	18.4	60.4	12.6	92.8	не определено	не определено	не определено
	2005	6.4-27	2.7-21.8	не измерялось	63-83	0.5-5.6	0.3-0.9	не определено	не определено
	2009	18.8	5.3	12.6	63.3	0.02-0.03	не определено	не определено	не определено

Примечание: анализ выполнили Мальцева Е.В. (к.г-м.н., с.н.с. лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН), Верещагина О.Ф. (н.с. лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН).

Для обоих грязевых вулканов характерно наличие тяжелых углеводородов газов до пентана включительно, что указывает на общность их генезиса. Пугачевский и Южно-Сахалинский грязевые вулканы во многом схожи: примерно одинаковое по размерам грязевое поле, близкий характер деятельности; расположены в поле распространения газоносной высокопластичной верхнемеловой алевролитово-аргиллитовой формации и приурочены к Центрально-Сахалинскому разлому типа взбросо-надвига.

Грязевые вулканы – локальные газодренажные системы земной коры, но их следует рассматривать в системе контролирующих линейных структур. Разломная зона представляет собой единую флюидодинамическую систему, на некоторых участках которой, особенно в зоне пересечения разрывных нарушений или в местах внедрения интрузивных тел, возникают специфические условия для формирования потоков газов определенного состава. Вдоль южного участка Центрально-Сахалинского разлома характерно изменяются содержания CH_4 и CO_2 : на грязевых вулканах значительная доля метана (до 60%) сменяется преобладанием углекислого газа на Синегорских ключах.

Обобщение особенностей распределения источников метана и углекислого газа на Сахалине позволило выявить закономерность: в северо-восточной и восточной части острова системы газовой разгрузки представлены главным образом метаном, при этом углекислый газ наблюдается в минимальных концентрациях. Напротив, в западной и юго-западной части острова существуют объекты, в которых углекислый газ является основным компонентом (грязевые вулканы, водоминеральные источники), или составляет значительную часть (угольные залежи).

Эти закономерности позволили выделить две основные эколого-газогеохимические зоны первого порядка: Метановая (северо-восточная части острова Сахалин) и Углекисло-Метановая (запад, юго-запад) (рис. 1).



Рис. 1. Схема газогеохимического районирования о. Сахалин:

красная линия – граница газогеохимических зон;
 черные линии – зоны; синий цвет на диаграмме – CO_2 ,
 белый цвет – CH_4 .

Среди геолого-геохимических показателей, определяющих генетическую принадлежность углеводородных газов, важное место отводится изотопному составу углерода. Так как процессы фракционирования изотопов обусловлены главным образом генетическими причинами и в меньшей степени – вторичными изменениями при миграции, сорбции и диффузии.

На острове Сахалин распространены системы выходов природных газов с различными значениями C^{13}/C^{12} стабильных изотопов углерода, что позволяет наметить определенное районирование территории острова по этому показателю. В результате исследований сделан вывод, что на о. Сахалин в южном направлении идет утяжеление изотопного состава углерода метана и выявлена тенденция к увеличению концентраций углекислого газа, что определяется особенностями распределения источников природного газа.

Сахалинский сегмент Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы выделяется уникальной углеводородно-углекислотной изотопно-газогеохимической зональностью, определяемой размещением очагов гетерогенных газов и сейсмоструктурно контролируемых газовых потоков. Выявленные закономерности распределения газогеохимических полей позволяют проводить газовое геоэкологическое картирование местности.

В целом, рассматриваемые природные объекты на острове Сахалин, контролируются линейными структурами – глубинными разломами, вдоль которых закономерно изменяются концентрации природных газов. Вероятно, газы на различных участках одного разлома будут иметь схожий генезис. Так как основные глубинные разломы о. Сахалин имеют свое продолжение на шельфе и склоне, то для выявления закономерностей распределения и генезиса газов были проведены газогеохимические исследования водной толщи и донных отложений западного шельфа и склона о. Сахалин, а так же западного борта Курильской котловины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов А.С., Сергеев К.Ф., Мельников О.А. и др. Динамика процессов дефлюидизации Центрально-Сахалинского глубинного разлома при сейсмической активизации (по результатам мониторинга ЮСГВ в июле-августе 2001 г. // ДАН. 2002. Т. 386, №2. С. 223-228.
2. Сергиенко В.И., Семилетов И.П., Шахова Н.Е. Материалы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 117-136.
3. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

4.

УДК 551.21 (571.645)

ГРУППА SVERT - МОНИТОРИНГ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ

М.В. Чибисова¹, А.В. Рыбин¹, С.Е. Дьяков²

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;

² Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
rybin@imgg.ru

В 2003 г. для организации мониторинга активных вулканов Курильских островов на базе ИМГиГ ДВО РАН совместно с Сахалинским филиалом Геофизической службы РАН и ФГУ НПП «Росгеолфонд» при поддержке Аляскинской вулканологической обсерватории (AVO, University of Alaska, Fairbanks) была создана группа SVERT – Сахалинская группа оперативного реагирования на вулканические извержения [6]. Зона ответственности группы SVERT включает территорию от о-ва Кунашир до о-ва Онекотан. Наблюдения за вулканами северной группы островов (Парамушир и Атласова) по взаимной договоренности проводит Камчатская группа оперативного реагирования на вулканические извержения (KVERT).

Основные направления деятельности группы SVERT связаны со сбором и анализом всей доступной информации по активным вулканам Курильских островов и созданию на этой основе ежедневных информационных отчетов. С 2012 года группой SVERT помимо продуктов, построенных на основе данных радиометра MODIS спутника TERRA, поставляемых ФГУ НПП «Росгеолфонд» (г. Южно-Сахалинск), используются дополнительные данные спутников AQUA и TERRA и аналогичные продукты, построенные на основе данных AVHRR/POES NOAA, поставляемые центром регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН (www.satellite.dvo.ru). С ноября 2014 года группа SVERT стала использовать спутниковые данные с информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» VolSatView, разработанный совместно ИВиС ДВО РАН, ИКИ РАН, ВЦ ДВО РАН и ФГБУ НИЦ «Планета» [3].

Увеличение количества и качества принимаемых сцен значительно расширило возможности для выявления термальных аномалий как предвестников вулканических извержений и идентификации пепловых выбросов для всех вулканов Курильских островов.

Визуальные наблюдения проводятся только для вулканов, находящихся вблизи населенных пунктов (Головнина, Менделеева, Тятя, Иван Грозный, Чирип, Богдан Хмельницкий, Баранского, Эбеко, Алаид).

Полноценных систем комплексного мониторинга включающих сейсмические, деформационные, газовые, акустические, электромагнитные, спутниковые методы в настоящее время нет ни для одного вулкана Курильских островов. Большая же часть действующих вулканов расположена на значительном удалении от населенных пунктов, морских транспортных путей, и в ближайшие десятилетия они вряд ли будут охвачены постоянными наземными наблюдениями.

В 2012-2014 гг. активность вулканов Курильских островов была повышенной: произошло эксплозивное извержение на вулкане Иван Грозный и Чиринкотан, эффузивные извержения на вулкане Сноу, активизация вулканов Алаид, Синарка, Кудрявый (рис.1).

Вулкан Иван Грозный высотой 1159 м расположен в южной оконечности одноименного хребта, протягивающегося через центральную часть острова Итуруп. Постройка вулкана образована 7-ю слившимися между собой экструзивными куполами, которые приурочены кальдере размером 2×3 км. На северо-восточной стороне его вершинной части расположен кратер, который представлен радиальной трещиной (длиной - 250-270 м, шириной – 15-70 м.) [1]. Исторические извержения на вулкане происходили в 1951, 1968, 1970, 1973, 1989 гг.

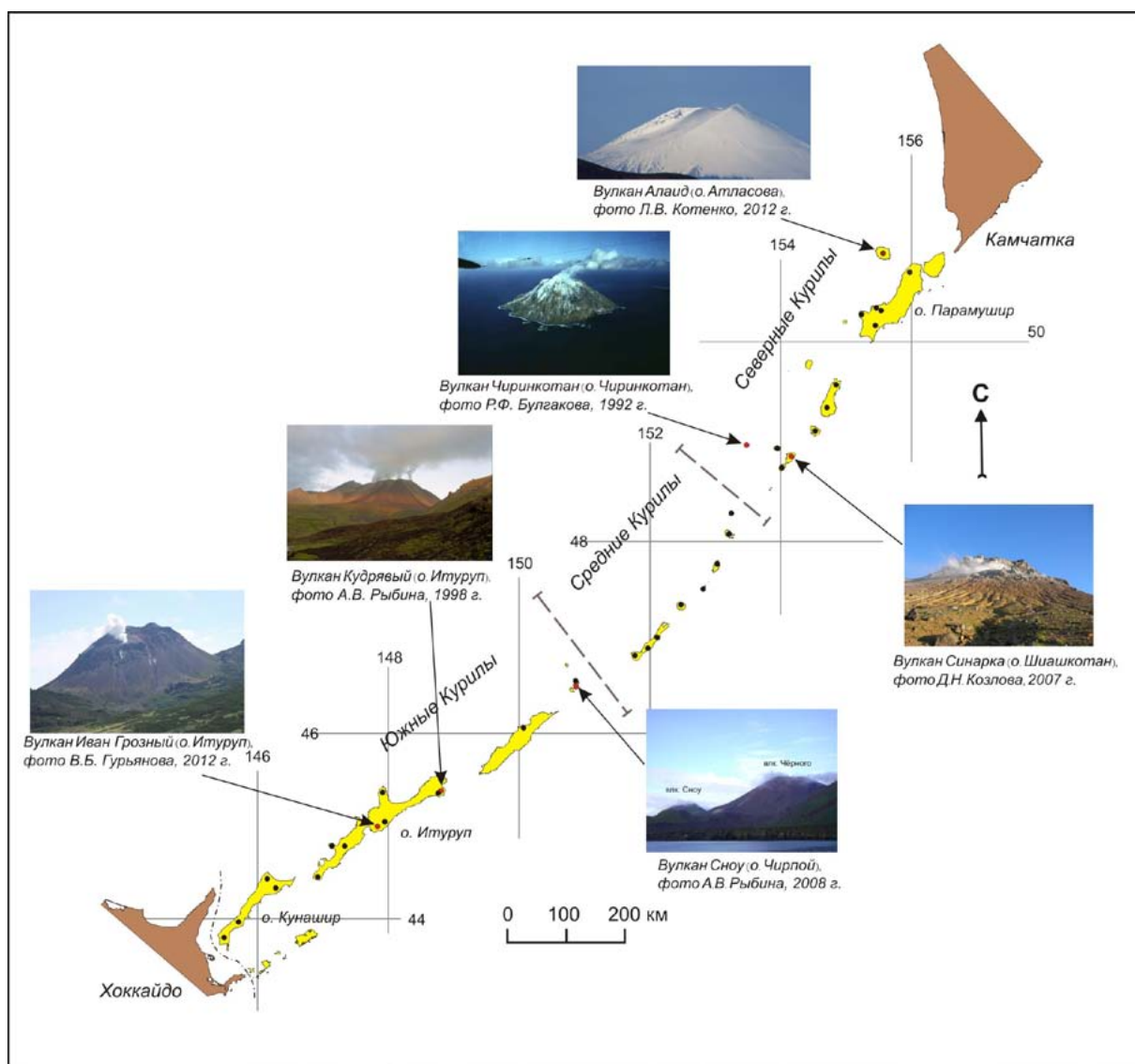


Рис. 1. Вулканическая активность на Курильских островах в 2012-2014 гг.

Усиление парогазовой активности на влк. Иван Грозный (о. Итуруп) началось 15 августа 2012 г. На этом фоне зафиксировано три эпизода эруптивной активности: 18 - 29 августа, 28 - 30 сентября 2012 г. и 3-4 апреля 2013 г., которые были представлены сериями фреатических и фреато-магматических взрывов с выбросом пеплового материала на высоту до 6 км [4].

Извержения 2012 и 2013 гг. вулкана Ивана Грозный можно классифицировать как эксплозивные, фреато-магматические. По силе - от слабого до умеренного. Ориентировочный объем изверженного материала составляет порядка $2 \times 150 \text{ м}^3$.

Вулкан Кудрявый расположен на полуострове Медвежий в северо-восточной оконечности острова Итуруп, к югу от залива Медвежьего, высота – 986 м. Вулкан наложен на древнюю, сильно переработанную, постройку вулкана Среднего. На вершине вулкана выделяются четыре кратера и воронка взрыва, различающиеся возрастом, строением и режимом фумарольной активности. Исторические извержения на вулкане происходили в 1778-1779?, 1883, 1946?, 1999 гг.

Признаки активизации вулкана были зафиксированы 27 ноября 2014 г. На вулкане довольно отчетливо стала проявляться термальная аномалия, в особенности на ночных снимках. 29 ноября зафиксирован слабый парогазовый выброс и усиление парогазовой активности. В настоящее время вулкан находится в режиме стационарной фумарольной активности.

Вулкан Сноу - действующий вулкан, расположен в южной части острова Чирпой, высота 395 м. Правильный сильно усеченный конус диаметром основания около 1,5 км, сложен преимущественно глыбовыми лавами андезитов. На вершине расположен очень мелкий (глубиной около 10 м) кратер диаметром 300 м. В северо-восточной части кратера находится глубокое жерло в форме колодца, диаметром 130-140 м. Исторические извержения на вулкане происходили в 1811, 1854?, 1879, 1960, 1982 гг. [1].

Первые признаки вулканической активности на вулкане Сноу отмечены на спутниковых снимках TERRA (спектрорадиометр MODIS) 10 ноября 2012 года. Проанализировать данную ситуацию удалось при помощи спутниковых данных TERRA ASTER за 24 ноября 2012 г., полученных от Д. Мельникова (ИВиС ДВО РАН). На снимке отчетливо видна термальная аномалия на юго-восточном склоне вулкана, протяженностью около 1 км, максимальная температура 111°C. Исходя из морфологических особенностей и температуры термальной аномалии, на склоне вулкана происходило излияние лавового потока.

С конца ноября и весь декабрь 2012 года на вулкане наблюдались вулканическая активность. В 2013 году фиксировались слабые термальные аномалии и парогазовые эмиссии вплоть до марта месяца. Затем, по спутниковым данным, начиная с апреля по июль, вулканической активности не наблюдалось.

Ретроспективный анализ данных Landsat-8 за 03.07.2013 показал, что на юго-восточном склоне вулкана Сноу излился новый лавовый поток. Протяжённость потока ~1.1 км, площадь ~0.31 км². В течение года наблюдались парогазовые выбросы и термальные аномалии. С июня по сентябрь вулканической активности не наблюдалось, а с 1 сентября 2014 года на вулкане вновь стали отмечаться термальные аномалии, особенно четко они прослеживались на ночных снимках NOAA, которые можно связать с пульсирующими выделениями небольших порций расплава, что характерно для исторических извержений этого вулкана. В настоящее время извержение на вулкане продолжается.

Вулкан Чиринкотан - действующий вулкан на одноименном острове, высота – 724 м. Занимает самое западное положение в системе Курильских островов и представляет собой одиночный стратовулкан, в плане округлой формы диаметром 2,5 – 3 км и площадью 6 км². На вершине конуса, с западной стороны, видны следы большого эксплозивного кратера, диаметр которого 1 км. В кратере возвышаются остатки внутреннего конуса, который в свое время целиком, или частично заполнял кратер. Вулкан сложен лавовыми потоками и пирокластикой андезитового состава. Исторические извержения на вулкане происходили в 1760, 1848-1889?, 1955?, 1980, 2004 гг.

24 мая 2013 года начало новой активизации на влк. Чиринкотан. В период с мая 2013 по июнь 2014 г, на спутниковых снимках отчетливо фиксировались термальные аномалии и парогазовые выбросы иногда с примесью вулканического пепла. Максимальная активность на вулкане наблюдалась октябре-декабре 2013 г, в этот период высота пепловых выбросов не превышала 4 км над уровнем моря, максимальная протяженность вулканических облаков достигала 180 км. В июле – сентябре 2014 г вулкан был спокоен [7]. В ноябре 2014 г. влк. Чиринкотан вновь стал проявлять признаки вулканической активности. На спутниковых снимках периодически вплоть до февраля 2015 г. отмечались слабые парогазовые выбросы и термальные аномалии.

Вулкан Синарка - действующий вулкан на о. Шиащкотан, высота – 934 м. Вулкан Синарка является частью вулканического массива из 20 небольших существенно лавовых стратовулканов, экструзивных куполов и отдельных фрагментов подобных форм. Синарка представляет собой молодой конус, заполненный экструзивным куполом, расположенным в пределах вершинной кальдеры. Извержения вулкана известны в первой половине XVIII в., в 1846, 1855, 1872 гг. Состав продуктов извержений: андезиты, андезибазальты [1].

С начала ноября 2014 появились первые признаки активизации на влк. Синарка. Периодически наблюдались парогазовые выбросы протяженностью 40-50 км в восточном направлении. 03 декабря зафиксирован парогазовый выброс с небольшим количеством пепла

протяженностью 40 км в северо-восточном направлении. В январе 2015 года вулкан перестал проявлять признаки повышенной активности и в настоящее время находится в стадии умеренной фумарольной активности.

Последнее обследование вулкана проводилось в 2007 и 2008 гг. [2], были выявлены существенные изменения деятельности источников и грязевых котлов Северо-Восточного сольфатарного поля, по сравнению с 60-ми годами прошлого столетия. На Центральном экструзивном куполе в 2007 г. отмечалась мощная парогазовая активность, максимальная измеренная температура составила 384°C, по результатам замеров 2008 г. максимальная температура газов оказалась значительно выше, достигнув 450°C.

С тех пор вулкан не обследовался, информация о его состоянии поступала только по данным спутникового зондирования. Учитывая значительный временной интервал после последнего сильного извержения (около 140 лет), высокую температуру газов фумарольных выходов, вполне возможно ожидать сильное извержение в ближайшие годы.

Вулкан Алаид - действующий вулкан, образует остров Атласова в акватории Охотского моря. Самый высокий вулкан в Большой Курильской гряде – высота 2339 м, диаметр основания 17/13 км, площадь надводной поверхности около 160 кв. км. Типичный стратовулкан – правильный, сильно усеченный конус типа «Сомма-Везувий», поднимающийся со дна Охотского моря. Продукты извержений: пирокластический материал, лавы, в составе которых преобладают базальты, реже андезитобазальты. Исторические извержения: 1793, 1854, 1860, 1894, 1981 гг. – из вершинного кратера; 1933-34 гг. – подводное, с образованием кратера Такетоми; 1972 г. – побочный кратер Олимпийский.

Усиление парогазовой активности и слабые пепловые выбросы впервые были отмечены на влк. Алаид группой KVERT 16, 17 октября 2012 г. (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert>).

По данным группы SVERT 12, 15, 17, 23, 26 октября и 6, 7, 9, 10 ноября 2012 г. (тепловые каналы 20 и 20, 22, 23 спекрорадиометра MODIS спутник TERRA) наблюдалась термальная аномалия различной интенсивности. В другие дни даже небольшая облачность маскировала ситуацию на вулкане. 27 октября камчатскими вулканологами были проведены аэровизуальные обследования с высадкой на вулкане. На серии фотографий, полученных при облете, достаточно четко фиксируется локальный выход свежей лавы и слабые пепловые выбросы на склонах вулканов [5].

13 ноября по данным спутника TERRA (спектрорадиометр MODIS) наблюдается сильная термальная аномалия, пепло-газовый шлейф, распространяющийся в юго-восточном направлении.

В 2012-2014 гг. на Курильских островах произошло несколько различных по силе и типу извержений. Полученные материалы позволят провести сопоставление наземных исследований с данными дистанционного космического зондирования для решения задач оперативного контроля за состоянием активных вулканов Курильской островной дуги и построить более реалистичные модели для прогноза вулканических извержений.

Следует отметить, что активизация вулканов происходила на всем протяжении Курильских островов, но более продуктивным по объему изверженных пород был южный сектор дуги, где доминировали эффузивные фации (влк. Сноу).

Общий объем изверженного материала за три года значительно меньше 0,1 км³.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
2. Дегтерев А.В., Жарков Р.В., Козлов Д.Н. Сольфатарно-гидротермальная активность вулканов Пик Севергина, Синарка, Черного и Сноу (Курильские острова) в 2007-2009 годах // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: сб. мат-лов IV Сахалинской молодежной научной школы, Южно-Сахалинск, 2-5 июня 2009 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2010. С. 133-143.
3. Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С. и др. Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН, 2012. Т. 9, № 5. С. 155-170.
4. Жарков Р.В., Козлов Д.Н. Эксплозивное извержение вулкана Иван Грозный в 2012-2013 гг. (остров Итуруп, Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. 2013. №3. С. 39-44.
5. Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др. Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2, вып. 20. С. 9-15.
6. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Коротеев И.Г. Проблемы мониторинга вулканической активности на Курильских островах // Вестник ДВО РАН. 2010. №3. С. 64-72.
7. Чибисова М.В., Рыбин А.В., Дьяков С.Е., Дегтерев А.В. Вулканическая активность на Курильских островах в 2012 и 2013 годах по данным спутникового мониторинга и визуальных наблюдений // Современные информационные технологии для фундаментальных научных исследований в области наук о Земле: мат-лы Международной конференции, Петропавловск-Камчатский, 8-13 сентября 2014 г. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 49.

УДК 550.34 (571.645)

МЕТОД ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ ФРЕАТИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ НА ВУЛКАНЕ КУДРЯВЫЙ

Г.С. Штейнберг, М.Г. Штейнберг

Институт вулканологии и геодинамики РАН, г. Москва, Россия
gs-steinberg@yandex.ru

Вулкан Кудрявый, расположенный на о. Итуруп, извергался в 1778-79 и 1883 гг. и характеризуется высокой фумарольной (газовой) активностью: максимальная $T^{\circ} = 940^{\circ}$, суммарный расход газа составляет >30 тысяч тонн в сутки. В 1993 году в фумарольных отложениях в кратере вулкана открыт первый минерал рения - рениит ReS_2 . Источником Re-минерализации являются вулканические газы, в которых содержание рения достигает 12 г/т. После поисковых работ ИВиГ (1992-2002 гг.) ФАН МПР зарегистрировано открытие первого в мире месторождения рения (свидетельство ЮСХ02МЕТ10006). После научно-исследовательских и разведочных работ (1994-2007 гг.) выдана лицензия (ЮСХ14172ТР) на разведку и добычу рения и редких металлов из вулканических газов. В мире месторождений рения нет, металл добывают попутно с молибденом и реже с медью. В России сегодня рений (стратегический металл) не добывают ввиду отсутствия источников.

Для получения тонны концентрата традиционными методами необходима добыча, транспортировка и обработка 1-2 миллионов тонн руды. Стоимость 1 кг рения в 2000 - 2010 гг. составляла от \$(1400-2000) до \$(10-12) тысяч. В процессе НИР предложены, разработаны, опробованы и защищены 4 патентами методы извлечения рения из газа, и разработана установка для получения Re-концентрата на площадках выхода газов.

Организация промышленного предприятия в кратере вулкана требует надежной системы прогноза или активного предупреждения (ликвидации) возможных извержений. В северо-восточном кратере Кудрявого на фумарольных площадках, где более 20 лет добывалась сера, была узкоколейка, станция канатной дороги, по которой сера транспортировалась в бухту Медвежья, жилые помещения. Ювенильных извержений за 26 лет добычи серы не было, но были отмечены редкие паровые взрывы (выбросы) у подножья горячего купола.

Авторами установлено, что такие выбросы являлись фреатическими (паровыми) извержениями. Прогноз ювенильных извержений, обусловленными подъемом и процессами в магме, выполняется достаточно надежно, прогноз фреатических извержений обеспечить сложнее, но на вулкане Кудрявый их можно избежать.

Разработан и проходит патентование метод, позволяющий избежать неожиданных фреатических извержений. Метод был реализован 3-4 октября 1999 г. и привел к фреатическому извержению средней силы 7 октября. Если бы метод применили на несколько дней раньше, извержение было бы слабее, а центр эксплозии можно было бы сместить в точку на 50-70 м к северу. При постоянной работе предприятия слабые фреатические извержения можно проводить регулярно и исключить их как явление, опасное для постоянной работы на кратере.

УДК 550.36+551.24(571.645)

К ВОПРОСУ О КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКИХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ КОЛЕБАНИЯХ В СКВАЖИНЕ KUN-1 (О. КУНАШИР)

А.К. Юрков, Д.Ю. Демежко

Институт геофизики им. Ю.П. Булашевича УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
akyurkov@mail.ru

В Южно-Курильский геодинамический полигон (рис. 1), совместно созданный сотрудниками Института геофизики УрО РАН и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН, входит наблюдательная скважина kun-1, в которой на основе регистратора АИТ и косы термисторных датчиков (разработка ИНГГ СО РАН - Казанцев, Дучков, 2008) функционирует система геотермического мониторинга.

Полученные данные в результате проведенных с 2007 г. исследований свидетельствуют о значительной нестационарности теплового поля по всему стволу скважины kun-1 в этом сейсмо-вулканически активном районе. Проведенный анализ (Демежко и др., 2010, 2012а,б, Миндубаев, Демежко, 2012) показал, что температурные колебания с периодичностью от нескольких десятков минут до месяцев и амплитудой от 0,001 до 0,01 градуса связаны с гидрогеологическими эффектами - движением жидкости как внутри скважины, так и в незацементированном заколонном пространстве. В свою очередь, движения жидкости порождаются: приливными воздействиями, свободной тепловой конвекцией внутрискважинной жидкости и деформациями водонасыщенной среды в зоне «чувствительности» скважины в процессе подготовки и реализации тектонических землетрясений. Наиболее отчетливо «тектонический» температурный сигнал проявлялся на глубине 240 м. Статистический анализ двух тысяч землетрясений за период 2007-2011 гг. (сайт USGS - <http://earthquake.usgs.gov>) показал, что реакция температурного поля в скважине kun-1 на тектонические события определяется пороговым значением гидродинамического критерия $M/Lg(R) > 2.5$, где M – магнитуда, R – эпицентральное расстояние в километрах [11, 15]. Как правило, моменту землетрясения соответствует локальный температурный минимум.

После землетрясения на о. Хокайдо 21.11.2011 г. с $M = 6.1$ характер поведения температуры в скважине изменился. Относительно плавные изменения температуры сменились периодическими колебаниями, происходившими синхронно в интервале 240-260 м с амплитудой до 0,2°C и с периодом от 17 до 24 часов. Всего было зарегистрировано 5 циклов таких колебаний – продолжительностью от 2 месяцев до полугода. Все циклы колебаний начинались строго в моменты землетрясений, отвечающих критерию $M/Lg(R) > 2.5$. Прекращение колебаний происходило постепенно, с изменением амплитуды колебаний и частоты, и иногда совпадало по времени с тектоническими событиями.

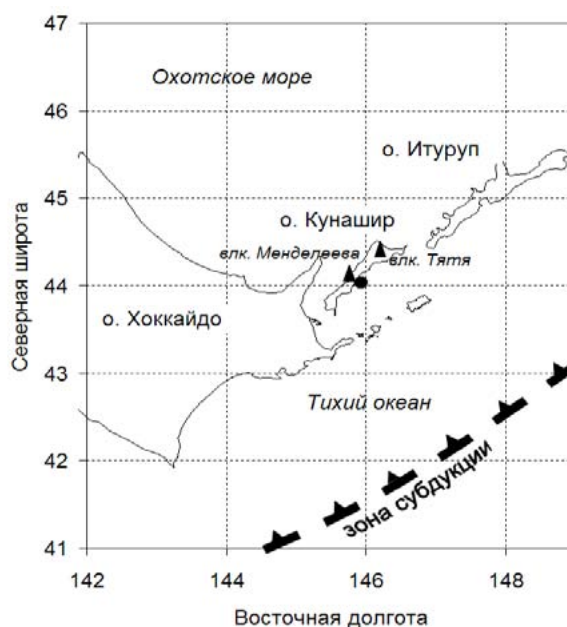


Рис. 1. Расположение скважины kun-1.

На рисунке 2 приведен фрагмент записи температурных вариаций за промежуток времени с 01.05.2014 г. по 28.02.2015 г. Для удобства размещения кривых на одном графике, температура на глубине 260 м уменьшена на 1.7°C. Для события 20.07.2014 г. $M/Lg(R) = 2.6$, для события 16.02.2015 г. $M/Lg(R) = 2.46$.

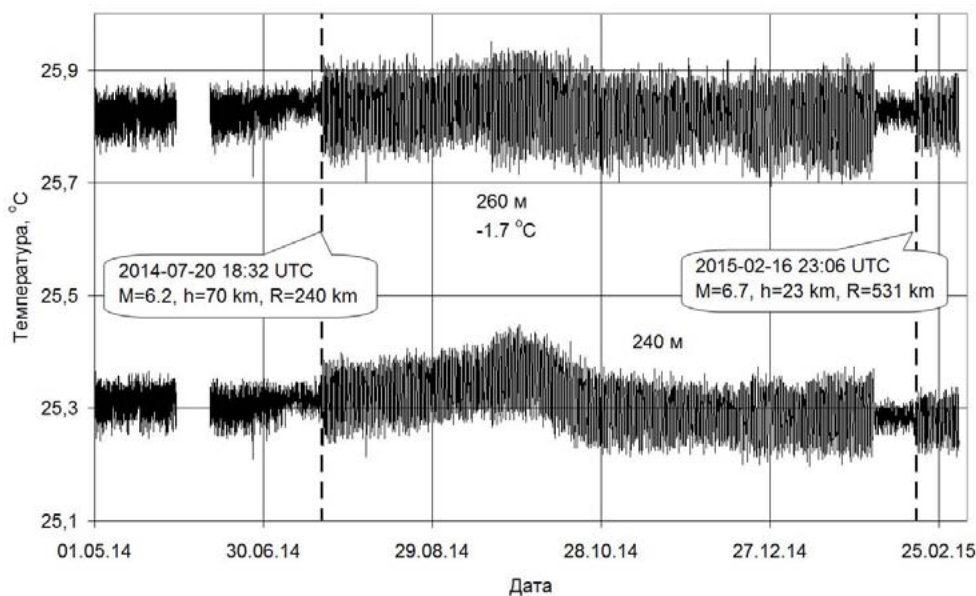


Рис. 2. Температурные вариации на глубинах 240-260 м. Скважины kun-1 за период с 01.05. 2014 г. по 28.02 2015 г.

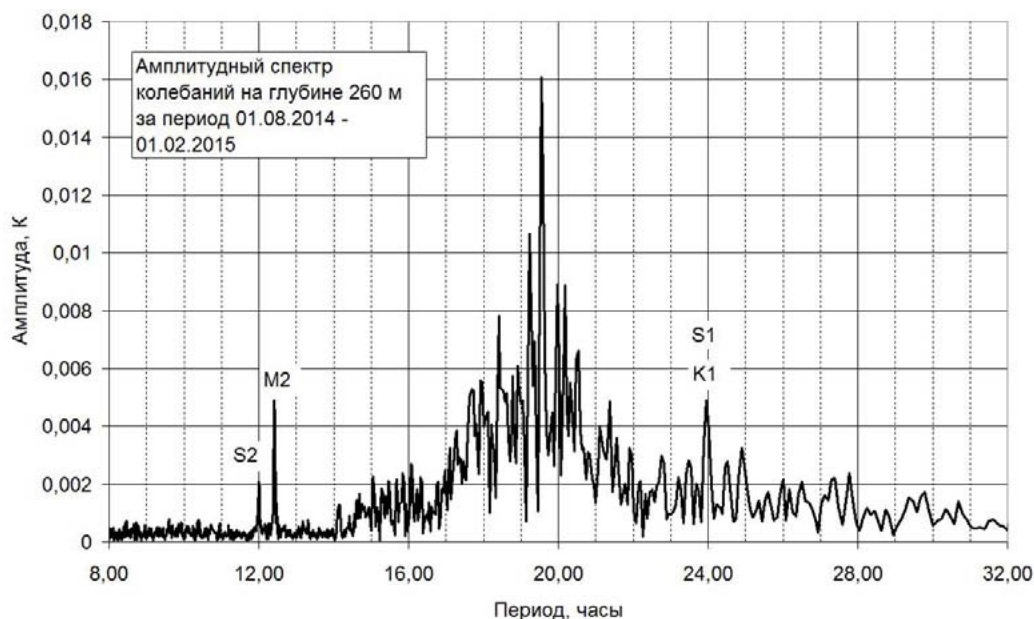


Рис. 3. Результаты спектрального анализа температурных колебаний в скважине kun-1 за период с 01.05. 2014 г. по 28.02.2015 г.

Для временного интервала, когда продолжались квазипериодические колебания, был выполнен спектральный анализ (рис. 3). В полученном спектре хорошо выделяются гармоники с периодами 12 и 24 часа, вызванными приливными явлениями и гармонику с частотой 19.5 часа. Наблюдаемые с 21.10.2011 г. температурные колебания с периодами от 17 до 24 часов, обнаружены впервые и в литературных источниках не найдены. Их характеристики столь необычны, что позволяют высказать лишь предварительные соображения о природе этого явления. Вероятно,

сами землетрясения не являются источником колебаний, а лишь обеспечивают водообмен между скважиной и неким подземным резервуаром, изменяя (увеличивая) проницаемость пород. Прекращение колебаний может быть связано с естественными процессами «залечивания» трещин силикатными растворами. В самом резервуаре давление может меняться как в положительную, так и в отрицательную стороны, о чем свидетельствуют колебания температуры – так же меняясь относительно среднего невозмущенного уровня.

В качестве рабочей гипотезы можно рассмотреть гидротермальную природу температурных колебаний. На расстоянии 8 км от скважины kun-1 находится действующий вулкан Менделеева с развитой гидротермальной системой. В неработающей скважине на геотермальной станции «Менделеевская», расположенной на склоне вулкана, с 2012 г. регулярно регистрируются периодические колебания давления пара. Период этих колебаний изменяется от первых минут до нескольких часов.

Наиболее изученной автоколебательной геотермальной системой являются гейзеры. Высказывались предположения о влиянии на периодичность извержений гейзеров атмосферного давления, земных приливов [14], землетрясений [17] и внутренних процессов [16], атмосферных осадков [12]. Численное моделирование показало, что периодичность извержений весьма чувствительна к небольшим изменениям проницаемости в подводящем канале и окружающих породах (Ingebritsen and Rojstaczer, 1996) и все перечисленные процессы воздействуют на периодичность именно через изменение проницаемости. Husen et al. [9], Manga and Brodsky [13] описали реакцию гейзеров Йелоустонского национального парка на землетрясение Денали на Аляске (03.11.2002 г. $M=7.9$ $R=3100$ км). Периодичность извержений гейзеров составляла от 2 до 16 часов. В большинстве случаев реакцией на землетрясение было резкое (в течение суток) уменьшение периода на 5-30% вследствие увеличения проницаемости и последующее более медленное восстановление – возможно вследствие выпадения осадков из силикатных растворов и «залечивания» трещин. В одном случае (Lone Pine geyser) уменьшения интервала не наблюдалось, а землетрясение привело к увеличению периода с 20 до 28 часов в течение трех недель.

Несмотря на наличие общих закономерностей, мы не можем пока однозначно отнести наблюдаемые колебания в скважине kun-1 к гейзероподобной системе, т. к. для ее функционирования необходимо наличие более высоких температур и многофазного флюида [6]. В условиях наблюдательной скважины условия для существования двухфазной системы возможны только глубже 4000 метров.

В качестве еще одной гипотезы, можно предположить влияние так называемых инерционных волн, возникающих в морских акваториях при участии сил кориолисова ускорения [8]. Теоретическая величина периода, возникающих при этом колебаний, зависит от широты района, где возникают течения и определяется зависимостью $T=12/\text{Sin}\varphi$ (час). Однако при этом, реальный период за счет влияния различных факторов может быть только больше теоретического. Мы же наблюдаем практически нормальное распределение периодов от средней величины. Причем наблюдаемый период температурных колебаний в зоне наблюдательной скважины kun-1 теоретически отвечает широте эпицентра землетрясения Тохоку. Естественно, что в этом случае возникает много вопросов к механизму влияния морских течений на колебания температуры (столба жидкости) в стволе скважины. Однако совпадение наблюдаемых вариаций температуры и теоретически рассчитанных периодов колебаний возникающих в морских акваториях дает некоторые основания для поиска возможной связи этих явлений. Несомненно, что наблюдаемые вариации температуры требуют дальнейшего изучения, особенно если возникающие колебания свидетельствуют о возрастании геодинамической активности в недрах, которая может представлять значительную угрозу населению района.

Исследования проводились при поддержке Программы фундаментальных исследований, выполняемых совместно организациями УрО и СО РАН: (проект УрО РАН - 12-С-5-1023, СО РАН - №45) и Программы 4 Президиума РАН проект № 12-П 5-1018.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В.В., Сугробов В.М. Естественные термопроявления на Паужетском месторождении // Паужетские горячие воды на Камчатке, М.: Наука, 1965. С. 31-43.
2. Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Климшин А.В. Исследование температурных вариаций в скважине kun-1 (остров Кунашир) // ДАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 811-816.
3. Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Климшин А.В. О природе температурных вариаций в скважине Kun-1 (о. Кунашир) // Геология и геофизика. 2012а. Т. 53, № 3. С. 406-414.
4. Демежко Д.Ю., Юрков А.К., Уткин В.И., Щапов В.А. Температурные изменения в скважине kun-1 (о. Кунашир), вызванные землетрясением Тохоку (11.03.2011 г., $M = 9.0$) // ДАН. 2012. Т. 445, № 2. С. 200-204.
5. Казанцев С.А., Дучков А.Д. Аппаратура для мониторинга температуры и измерения теплофизических свойств мерзлых и талых пород // Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения: мат-лы Международной конференции 21-24 апреля 2008 г., Тюмень. Тюмень: ИКЗ СО РАН, 2008. С. 236-239.
6. Кирюхин А.В., Корнеев В.А., Поляков А.Ю. О возможной связи сильных землетрясений с аномальными изменениями давления в двухфазном геотермальном резервуаре // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 3-11.
7. Миндубаев М.Г., Демежко Д.Ю. Свободная тепловая конвекция в буровых скважинах: численное моделирование и экспериментальные // Наука и технологии. 2012. № 4. С. 12-18.
8. Морозов Е.Г. Океанские внутренние волны. М.: Наука, 1985. 151 с.
9. Husen S., Taylor R., Smith R. B., Healeser H. Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone National Park produced by the 2002 M 7.9 Denali fault earthquake, Alaska // Geology. 2004. Vol. 32(6). P. 537-540.
10. Ingebritsen S. E., Rojstaczer S. A. (1996). Geyser periodicity and the response of geysers to deformation // J. Geoph. Res. 1996. Vol. 101, No B10. P. 21891-21905.
11. King C.-Y., Azuma S., Igarashi G., Ohno M., Saito H., Wakita H. Earthquake-related water-level changes at 16 closely clustered wells in Tono, central Japan // J. Geoph. Res. 1999. Vol. 104, No B6. P. 13073-13082.
12. Kiryukhin A.V., Rychkova T.V., Droznin V.A., Chernykh E.V., Puzankov M.Y., Vergasova L.P. Geysers Valley Hydrothermal System (Kamchatka): Recent changes Related to Landslide of June, 3, 2007. Proc. WGC-2010 Bali, Indonesia. 2010.
13. Manga M., & Brodsky E. Seismic triggering of eruptions in the far field: Volcanoes and geysers // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2006. Vol. 34. P. 263-291.
14. Rinehart J.S. Fluctuations in geyser activity caused by variations in Earth tidal forces, barometric pressure, and tectonic stresses // J. Geoph. Res. 1972. Vol. 77. P. 342-350.
15. Roeloffs E. A. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 869-889.
16. Rojstaczer S.A., Galloway D.L., Ingebritsen S.E., Rubin D.M. Variability in geyser eruptive timing and its causes: Yellowstone National Park // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30, No 18. P. 1953. doi: 10.1029/2003GL017853.
17. Silver, P.G., and Valette-Silver, N.J. Detection of hydrothermal precursors to large northern California earthquakes: Science. 1992. Vol. 257. P. 1363-1368.

UDC 551.435.3:551.4.08(571.642)

GEOMORPHOLOGICAL ASPECTS OF THE SEA COASTAL PROTECTION OF THE SAKHALIN ISLAND

V.V. Afanas'ev

Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
vvasand@mail.ru

The presence of the frozen grounds on the coasts including the barrier lagoon ones, thermo-abrasion observed on some sites, the presence of shore ice and icings lasting up to the end of May, allow to consider the shores of the north-western and eastern Sakhalin as subarctic type.

It was determined that during last 50 years more than 15 км² of accumulated plain was lost as a result of shore erosion only in the north and south-east of Sakhalin Island. The spatial structure of erosion has existed in its general outline since the 1930s. Since 1940 the extension of eroded shores has enlarged nearly two times. The spatial rhythms of erosion with wave length about 30 and 60 km determine the main regularities of shore erosion pattern.

The formation of non-uniformity of beach structure and accordingly the irregular distribution of its wave-decreasing properties along the shore were considered. On the seashore of Sakhalin more than thirty sites were found, where quasi-rhythmic forms of shore relief were observed. But all the deformations of underwater relief were observed only in the frames of rated close depth.

The special attention was devoted to the changes of wave-suppression characteristics of the beach during beach deposits freezing and under the open sea influence. The freezing of the 40–50 cm of the upper parts of shore profile and decrease of wave-suppression characteristics (mainly drainage and roughness), caused by this, occurred during this period before the formation of the shore ice and icings (1.5–2 months). According to the observations the height of swash zone increases by 30–45%. The calculations showed that the height of wave run-up for bank slope of storm bar may increase owing to freezing by 2–2.5 times.

УДК 551.3

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ В БАЙКАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ (2014 Г.)

Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
kolom@gin.bscnet.ru

С 27 на 28 июня 2014 г. поселок Аршан (бальнеологический и горноклиматический курорт, население – 2.5 тыс. человек) Тункинского района Республики Бурятия подвергся удару природной стихии – произошел сход трех селевых потоков по падам Медведка, Первая и Вторая Шихтолайки, а также пади Артемьева. Кроме того, по р. Кынгарга прошел большой паводок (бассейн р. Иркут).

1. Зона формирования селей. Активизация селей, по данным разновременных космических снимков, произошла на южном склоне хребта Тункинские Гольцы (Восточный Саян) от бассейна р. Бугатай (на западе) и до р. Харимта (на востоке). Горный массив на левобережье р. Кынгарга, возвышающийся над пастью Аршан, имеет высоту свыше 2500 м. Его вершинная поверхность преобразована нивальными карами и ледовыми каровыми долинами длиной до 2 - 3 км. Южный склон горного массива короткий и крутой, моделированный субширотным сбросом (глубинный разлом) с амплитудой вертикальных движений более 1.5 – 2 км. Склоны хребта покрыты древесно-кустарниковой растительностью до высоты 1800 – 1900 м. Выше расположена гольцовая зона с низкорослыми кустарниками, травянистой растительностью, мхами и лишайниками.

В западной части расположены два крупных нивальных кара, один из них является истоком ручья Медведка, по долине которого прошел сель. Восточнее ручьи Первая и Вторая Шихтолайки берут начало в ледниковых каровых долинах длиной до 2 км, всячие устья которых имеют абсолютные высоты 1800–1850 м. Коренные ригели в устьях каровых долин отсутствуют, что свидетельствует о выдвигании каровых ледников в Тункинскую впадину во время позднеплейстоценового оледенения. Днища и крутые склоны каровых долин покрыты многометровой толщей ледниковых и коллювиальных отложений. Приустьевые части долин сложены рыхлым материалом донных морен и коллювием.

Склоны падей и тектонических «фасетов» перекрыты мощным плащом делювиально-коллювиальных отложений. Крутизна склонов достигает 30–35°, т.е. соответствует предельному углу естественного откоса для рыхлых отложений. Склоны падей, не затронутые селем, задернованы. Нижние части склонов, охваченные селевым процессом, оголены, почвенно-растительный слой содран.

В верховье пади Первая Шихтолайка и расположенной западнее безымянной пади прослежены участки «срыва» склонового материала, давшие начало селевому процессу. Обвальные амфитеатры представляют собой свежие стенки отрыва склонового материала глубиной до 3 - 4 и 7 - 9 м в поперечнике. Вниз по пади наблюдается постепенное расширение полосы селевого потока, при этом рыхлый склоновый материал, почвенно-растительный слой и древесно-кустарниковая растительность вовлекались в грязекаменный поток, увеличивая его мощность, скорость и разрушительную способность.

В пади Вторая Шихтолайка ситуация несколько иная. На момент обследования района было установлено, что сель «зародился» из глубокого ущелья, сформированного под всячим устьем каровой долины. В плане ущелье имеет форму амфитеатра, открытого к югу, вниз по течению ручья. Его глубина достигает 50, ширина – 100 м, тальвег довольно крутой. Стенки ущелья свежие, лишенные растительного покрова, крутизна стенок достигает 60-70°. Наблюдается

постоянное обваливание обломочного материала по крутым стенкам ущелья, сопровождающееся шумом и грохотом, интенсивность которого зависит от объема рухнувшего материала.

2. Зона транзита и разгрузки селей охватывает высотный интервал от 1800 – 1850 до 800 – 930 м в зависимости от мощности потока. Так, одиночный сел, прошедший по пади Медведка, остановился на абсолютной высоте 900 – 930 м. Жилые строения на окраине поселка Аршан по ул. Габанова подверглись относительно слабому воздействию селя. Мощность водопесчаного потока не превысила 1 м, образовались промоины и произошло отложение мелкогалечно-песчаного материала в зоне прохождения селя. Значительно большие разрушения произвели сели, сформировавшиеся в падах Первая и Вторая Шихтолайки. Слившись в один мощный грязекаменный поток, они дошли до жилого поселка «Микрорайон», спустившись до абсолютной высоты 830 – 840 м. Так на северной стороне трехэтажного здания пансионата «Саган Дали» селевой поток имел мощность 4 м и достиг уровня второго этажа.

Исследование ручья Вторая Шихтолайка показало, что в 1.3 км от начала формирования селя (висячее устье каровой долины) поперечный профиль долины террасированный. У правого борта сохранилась террасовидная задернованная площадка шириной до 4 – 6 м на высоте 5 – 6 м над ручьем. Таким образом, на абсолютной высоте 1300 м площадь «живого сечения» селя не превышала 50 – 90 м².

В 1 км ниже по течению ручья на абсолютной высоте 1050 м (выше места слияния селей) ширина селевого потока колебалась от 20 до 40, глубина – 8 – 9 м, т.е. площадь «живого сечения» селя составляла 160 – 360 м². Если учесть, что при этом формировались «береговые валы», оконтуривающие с двух сторон активную часть селя и имеющие высоту до 4 – 5 и ширину до 10 – 15 м, то площадь «живого сечения» селя могла достигать 320 – 630 м². В зоне разгрузки и остановки селя (абсолютная высота 800 м) ширина селевого «языка» достигала 350 – 400, мощность селевого материала – 1.5 – 2.0 м, площадь «живого сечения» селя была равна 525 – 800 м².

По словам очевидцев схода селевых потоков, это событие продолжалось около трех часов, т.е. это не был одномоментный природный катаклизм. Подтверждением этого могут служить следующие факты. Начиная с абсолютной высоты 1050 м, селевой поток проходил в эрозионном «лотке» глубиной до 6 – 7 м, окаймленном «береговыми валами» высотой до 4 – 5 и шириной до 10 – 15 м. Более легкая песчано-водная фракция изливалась из «лотка» и стекала параллельно селю, формируя эрозионные ложбины. За «береговыми валами» отмечаются ложбины стока вод глубиной 3 – 6, шириной до 10 – 20 и длиной 60 – 150 м, выклинивающиеся по простиранию и нарастающие друг друга по длине селевого потока.

Что касается р. Кынгарга, то она не является селеопасной. Причиной этому служит наличие достаточного по площади водосборного бассейна в верхнем ее течении, меньшая крутизна склонов, их практически полная задернованность и залесенность. Здесь в первую очередь возможны кратковременные повышения уровня ее вод при активном снеготаянии и грозových осадках, формирующие паводки. В этом случае возможны подмывы коренных берегов, обвалы и поступление обломочного вещества и древесно-кустарниковой растительности в русло (подобное явление имело место в левом борту долины ниже первого водопада). Тем не менее, даже в случае развития подобного сценария данные процессы не вызовут образование селевых потоков в связи с выположенностью продольного профиля в среднем и нижнем течении р. Кынгарга.

В устье р. Кынгарга наблюдалось накопление только тонкообломочного субстрата, состоящего главным образом из песков различной крупности мощностью в 0.5 – 0.7 м, что свидетельствует о значительном уменьшении скорости потока, так как размер транспортируемого вещества в толще водного потока прямо пропорционален его скорости. Преградой, перехватившей этот ослабленный поток, явилась насыпь автодороги Аршан–Тагархай, ниже которой паводковые наносы отсутствуют.

Следовательно, вышеизложенные материалы свидетельствуют о том, что исследованный район у подножья Тункинских гольцов селеопасен. При строительстве поселка Аршан не была учтена в полной мере геолого-геоморфологическая ситуация, хотя следов бывших сходов селей более, чем достаточно.

Таким образом, благоприятными факторами формирования селевых потоков, сошедших 28 июня 2014 года, являются:

1. Большой перепад высот и крутизна склонов (30-35° и более) горного массива Тункинских гольцов, у подножья которого расположен поселок Аршан. Следовательно, большими углами падения отличаются тальвеги ручьев и распадков, расчленяющих горный массив.
2. Короткий подгорный шлейф, который не позволил «сбросить» энергию селевого потока.
3. Большая мощность рыхлых отложений разного генезиса на склонах и в верховьях падей, являющихся потенциальным материалом для формирования селей. В частности, мощность донной морены, находящейся в истоке руч. Вторая Шихтолайка, в всячем устье каровой долины составляет более 50 м.
4. Обильные многодневные атмосферные осадки и снеготаяние в гольцовой зоне, вызвавшие переувлажнение рыхлых осадков на верхних уровнях гор.
5. Наличие мерзлых слоев горных пород, способствовавших быстрому скольжению вниз по склону оттаявшего деятельного слоя.

УДК 631.459.43(571.642)

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПАВОДКОВ В БАССЕЙНАХ РЕК НИЗКОГОРЬЯ (НА ПРИМЕРЕ О. САХАЛИН)

Ю.В. Генсиоровский, Н.А. Казаков

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, г. Южно-Сахалинск, Россия
gensiorovskiy@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Сахалинская область – один из опасных регионов России с точки зрения угрозы наводнений для населения и хозяйства. Это связано с большим количеством рек и ручьев, протекающих по территории о. Сахалин (свыше 60 тысяч), а также размещением населенных пунктов и объектов инфраструктуры. Площади водосборов характерных речных бассейнов острова составляют от 15 до 600 км². Большая часть рек Сахалина относится к категории горных и полугорных. Реки имеют значительные уклоны русел и еще более значительные уклоны склонов водосборных бассейнов. Большие площади водосборных площадей обезлесены в результате лесных пожаров и интенсивной рубки. Это приводит к быстрому стоку талых и дождевых вод с поверхности склонов в речные русла. Интенсивный сток приводит к активизации процессов эрозии, оползневых и селевых процессов. В течение теплого периода на Сахалине возможно формирование от 2 до 4 паводков [1, 2, 3], которые часто приводят к затоплению населенных пунктов и активизации русловых процессов, разрушающих жилые дома, коммуникации и т.д.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Одним из главных факторов формирования снего-дождевых и дождевых паводков являются геоморфологические особенности территории. Большая часть водосборов лежит в интервале абсолютных высот 350 – 1200 м при глубине расчленения рельефа 250 – 1000 м. Площади речных бассейнов в большинстве составляют 1 – 15 км², длина водотоков от 3 до 10 км; средневзвешенный уклон русла 40 – 60‰; максимальный уклон – более 100‰, уклоны водосборов малых рек могут достигать 500‰, что обеспечивает быстрый сток влаги при снеготаянии и особенно при выпадении интенсивных дождей в летне-осенний период. В межень у большинства рек Сахалина ширина русел не превышает 3 – 10 м, скорости течения на перекатах составляют 0.3 – 0.5 м/с, глубина колеблется в пределах 0.1 – 0.7 м. Во время прохождения дождевых и снего-дождевых паводков ширина русел увеличивается до 50 – 100 м, скорость течения – до 3.0 – 5.0 м/с, уровень высоких вод может подниматься над меженным на 4 – 6 м.

Еще одним фактором является режим осадков и температуры, определяющий условия формирования экстремальных паводков. Большое количество осадков при их высокой интенсивности обуславливает высокую повторяемость наводнений. В силу особенностей географического положения и рельефа Сахалина количество осадков, выпадающих над горной частью острова (300 – 1600 м над уровнем моря), может в несколько раз превышать количество осадков, выпадающих в этот же период в высотной зоне 0 – 100 м, в которой на Сахалине расположено большинство метеорологических станций и постов (табл. 1). Это относится как к жидким, так и твердым осадкам.

Таблица 1. Распределение ГМС и ГП по высотам их расположения на Сахалине [4]

Диапазон высот, абс. м.	% от общего количества ГМС и ГП
0 – 50	77.7
50 – 100	9.6
100 – 200	11.7
200	1.0

На количестве выпадающих в холодный период года осадках надо остановиться подробнее. Во всех климатических справочниках холодный период года на о. Сахалин рассматривается с ноября по март, однако, в горной части острова, даже на юге, осадки в виде снега выпадают еще в мае, увеличивая запасы воды в снежном покрове. В таблице 2 приведены данные о продолжительности залегания, толщине снежного покрова в различных формах рельефа, а так же о максимальном водозапасе снежного покрова для различных районов острова.

Таблица 2. Средняя и максимальная продолжительность залегания, средняя и максимальная толщина снежного покрова, максимальный запас воды в снежном покрове на территории о. Сахалин [4]

Район	Форма рельефа	Продолжительность залегания, сутки		Толщина, см		Водозапас, мм
		ср.	макс.	ср.	макс.	макс.
Север	горы	220	240	100	300	1000
	равнина	186	200	80	170	600
	берег	175	185	50	80	280
Центр	горы	240	260	180	400	1300
	равнина	185	195	90	160	580
	берег	175	185	70	120	420
Юг	горы	180	210	100	350	1200
	равнина	150	170	95	230	800
	берег	145	160	70	150	500

Как видно из табл. 2, продолжительность залегания снежного покрова по территориям очень различна. Наибольшее количество дней со снежным покровом наблюдается в горах Центрального Сахалина (в среднем 240 дней). Наименьшее количество дней с устойчивым снежным покровом наблюдается на юго-западном побережье острова (145 суток). Тем не менее, в горах южных районов продолжительность залегания снежного покрова увеличивается на 35 суток и составляет 180 дней. Таким образом, накопление влаги в виде снега в горных районах острова в зависимости от климатического района и высотной поясности начинается в октябре и заканчивается в мае, достигая максимума к середине апреля. Максимальные запасы воды в снежном покрове могут превышать 1000 мм по всей горной территории о. Сахалин.

Продолжительный период залегания снежного покрова, длительное снеготаяние, обусловленное географическим положением о. Сахалин, способствуют накоплению большого количества влаги в почвогрунтах и возникновению экстремальных паводков при наложении интенсивных жидких осадков на снеготаяние в горах. Последний случай такого снего-дождевого паводка редкой повторяемости на юге о. Сахалин отмечен 22 – 23 июня 2009 г., когда длительная затяжная весна способствовала растянутому во времени снеготаянию, а выпавшие на интенсивно тающий снег осадки в виде дождя с суточным максимумом (ГМС «Южно-Сахалинск») 106 мм привели к формированию паводка и затоплению части районов городов Южно-Сахалинск и Анива. Надо отметить, что в горах в данный период суточное количество осадков с учетом вертикального градиента превышало 200 мм.

Распределение выпадающих на территории о. Сахалин осадков в жидком виде так же имеет свои особенности. Так, оно сильно варьирует от года к году и внутри года. Значительно изменяется и суточное количество осадков. За сутки возможно выпадение 1 – 2 месячных норм осадков. Так, в г. Долинск в сентябре 1947 г. за сутки выпало 222 мм осадков при месячной норме 120 мм, а в г. Южно-Сахалинск за те же сутки выпало 108 мм осадков [4].

Распределение осадков по территории также очень разнообразно. Количество увеличивается от морских побережий к горам, большая часть осадков выпадает в горной части острова.

На приведенном графике многолетнего хода осадков (рис. 1) видно, что среднегодовое количество осадков по суммарному осадкомеру, расположенному на высоте 470 м, в два раза превышает количество осадков, выпадающих в Южно-Сахалинске (822 – 1650 мм).

В отдельные годы в Сусунайском хребте в высотных отметках до 500 м годовая сумма осадков превышает 2500 мм. Эти особенности распределения осадков фактически не учитываются при составлении прогнозов паводочного стока.

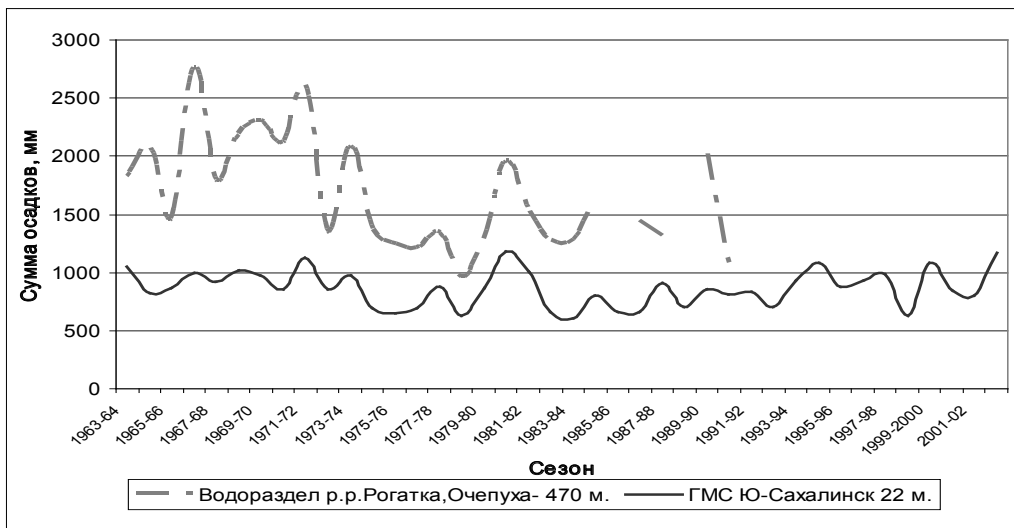


Рис. 1. Сравнительный график многолетнего хода осадков по ГМС «Южно-Сахалинск» (абс. высота 22 м) и суммарному осадкомеру № 20 Сусунайский хребет (абс. высота 470 м).

При прохождении тайфунов за несколько дней часто выпадает больше месячной нормы осадков. Так, сумма осадков за период с 1 по 7 августа 1981 г. (тайфуны «Оджин» и «Филлис») в Макарове составила 215 мм при месячной норме 99 мм, в Южно-Сахалинске – 220 мм. За этот же период на Сусунайском хребте на абсолютных отметках 400 - 500 м выпало 800 – 1200 мм осадков.

Наиболее длинные ряды наблюдений за осадками имеются на ГМС «Поронайск» и «Холмск» (107 года наблюдений соответственно). На ГМС «Макаров» был зафиксирован наибольший суточный максимум осадков из всех наблюденных максимумов на Сахалине – 230 мм (1930 г.) за весь период наблюдений за осадками [5, 6, 7]. За 80 лет наблюдений на ГМС «Макаров» было 11 случаев, когда суточный максимум жидких осадков превышал 100 мм.

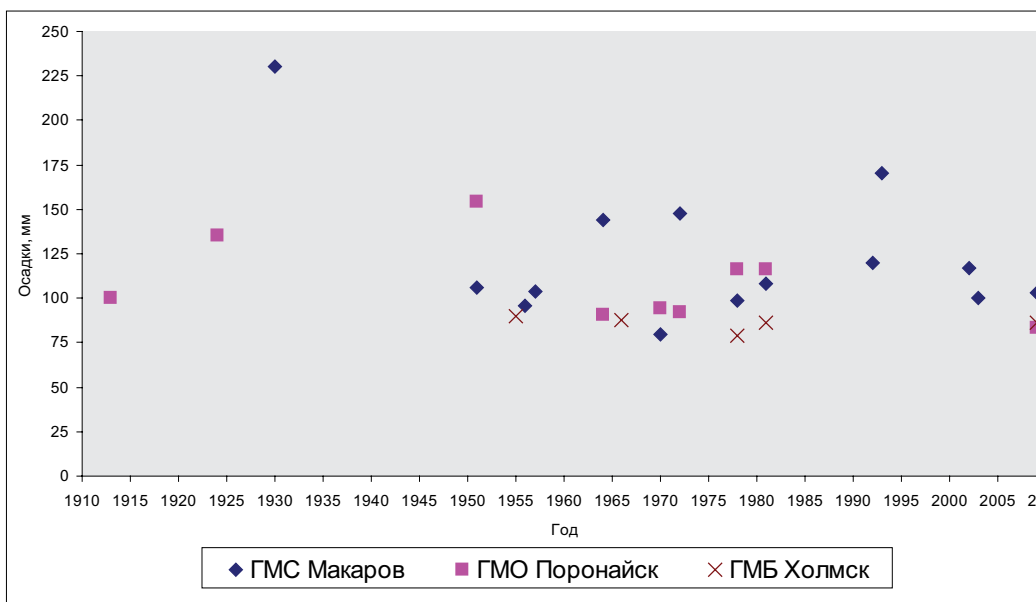


Рис. 2. Суточные максимумы осадков (в виде дождя) по ГМС в районах, подверженных опасности наводнений за период 1910 – 2010 гг.

Таким образом, максимальное количество выпадающих в летне-осенний период осадков в горной части острова значительно превышает количество осадков, выпадающих в днищах долин и на морских побережьях. Быстрое скатывание выпавших осадков по склонам приводит к формированию экстремальных паводков на реках о. Сахалин. Кроме того, в горных реках и их притоках формируются селевые потоки, которые выносят значительное количество материала, насыщают им поток, фактически превращая его в наносоводный сель. Такие потоки оказывают более разрушительное действие на территорию населенных пунктов и инфраструктуру.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Экстремальные паводки на реках о. Сахалин делятся на два вида: а) снего-дождевые – вызванные наложением дождей на интенсивное снеготаяние. Формирование: середина – конец июня на юге о. Сахалин и конец июня – начало июля в центральной части острова; б) дождевые – вызванные прохождением глубоких циклонов и тайфунов. Формирование: середина июля – середина августа на юге и конец августа – начало сентября – в центральной части острова.

2. Для прогноза паводочной волны снего-дождевых паводков необходимо учитывать запас воды в снежном покрове в горной части острова на момент формирования паводка, а так же вводить градиент осадков с высотой местности.

3. Для прогноза паводочной волны дождевых паводков необходимо производить расчеты с учетом градиента осадков, а так же учитывать плотность потока при расчете его эродирующей способности и рассматривать его как несвязанный (наносоводный) сель.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Сахалинской области. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1967. 137 с.
2. Генсиоровский Ю.В. Расчет максимальных снегозапасов на основе ландшафтно-индикационных свойств снежного покрова // Мат-лы гляциологических исследований. М.: ИГ РАН, 2007. Вып. 102. С. 73-79.
3. Генсиоровский Ю.В. Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов (на примере о. Сахалин): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 19 с.
4. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. Воздействие экзогенных геодинамических и русловых процессов на сооружения инженерной защиты нефтегазопроводов проекта «Сахалин-2» летом 2009 года // Геориск. 2009. № 4. С. 38-45.
5. Генсиоровский Ю.В. Расчет максимальных снегозапасов на основе ландшафтно-индикационных свойств снежного покрова // Мат-лы гляциологических исследований. М.: ИГ РАН, 2007. Вып. 102. С. 73-79.
6. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. Влияние вертикального градиента осадков на характеристики гидрологических, лавинных и селевых процессов в низкоргорье. // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 4. С. 342-347.

УДК 551.89+551.4.07(571.642)

СЛЕДЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ НАВОДНЕНИЙ В ДОЛИНАХ РЕК ЮЖНОГО САХАЛИНА

А.О. Горбунов¹, В.М. Кайстренко¹, Т.А. Гребенникова², А.В. Дегтерев¹¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия;²Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

briiz@yandex.ru

Выявление экстремальных гидрологических процессов, таких как речные наводнения, относится к числу актуальных работ, поскольку позволяет выявить события, проявившиеся не в историческое время. Без данных о них сложно выяснить долгопериодную повторяемость речных наводнений. Следы палеонаводнений представлены суглинками и глинами в торфяных отложениях [1], сформировавшихся на поверхности элементов речных долин: поверхности пойм и надпойменных террас.

Поиски палеонаводнений проводились летом 2009 г. и осенью 2014 г. в долинах некоторых рек южной части о. Сахалин. Районы исследований приурочены к приустьевой части долины рек Найба и Большой Такой в северной части Сусунайской низменности и к приустьевой части долины р. Яблочная, впадающей в Татарский пролив. Районы работ достаточно не похожи друг на друга в геоморфологическом плане. Так, Сусунайская низменность представляет собой открытую, широкую, пологовогнутую депрессию с плоским днищем, ширина ее составляет около 8 км, удаление от берега моря в северном направлении 10-12 км. Поверхность представлена низинными и верховыми торфяниками, мощность которых в отдельных местах достигает 7-8 м. Абсолютные высоты местности в районе работ составляют 4-6 м. Долина р. Яблочная относится к горным, террасированным и открывается к побережью через относительно узкий участок, перерезая приморскую гряду.

В бассейне р. Найба точки опробования торфяников расположены в приустьевой части на расстоянии 2-4 км от впадения в нее р. Большой Такой. Торфяники расположены на высокой пойме правобережья р. Большой Такой: точки наблюдений 1 и 2 - в 0.4 км от впадения р. Залом в р. Большой Такой, а 3 и 4 - в междуречном пространстве этих рек в 0.16 и 0.25 км от р. Большой Такой соответственно (рис. 1). В долине р. Яблочная точка наблюдения заложена в отработанном торфяном карьере на высоте около 3.5 - 4.0 м и на расстоянии 130 м от реки; расстояние от моря вдоль реки около 1.5 км. По опросу местных жителей в долине река Яблочная может затапливать поверхность террасы в месте обследования на 1.0 - 1.5 м, так было при тайфуне «Филлис» в августе 1981 г.

Предметом исследования являлись минеральные отложения в составе торфяной толщи, так как они откладываются на поверхности поймы, высокой поймы, а иногда и первой надпойменной террасы при затоплении их рекой. Низкая пойма затапливается ежегодно, и слой формируемого при этом суглинка на ней достаточно мощный и хорошо выраженный. Так, на низкой пойме правого берега р. Найба в районе водозабора при весеннем половодье откладывается слой мощностью в среднем 5-7 см, иногда больше, летом же он уменьшается из-за уплотнения и размыва плоскостным стоком. Чем выше территория, тем она затапливается реже, что позволяет сформироваться над суглинком либо почве, либо торфяной прослойке.

В приустьевой части р. Найба изучена толща торфа, которым сложена высокая пойма высотой 2.25 - 2.5 м (от уреза воды правого ее притока - р. Большой Такой). Опробование толщи торфа проводилось цилиндрическим буром-пробоотборником диаметром 4 см, длиной рабочей части 0.5 м, сменными штангами. Также использовался П-образный пробоотборник (геослайзер) ударного типа длиной 1.5 м, состоящий из двух частей. В долине р. Яблочная был заложен шурф. Точки опробования привязывались географическими координатами с помощью приемников GPS. На каждой точке опробования составлялось литологическое описание

разреза в полевом дневнике и составлением литологической колонки. Высотная привязка к урезу воды в реке осуществлялась нивелированием.

Минеральный материал из торфа отбирался на диатомовый анализ, который проводился в лаборатории палеогеографии ТИГ ДВО РАН к.г.н. Т.А. Гребенниковой. Для радиоуглеродного датирования отбирался торф или древесина, возраст которых определялся в лаборатории геохронологии (заведующий д.г.-м.н. Х.А. Арсланов) факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета.



Рис. 1. Обзорная схема района работ.

На левом берегу р. Яблочная (точка наблюдения 127, координаты $47^{\circ} 9,935' \text{с.ш.}$, $142^{\circ} 4,355' \text{в.д.}$) в шурфе (рис. 2) на I НПТ высотой 4.0 м был вскрыт торф до глубины 1.95 м.

До глубины 1.0 м в шурфе отчетливо отмечаются 9 слоёв из минерального вещества (суглинки и глина) (рис. 2). Причём самый верхний из них был наиболее мощным (0.28 м). Видимо этот слой сформировался в одно из наиболее поздних сильных наводнений во время тайфуна «Филлис», так как его перекрывает лишь небольшая прослойка листовенного опада и луговой дернины. В результате диатомового анализа выяснено, что в толще этого слоя преобладают бентосные виды (91.7%). Доминируют *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. (32.3%) *Luticola mutica* (Kütz.) Mann (16.7%), *Pinnularia borealis* Ehr. (10.4%), субдоминантами являются *Pinnularia appendiculata* (Ag.) Cl. (8.2%), *Pinnularia obscura* Krasske (4.2%), *Diploneis elliptica* (Kütz.) Cl. (5.2%), *Pinnularia brevicostata* Cl. (3%), *Pinnularia viridis* (Nitzsch) Ehr. (3%). Многие из этих видов относятся к почвенным и водно-почвенным экологическим группам, которые могут обитать при незначительном увлажнении и даже переносят временные осушки [4]. Здесь же присутствуют обычные для рек и озёр *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (Ehr.) Grun, *Cymbella lanceolata* (Ag.) Ag., *Diatoma hyemalis* (Roth.) Heib., *Fragilaria construens* f. *venter* (Ehr.) Hust., *Meridion circulare* var. *constrictum* (Ralfs) V.H. Широкое распространение большинства из этих видов в реках юга о. Сахалин отмечает Т.В. Никулина [3]. В составе комплекса существенно преобладают алка-

лифилы (до 50%) и циркумнейтральные виды (до 31%), оптимально развивающиеся при рН близкой к нейтральной или слабощелочной. Содержание ацидофилов, характерных для кислых болотных обстановок, не превышает 13%. Подобный комплекс диатомовой флоры характерен для мало обводненных с признаками почвообразования условий с периодическим речным влиянием.



Рис. 2. Вид стенки шурфа в торфе до глубины 1.0 м с прослоями суглинка (I надпойменная терраса р. Яблочная).

В интервалах 0.02 - 0.3 м (1-й прослой суглинка), 0.3 - 0.35 м (2 и 3 прослои суглинков), 0.4 - 0.45 м (4-й прослой суглинка) встречены единичные створки переотложенных солонатоводного *Gyrosigma* sp., морских сублиторального *Nitzschia plana* W. Sm., океанического *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. и вымерших в плиоцене-плейстоцене неритических *Puxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss., *Radioplicata sol* (Ehr.) Gleser и *Stephanopyxis* sp. Поступление этих видов в осадки, скорее всего, связано с размывом древних отложений и может являться дополнительным доказательством влияния реки.

Наиболее полные комплексы получены в интервалах 0.57 - 0.6 м (прослой суглинка №5), 0.80 - 0.85 м (прослой суглинка №7) и 0.92 - 0.94 м (прослой глины №9). В этих слоях в составе диатомей преобладают бентосные виды (72-96.6%). Доминируют *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl. (до 48.9%), *Pinnularia major* (Kütz.) Rabenh. (28.4%), *P. streptoraphe* Cl. (14.8%), *P. viridis* (Nitzsch) Ehr.

(до 10.2%), *P. nobilis* (Ehr.) Ehr. (9.1%), *Cymbella aspera* (Ehr.) Cl. (до 25.2%), присутствуют *Stauroneis phoenicenteron* (Nitzsch.) Ehr., *Neidium bisulcatum* (Lag.) Cl., *Pinnularia divergens* W. Sm. и др. Здесь же встречены *Fragilaria nitzschoides* Grun., *Fragilaria ulna* (Nitzsch.) L.-Bert., *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Mull., *Amphora lybica* Ehr., что, возможно, связано с речным влиянием. Основную массу диатомовых в этих слоях осадков составляют гидрофильные виды, существенно преобладают циркумнейтральные формы и алкалифилы, содержание ацидофилов не превышает 11-24%, что говорит о довольно высокой увлажненности и слабой заболоченности.

В диапазоне 1.27 - 1.77 м толща представлена органоминеральными отложениями, трудно дифференцируемыми на отдельные слои. В ряде слоев (интервалы 0.95 - 0.1 м, 0.115 - 0.135 м и 0.154 - 0.16 м) диатомовые не найдены. С глубины 1.77 до 1.95 м залегает торф с остатками древесины.

Образец древесины с глубины 0.75 м при радиоуглеродном анализе показал возраст календарный 3080 ± 110 лет (ЛУ-6457), древесина с глубины 0.85 м – 3190 ± 100 кал. л. (ЛУ-6462), а древесина с отметки 1.05 м – 3340 ± 130 кал. л. (ЛУ-6575). Возраст древесины с глубины 1.95 составил 5270 ± 1060 кал. л. (ЛУ-6574).

Если взять во внимание дату образца древесины с глубины 1.05 м, равную 3340 ± 130 (ЛУ-6575). кал. л., то средняя повторяемость наводнений составит 1 раз в 371 год. Но на рис. 2 хорошо заметно, что прослой минерального вещества в торфянике располагаются неравномерно, а в некоторых случаях даже отмечается некоторая их группировка как 1-2-3, 6-7 и 8-9 слои.

В октябре 2014 г. в Сусунайской низменности описаны разрезы в четырёх точках. Отобран 21 образец на диатомовый анализ (результата анализа пока нет), одна проба торфа для радиоуглеродного датирования. Наиболее информативными оказались точки 1 и 2.

В точке наблюдения 1 ($47^{\circ}19,775'$ с.ш., $142^{\circ}46,446'$ в.д.) использовался цилиндрический торфяной бур со сменными штангами, удалось вскрыть всю толщу торфа до подошвы на глубине 1.93 м. В торфе обнаружены 10 прослоев серого суглинка и 1 слой сильно осуглиненного торфа. Однако стоит отметить, что качество получаемого материала не всегда позволяет выявить тонкие прослой и линзы минерального материала в торфе; кроме того в диапазоне 0.87 - 1.37 м торфяным буром отобрать колонку торфа не удалось, из-за сильной разуплотненности (разжиженности) последнего, что приводило к его вывалу в скважине. Поэтому в непосредственной близости от точки 1 был применён П-образный пробоотборник для заверки результатов бурения. При его использовании в точке 2 с координатами $47^{\circ}19,775'$ с.ш., $142^{\circ}46,446'$ в.д. удалось получить колонку торфа до глубины 1.0 м, глубже захватить торф не удалось. В колонке от поверхности обнаружено 12 чётких прослоев суглинка серого цвета и 3 прослоя сильно осуглиненного торфа, которые достаточно хорошо фиксируют бывшие затопления террасы (интерпретация дана по аналогии со слоями в долине р. Яблочная).

Используя совокупное количество прослоев, обнаруженных при бурении и отбором геослайзером можно отметить, что в данной точке зафиксировано 22 случая палеонаводнений. Торф в точках 1 и 2 залегает на алевритовых отложениях голубовато-серого цвета, которые фиксируют положение бывшего дна голоценовой (субборреальной) лагуны. Время начала ее формирования приходится на 3350 л.н. [2]. Поэтому долгопериодные проявления наводнений за это время имели частоту около 1 раза в 152 года. Если учесть, что часть толщи торфа нами не была обследована из-за невозможности его выемки, то можно предположить, что повторяемость наводнений окажется несколько большей.

В заключении отметим, что признаки древних наводнений достаточно хорошо фиксируются в торфяниках, слагающих современные высокую пойму и первую надпойменную террасу. Периодичность проявления сильных исторических наводнений в исследованных долинах рек неодинакова, что связано с различными порядками рек, разными геоморфологическими условиями в районах поиска. Можно сказать, что повторяемость наиболее сильных наводнений в долине р. Найба составляет около 150 лет, а в долине р. Яблочная около 370 лет.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 08-05-01096, гранта ДВО РАН 14-III-B-09-222.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Кайстренко В.М., Горбунов А.О. Следы морских и речных наводнений в разрезах голоценовых отложений // География: инновации в науке и образовании. Мат-лы ежегодной Междун. науч.-практ. конф. LXVI Герценовские чтения, посвящ. 150-летию со дня рождения В. И. Вернадского, 18-20 апреля 2013 года / отв. ред.: В.П. Соломин, В.В. Румянцев, Д.А. Субетто, Н.В. Ловелиус. СПб.: Астерион, 2013. С. 144-146.
2. Микишин Ю.А., Гвоздева И. Г. Климатические колебания в голоцене на юго-востоке Сахалина. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1996. 130 с.
3. Никулина Т.В. Диатомовые водоросли (Bacillariophyta) юга острова Сахалин // Растительный и животный мир острова Сахалин (Мат-лы Междунар. сахалинского проекта). Владивосток: Дальнаука, 2005. Ч. 2. С. 8-20.
4. Штина Э.Ф., Антипина Г.С., Козловская Л.С. Альгофлора болот Карелии и ее динамика. Л., Наука, 1981. 272 с.

УДК 551.4.08

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ПОЛУОСТРОВА ЛОМОНОСОВА (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СТРОИТЕЛЬСТВА

Е.А. Еременко, Ю.Р. Беляев, А.В. Бредихин, С.И. Болысов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
г. Москва, Россия
eremenkoeaig@gmail.com

Дальневосточный регион относится к территориям со сложным геолого-геоморфологическим режимом, обусловленным высокой динамичностью процессов морфолитогенеза и частыми проявлениями катастрофических явлений (сели, оползни, обвалы и пр.). Чрезвычайное разнообразие геолого-геоморфологических условий и факторов требует особого комплексного подхода при оценке безопасности хозяйственного освоения региона, а также учета специфики разных видов природопользования. В рамках программы ускоренного экономического развития Дальнего Востока одним из важнейших направлений деятельности является «прогнозирование, выявление, анализ и оценка угроз безопасности», а также «осуществление стратегического планирования в области обеспечения безопасности» и «организация научных исследований по вопросам, отнесенным к ведению Совета безопасности» (от 28 декабря 2010 года N 390-ФЗ «О безопасности, ст. 14). С этих позиций оценка геоморфологической безопасности участков размещения проектируемых сооружений и степени устойчивости рельефа к антропогенному вмешательству является необходимой основой для принятия стратегических решений по освоению территории. По материалам научно-исследовательских работ, выполненных в 2014 году на побережье Амурского залива, дана оценка устойчивости геоморфологических систем к техногенному воздействию, а именно, к промышленному и транспортному строительству, предусматривающим полное или частичное сведение растительности, создание отсыпок, выемок и искусственное террасирование склонов.

П-ов Ломоносова располагается на северо-западном побережье Амурского залива, в 20 км к юго-западу от г. Владивосток. Полуостров разделяет бухты Нарва (располагается с юго-западной стороны от полуострова) и Перевозная (располагается с северо-восточной стороны), длина его с юго-запада на северо-восток составляет 3.8 км, а ширина (с северо-запада на юго-восток) – 2.3 км. Максимальная абсолютная отметка в пределах территории составляет 85.6 м и располагается на вершине холма в центральной части полуострова. Его рельеф представляет собой сильно расчлененную холмистую возвышенность со средними абсолютными высотами 60 – 70 м, обрамленную полосой морских террас разного возраста, высота которых изменяется от 35 – 40 м до 2 – 4 м. Возвышенная часть полуострова имеет вытянутое в плане строение: она расширяется до 700 – 800 м в северо-восточной части, а к юго-западу сужается до 150 – 200 м. К югу и юго-востоку склоны возвышенности выходят к берегу моря, образуя крутые абразионно-оползневые уступы. С севера и северо-запада останцовая возвышенность обрамляется морскими террасами, суммарная ширина которых достигает 1.2 км. В сущности, изучаемая территория еще совсем недавно представляла собой остров, который лишь в голоцене соединился с побережьем вследствие формирования узкой перемычки (томболо).

В тектоническом отношении район работ приурочен к крупной тектонической депрессии мел-четвертичного возраста (K–Q), протягивающейся с юго-запада на северо-восток. Ширина зоны депрессии достигает 100 – 150 км, большая часть ее осевой зоны занята Амурским заливом [2, 5]. В геологическом строении территории принимают участие породы неогенового и четвертичного возраста. Центральная возвышенная часть полуострова сложена миоценовыми породами усть-суифунской свиты (N_{1us}) [3, 8]. На территории полуострова они представлены

галечниками, песками, алевролитами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами, гравелитами, нередко с линзами бурых углей. Породы слабо литифицированы.

В северной и северо-западной частях полуострова выражены в рельефе четвертичные морские террасы, сложенные рыхлыми морскими отложениями разного литологического состава. Их гранулометрический состав изменяется в широких пределах – от галечников до глин, нередко встречаются обогащенные органическим веществом линзы и прослои. Возраст морских отложений соотносится с поздним плейстоценом (для высокой террасы) и голоценом (для низкой террасы) [6, 9].

Рельеф полуострова характеризуется разнообразием основных свойств и включает формы и элементы рельефа разного облика, генезиса и возраста. Так, его центральная часть или «ядро» полуострова представляет собой эрозионно-денудационную равнину, сильно расчлененную долинами временных водотоков. Наиболее приподнятые и относительно выровненные участки этой возвышенности приурочены к юго-восточному сектору полуострова. Здесь распространены полигенетические (созданные комплексом процессов денудации и аккумуляции) вершинные поверхности, ширина которых не превышает 350 м, а средние уклоны составляют до 8°. Вершинные поверхности были сформированы в конце миоцена (конец N_2), при освобождении территории от морских вод и переходе ее в континентальный режим развития [7]. В последовавшее время (N_2 - Q_4) ведущими экзогенными процессами в пределах этой территории являлись, по-видимому, выветривание, на отдельных участках – делювиальные (на незакрепленных растительностью склонах) и склоновые процессы (при крутизне поверхности более 2°). В настоящее время вершинная поверхность задернована и частично залесена, ведущим экзогенным процессом здесь является выветривание. С точки зрения геоморфологических рисков, возникающих при хозяйственном использовании территории, вершинные поверхности наиболее безопасны для всех видов строительства. Высокая степень геоморфологической безопасности определяется малой крутизной склонов, наличием растительного покрова (в особенности, дернового покрова), высокой степенью противоэрозионной устойчивости подстилающих пород, а также глубоким залеганием уровня грунтовых вод.

По периферии вершинная поверхность обрамлена склонами средней крутизны (от 8 до 20°), сформированных под действием комплекса денудационных процессов (абразионных, склоновых, эрозионных и пр.). В настоящее время ведущим экзогенным процессом на неоген-плейстоценовых склонах комплексной денудации является дефлюкция. На незадернованных участках протекает делювиальный смыв (в частности, на участках массового распространения кротовин, по дорожным колеям на грунтовых дорогах). Кроме того, на склонах активно развиваются биогенные процессы и выветривание. С точки зрения перспектив освоения склоны комплексной денудации характеризуются средней степенью геоморфологической безопасности, что связано с их крутизной. При крутизне более 8° возможна активизация полного комплекса склоновых процессов вследствие нарушения естественных природных условий, а именно – при сведении растительного покрова и создании искусственных рубежей для поверхностного стока. Освоение склонов комплексной денудации должно осуществляться в условиях строгого контроля и мониторинга экзогенных процессов как на стадии строительства, так и на стадии эксплуатации. В случае сведения растительности или сбросе вод на склонах комплексной денудации вероятна активизация процессов линейной эрозии, делювиального смыва и солифлюкции (в весенний период).

В северной, северо-западной и западной частях полуострова Ломоносова склоны комплексной денудации через нечеткий плавный тыловой шов переходят в слабонаклонную (до 4 – 5°) поверхность высокой морской террасы. Абсолютные отметки на поверхности террасы изменяются от 30 – 40 м в ее тыловой части до 8 – 15 м в прибрежной части. Ширина высокой морской террасы составляет до 600 м в северной части территории и до 400 м в северо-западной. Одной из установленных особенностей гипсометрического положения высокой морской террасы является разная абсолютная высота ее бровки в северной и западной частях полуострова. В частности, в северной части высота бровки морской террасы составляет от 7 до 9 м, в то время как в западной возрастает до 14 – 16 м. О морском происхождении террасового уровня свидетельствуют морфология поверхности, ее геоморфологическая приуроченность к периферии центральной части полуострова, характер слагающих отложений (пески, глины и

галечники с морской фауной моллюсков), а также морфологическое сходство с подобными по высоте образованиями в пределах региона [9]. Возраст высокой морской террасы, по-видимому, позднеплейстоценовый [7, 9]. Формирование данной наклонной поверхности может быть связано с последовательным снижением уровня моря, сопровождавшимся формированием серии нешироких аккумулятивных морских террас без четко выраженных морфологических элементов. В дальнейшем (в течение позднего плейстоцена и голоцена) данная поверхность была выровнена вследствие деятельности склоновых и делювиальных процессов, а также подверглась значительному эрозионному расчленению.

Эпоха роста малых эрозионных форм (МЭФ), расчленяющих поверхность террасы сопоставляется с периодом, когда уровень моря располагался на 2 – 3 м выше современного. В днищах балок наблюдаются извилистые в плане донные врезы, выраженные в большей части балок по всей длине, начиная от истока. Глубина балок составляет в среднем течении до 7 – 8 м, крутизна склонов – от 8 – 10° до 40 – 45°, а местами и 90°. Эрозионно-денудационные склоны осложнены оползневыми цирками до 30 – 35 м в поперечнике, оползневыми псевдотеррасами шириной до 5 – 6 м, эрозионными бороздами и рытвинами. Ведущими процессами на склонах МЭФ являются дефлюкция и оползание, в днищах – донная и боковая эрозия, подтопление и, местами, заболачивание. С точки зрения перспектив хозяйственного освоения можно отметить крайне низкую степень геоморфологической безопасности высокой морской террасы. Среди факторов, которые могут привести к активизации здесь негативных и опасных экзогенных процессов, можно выделить низкую противоэрозионную устойчивость морских отложений, близкое положение кровли водоупорного горизонта, наличие развитой сети МЭФ с признаками регрессивного роста, развитие оползневых процессов в пределах МЭФ. Сведение растительности выше вершин балок и логов может привести к увеличению стока воды с поверхностей водосборов МЭФ и стимулировать импульсный и значительный регрессивный рост эрозионных систем. При хозяйственном освоении данной территории следует предусмотреть системы водоотведения, категорически запрещается производить сброс воды в балки и лога, на их склоны, а также выше их вершин. Следует избегать строительства зданий и сооружений в непосредственной близости (ближе 20 – 30 м) от бровок МЭФ, т.к. увеличение нагрузки на прибровочную часть будет способствовать активизации оползневых процессов.

Поверхность отмершего абразионного уступа через четкий плавный тыловой шов переходит в плоскую поверхность низкой голоценовой морской террасы, обрамляющей полуостров с севера и запада. Высота террасового уровня составляет от 0 до 2 м: минимальные абсолютные отметки приурочены к северной части территории, максимальные – к западной. Возраст террасы установлен палеофаунистическим методом и коррелирует с возрастом аналогичных по высоте террасовых уровней в пределах прилегающей части побережья [4, 9]. Ширина низкой морской террасы составляет от 200 м в северной части территории до 350 м в западной и 500 м в северо-западных частях территории. Ведущим экзогенным процессом на поверхности низкой морской террасы является подтопление и заболачивание. Поверхность голоценовой морской террасы характеризуется низкой степенью геоморфологической безопасности. Хозяйственное освоение (сведение растительности, строительство зданий и сооружений без осушения и сброса бытовых вод) вряд ли существенным образом изменит геоморфологический режим этой территории. Осушение территории с последующей застройкой чревато нарушением хрупкого баланса в лагунных экосистемах и приведет к их экологической деградации. Тем не менее, здесь существуют дополнительные риски, связанные с подъемом уровня воды в лагуне.

В северо-восточной части полуострова к его «ядру» причленяется морское аккумулятивное образование – перейма, сформированная вследствие аккумуляции наносов, перемещаемых вдольбереговым потоком в генеральном направлении с северо-востока на юго-запад. По результатам обследования установлена асимметрия поперечного профиля переимы: склон, обращенный к бухте Перевозная, крутой и подмываемый (высота уступа размыва – до 2.5 м), противоположный же склон – пологий, без следов абразии. С точки зрения геоморфологической безопасности поверхности переимы для транспортного строительства можно заключить, что аккумулятивное тело ее является нестабильным образованием, испытывающим коротко- и долгопериодические колебания площади, связанные с периодами активизации штормовой

активности, вызванной ветрами разных румбов. Степень геоморфологической безопасности – крайне низкая, транспортное строительство здесь должно сопровождаться возведением защитных сооружений в мористой части переи́мы.

Таким образом, в геоморфологическом строении центральной, северной и западной частей полуострова участвуют формы и элементы разного возраста и генезиса. Наличие морских аккумулятивных уровней (высокой и низкой морских террас) принципиально отличает северную и западную окраины полуострова от его южной и восточной периферии.

В южной части п-ова Ломоносова склоны комплексной денудации через четкую резкую или четкую плавную бровку переходят в абразионно-денудационный склон, крутизна которого достигает местами 80 – 90°. Абразионные процессы на южном берегу полуострова спровоцировали активизацию оползневых процессов, чему дополнительно способствовали большой перепад абсолютных высот, наличие в толще миоценовых галечников насыщенных водой горизонтов и водоупорных прослоев глинистых отложений, большое количество атмосферных осадков. Особенно много осадков получают здесь наветренные склоны южной экспозиции. Все эти условия способствуют активному развитию оползневых процессов на склоне и в настоящее время. Оползневой рельеф представлен стенками срыва оползневых масс разного возраста (от полностью заросших до свежих) и оползневыми псевдотеррасами. Абсолютная высота бровок оползневых цирков достигает 50 – 60 м, высота стенок срыва крутизной до 60 – 70° составляет до 10 – 15 м. Наиболее крупный оползневой цирк приурочен к центральной и западной частям южного берега полуострова. Массовое развитие оползневых процессов привело здесь к практически полному разрушению поверхности водораздела. В центральной части крупных оползневых цирков наблюдается скопление деляпсия мощностью первые десятки метров. Собственно абразионный уступ выражен в нижней части описываемого абразионно-денудационного склона. Высота его редко превышает 1 м, в среднем составляя 0.5 – 0.8 м. Лишь в восточной части полуострова уступ размыва имеет высоту до 2.5 м (на участке переи́мы), а также в юго-восточной и крайней южной частях побережья высота его значительна. Участки распространения наиболее высоких абразионных уступов приурочены с одной стороны к участкам береговой зоны, где волны преобладающих румбов подходят под прямым углом к берегу, а с другой стороны, на участках скопления оползневых масс (уступ здесь вырабатывается в теле оползневых псевдотеррас).

В береговой зоне юга и востока (кроме переи́мы) полуострова наблюдается валунный бенч шириной до 10 – 12 м, в редких случаях – прислоненный галечно-валунный пляж неполного профиля (зафиксирован единично в кутовой части бухты в центральной части южного берега). Таким образом, генетический тип берегов п-ова Ломоносова – абразионный, с естественной тенденцией к отступанию.

На юго-востоке полуострова обследованы три крупных оврага, прорезающие описанный выше абразионно-денудационный склон и спускающиеся практически от линии водораздела к береговой линии. На склонах оврагов в настоящее время активно происходят процессы оползания, осыпи и обвалы, стимулированные боковой и глубинной эрозией временных водотоков. На незадернованных участках активно развивается делювиальный смыв, повсеместно происходит дефлюкция. Дополнительным свидетельством современной активности этих форм является наличие в большинстве их вершин ярко выраженного вершинного перепада. Высота этого незадернованного уступа составляет местами до 2 – 2.5 м. Нарушение сплошности растительного покрова на склонах оврагов приводит к активизации здесь линейной эрозии: в каждом овраге обнаружены многочисленные отвершки, в основном, берегового типа (не выходящие за бровку формы). Ведущими экзогенными процессами в днищах оврагов юго-восточной части территории являются глубинная и боковая эрозия.

С точки зрения перспектив хозяйственного использования южного склона полуострова можно отметить чрезвычайную неблагоприятность существующих здесь геоморфологических условий и максимально низкую степень геоморфологической безопасности. Поверхность абразионно-денудационного склона, склоны и днища крупных овражных форм в естественных условиях активно развиваются, такие экзогенные процессы как линейная эрозия, оползание, абразия и пр. развиты здесь и без антропогенного вмешательства. Не рекомендуется строитель-

ство любых сооружений в пределах поверхностей водосборов крупных овражных форм, выходящих к южному берегу полуострова. Сведение растительности на поверхностях водосбора или сброс бытовых вод спровоцируют регрессивный рост оврагов и/или их отвершков.

Таким образом, по результатам структурно-геоморфологического обследования и крупномасштабного геоморфологического картографирования установлено, что геоморфологическая безопасность отдельных участков территории определяется рядом факторов и условий, среди которых ведущая роль принадлежит крутизне склонов, характеру растительного покрова и гидрогеологическим условиям. Наиболее безопасны для всех видов строительства вершинные поверхности, наименее безопасны (не рекомендуются к использованию) – поверхности абразионно-денудационных склонов и поверхность переходы. Кроме того, сведение растительности и строительство на поверхности высокой морской террасы сопряжено с вероятностью активизации здесь целого комплекса негативных экзогенных процессов. Степень геоморфологической безопасности этого участка – низкая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутаков Г.П., Дедков А.П., Зорина Е.Ф. и др. Эрозионный рельеф временных водотоков Восточно-Европейской равнины // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 2. М., 1996. С. 24-39.
2. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высшая школа, 1980. 342 с.
3. Государственная геологическая карта масштаба 1:1000000. L – 52, 53. (К – 52, 53). СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011.
4. Игнатов Е.И., Лохин М.Ю., Никифоров А.В., Фроль В.В. Геоморфология бухтовых берегов и подводного склона Приморья Японского моря. Смоленск: Маджента, 2004. 192 с.
5. Инженерная геология СССР. Т. 4. Дальний Восток. М.: Изд-во Московского университета, 1977. 502 с.
6. Короткий А.М. Эоплейстоценовые отложения речных террас Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 60-75.
7. Кулаков А.П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 174 с.
8. Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:1000000. Серия Дальневосточная. К – (52), 53 – Владивосток. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011.
9. Свиточ А.А. Морской плейстоцен дальневосточных побережий России (стратиграфия и палеогеография) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 76-93.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН И СЕЛЕЙ

Н.А. Казаков

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, г. Южно-Сахалинск, Россия
kazakovna@fegi.ru

ВВЕДЕНИЕ

На сегодняшний день не существует удовлетворительных физических моделей лавинного процесса, позволяющих адекватно описать движущуюся лавину. Существующие математические модели, как правило, основаны на идеальных математических либо эмпирических представлениях, сильно упрощающих реальную картину, и описывают лавинный процесс лишь с большой степенью приближенности. По этим причинам значения динамических характеристик лавин (особенно дальности выброса), рассчитанные по существующим моделям, оказываются сильно заниженными по сравнению с реально наблюдаемыми характеристиками.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

По нашему мнению, одной из причин такого положения является то, что лавины разных генетических типов описываются одними и теми же моделями. Однако лавины разных генетических типов (мокрого снега, свежеснежавшего снега, метелевого снега, перекристаллизованного снега, смешанного снега) обладают разными структурно-реологическими свойствами и, соответственно, разной динамикой и должны описываться как разные объекты (процессы) – разными моделями. Большинство существующих моделей лавин можно свести к трем основным группам: гидравлические, гравитационные и модели лавины как материальной точки. Однако динамика лавины любого типа сильно отличается от динамики потока жидкости, а используемые в гидродинамических моделях коэффициенты кинетического и турбулентного трения, принятые из гидрологии и гидродинамики, не соответствуют трению лавины и определяются субъективно. Представление о лавине как о гравитационном процессе справедливо лишь для осовов, движущихся по коротким крутым склонам, и для первой фазы движения лавин твёрдого метелевого снега. Описание лавины как материальной точки является собой крайне упрощённым представлением, не отражающим сложный процесс движения лавины. При описании лавин не учитываются такие важнейшие параметры, как структура, текстура и, соответственно, вязкость снежного покрова, формирующего лавину: параметры, которые во многом определяют энергию и динамику лавин (особенно для лавин перекристаллизованного и смешанного снега). Анализ результатов исследования лавинных процессов в разных регионах (1980 – 2014 гг.: о. Сахалин, Курильские острова, Забайкалье, Хибины, Западный и Северный Кавказ, табл. 1) показывает, что скорости, дальность выброса и характер движения лавин разных генетических типов различны [4].

ПУТИ РЕШЕНИЯ

Лавины разных генетических типов обладают не только разными динамическими характеристиками, но также формируются под преобладающим влиянием разных факторов, в том числе, геофизических (табл. 1). Лавины мокрого снега могут описываться гидродинамическими моделями, описывающими движение вязкого потока. Определение коэффициентов кинетического и турбулентного трения представляет собой отдельную задачу. Лавины свежеснежавшего снега могут описываться как дисперсная система. Лавины перекристаллизованно-

го и смешанного снега обладают более сложной динамикой и представляют собой не столько объект, сколько нелинейный процесс. Перспективным направлением представляется моделирование таких лавин в рамках теории динамического хаоса.

Таблица 1. Генетические типы лавин и их средние характеристики (1978-2014 гг.)

Генетический тип лавины	Плотность лавинообразующего снега, г/см ³	Характер движения лавины	Макс. объём лавины, тыс. м ³	Макс. дальность выброса лавины, м	Макс. скорость лавины, м/с	Преобладающие процессы, определяющие генезис лавин
I Генетический класс лавин: сингенетические лавины						
Метелевого снега (снежная доска)	0,20 - 0,50	Ламинарный Скольжение	5.0	400	30	Синоптические и гидрометеорологические процессы
Снеготаяния	0,15 - 0,50	Ламинарный Вязкое течение	5.0	300	15	Синоптические и гидрометеорологические процессы
Свежевыпавшего снега	0,05 - 0,15	Турбулентный	10.0	500	40	Синоптические и гидрометеорологические процессы
II Генетический класс лавин: эпигенетические лавины						
Перекристаллизованного снега	0,22 - 0,38	Турбулентный Волновой процесс	>50.0	>1000	>80	Геофизические процессы в снежной толще
Смешанного перекристаллизованного и сухого свежевыпавшего снега	0,25 - 0,35	Турбулентный Волновой процесс	>1400.0	3800	>80	Геофизические процессы в снежной толще в сочетании с гидрометеорологическими процессами
Смешанного перекристаллизованного и сухого метелевого снега	0,25 - 0,45	Турбулентный Волновой процесс	>1000.0	>2000	>80	Геофизические процессы в снежной толще в сочетании с гидрометеорологическими процессами
Смешанного перекристаллизованного и мокрого снега	0,35 - 0,50	Турбулентный Волновой процесс	100.0	1200	50	Геофизические процессы в снежной толще в сочетании с гидрометеорологическими процессами

Лавинные процессы необходимо описывать не как гидрологические или гравитационные явления, а как явления более сложного характера в рамках синергетических представлений, суть которых можно свести к тому, что в данной системе ни один из отдельно взятых факторов не может привести к ожидаемому результату без воздействия других факторов, приводящих к феномену самоорганизации упорядоченных структур в открытых диссипативных системах. Более того, мы имеем основания рассматривать лавинные геосистемы как аналоги селевых геосистем, что позволяет описывать и моделировать лавинные и селевые процессы в рамках единых моделей.

Одним из важнейших вопросов является построение такой генетической классификации процессов, которая учитывает динамику лавин и селей. Такая классификация является основой для определения физических процессов, доминирующих в системе и определяющих динамику лавин и селей, и выбор типов физических моделей для их описания.

РЕШЕНИЕ

Лавинный и селевой процессы необходимо описывать не как гидрологические или гравитационные явления, но как явление более сложного характера: именно как геофизические процессы, начинающиеся с момента формирования снежного покрова в лавиносборе и потенциального селевого массива (ПСМ) в селевом очаге и заканчивающиеся формированием лавинных и селевых отложений. На этапе развития снежной толщи в лавиносборе и ПСМ в селевом очаге как самоорганизующейся системы (на стадии сублимационной перекристаллизации снежной толщи и формирования ПСМ) геофизические процессы начинают играть ведущую роль в изменении несущей прочности и связности снежного пласта и ПСМ, что, в конечном итоге, определяет характер лавино-селеобразования как процесса, происходящего в триггерной геосистеме [2, 3]. Описание лавинного процесса как геологического экзогенного процесса (снежный покров: осадочная и метаморфическая горная порода; комплексы снежного покрова в разных ландшафтах – литолого-стратиграфические комплексы), подобного селевому, позволяет разработать общие методологические подходы к оценке лавинной и селевой опасности территории. В низкогорье лавинные и селевые геосистемы часто формируются в одних и тех же морфоструктурах (табл. 2).

Динамика лавинных и селевых процессов имеет сходные черты (табл. 3).

Таблица 2. Соответствие лавинных и селевых геосистем в низкогорье

Морфологический тип		Площадь, тыс. м ²	Тип движения лавины/селя	Объём единовременных выносов, тыс. м ³
Лавиносбора	Селевого бассейна			
Жёлоб	Склоновый	до 1.5	Течение; скольжение	< 5.0
Лоток	Селевой врез	более 10.0	Волновой	> 100.0

Таким образом, при решении задачи прогноза лавин и селей важнейшим становится вопрос их классификации. На сегодняшний день наиболее продуктивным для решения многих научных и прикладных задач лавиноведения и наиболее полно отражающим феноменологию лавинного процесса представляется подход к классификации лавин, предложенный В. В. Дзюбой [1], классификация которого основана на разделении лавин на три генетических класса: сингенетические, эпигенетические и полигенетические. Однако, для решения задач по моделированию лавинных процессов в классе эпигенетических лавин необходима более развёрнутая классификация лавин, связанных с перекристаллизацией снежной толщи, а лавины снеготаяния должны рассматриваться как лавины сингенетические. Лавины полигенетического класса представляется целесообразным не выделять в отдельный класс, а рассматривать как эпигенетические, поскольку доминирующими процессами в их образовании являются процессы метаморфизма снежной толщи (триггерный механизм лавинообразования).

Генетическая классификация селей не разработана.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛАВИН И СЕЛЕЙ

С каждым генетическим типом лавин и селей мы можем соотнести преобладающие процессы, которыми определяются ведущие факторы образования данных типов лавин и селей (табл. 3). Очевидно, что в образовании сингенетических лавин и селей преобладающую роль играют синоптические и метеорологические факторы, а в образовании эпигенетических ла-

вин и селей – геофизические (приводящие к изменению физических характеристик снежной толщи, определяющих ее связность и несущую прочность: в частности, изменение электрических сил внутри снежной толщи и ПСМ [3]) или геофизические факторы в сочетании с синоптическими и метеорологическими. Выделим основные генетические классы лавин и селей: эпигенетические и сингенетические (табл. 1, 3). Основой для выделения классов служит преобладающая в системе совокупность физических, геологических и гидрометеорологических процессов.

Таблица 3. Соответствие лавинных и селевых процессов в низкогорье. Генетическая классификация лавин и селей.

Тип		Тип движения	Тип волны в лавине/селе	Начальные условия (структура литологической компоненты геосистемы)	Тип диссипативной структуры лавины, селя
Генетический класс лавины	Структурно-реологический тип селя				
Сингенетические					
Нового снега	Грязевой	Течение; Скольжение	Поперечная с малой амплитудой	Бесструктурный	Периодическая пространственно-временная
Снеготаяния	Грязевой; Водоснежный	Вязкое течение; Турбулентный		Бесструктурный	
Эпигенетические					
Перекристаллизации снежной толщи и смешанного снега	Грязевой; Грязекаменный	Турбулентный Волновой	Поперечная с большой амплитудой; продольная (на стадии формирования); волновой пакет.	Пространственно-неоднородная; временная периодическая	Периодическая пространственно-временная с образованием уединённых волн (солитонов)

Таким образом, связь между образованием лавин и селей сингенетического класса и суммой выпадающих осадков должна быть достаточно явно выражена. Для лавин и селей эпигенетического класса такая связь выражена не столь явно, и в их образовании ведущую роль играют геологические и геофизические процессы. Эпигенетические лавины и сели (табл. 1, 3) необходимо описывать не как гидрологические или гравитационные явления, но как явления более сложного характера и в рамках синергетических представлений [6-8], поскольку в лавинной/селевой геосистемах ни один из отдельно взятых факторов не приводит к образованию лавины/селя без воздействия других факторов, взаимодействие которых приводит к феномену самоорганизации упорядоченных структур. Лавинные и селевые геосистемы удовлетворяют условиям возникновения диссипативных структур при геологических процессах [5]: являются открытыми неравновесными системами (рис. 1); лавинные/селевые процессы нелинейны. Лавинные и селевые геосистемы (нелинейные системы с хаотическим поведением) можно описывать как самоорганизующиеся системы, в которых последовательно происходит самоорганизация упорядоченных структур (рис. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Эволюция лавинной и селевой геосистем представляет собой непрерывный процесс самоорганизации упорядоченных структур. Каждую стадию эволюции геосистемы можно описать как подсистемный уровень в триггерной геосистеме, а смену состояний системы,

обусловленную физическими процессами, происходящими внутри системы, – как фазовые переходы с одного подсистемного уровня на другой. Лавинный и селевой процесс как процесс самоорганизации упорядоченных структур представляет собой последовательность автономных стадий самоорганизации системы, при которых система переходит в одно из многих допустимых равновероятных состояний. Финальным состоянием эволюционирующей физической системы (литолого-стратиграфический комплекс снежного покрова и ПСМ) является прекращение ее эволюции при переходе в статическую фазу (формирование лавинных и селевых отложений), достигаемое через прохождение системы через состояние динамического хаоса (лавины, сели). Эволюцию лавинной и селевой геосистем как триггерных геосистем можно представить как непрерывную смену равновесных и неустойчивых состояний.

2. Динамика лавин и селей определяется, в первую очередь, их генетическим типом. Каждый генетический тип лавин и селей обусловлен сочетанием преобладающих в геосистеме совокупности физических, геологических и гидрометеорологических процессов, определяющих ведущие факторы образования данных типов лавин и селей. В образовании сингенетических лавин и селей преобладающую роль играют синоптические и метеорологические факторы, а в образовании эпигенетических лавин и селей – геофизические или геофизические факторы в сочетании с синоптическими и метеорологическими.

3. Можно выделить два основных генетических класса лавин и селей: эпигенетические и сингенетические.



Рис. 1. Самоорганизация упорядоченных структур в ходе эволюции лавинной и селевой геосистем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дзюба В.В. Географические принципы разработки методик прогноза лавиноопасных периодов для малоисследованных районов: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1983. 23 с.
2. Казаков Н.А. Природный лавинный комплекс как триггерная геосистема: предпосылки управления лавинным процессом // Оценка и управление природными рисками: мат-лы общероссийской конференции «Риск – 2003». М.: АНКИЛ, 2003. С. 344-348.
3. Казаков Н.А. Эволюция селевой геосистемы как процесс самоорганизации упорядоченных структур // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: сб. тр. III Междунар. конф. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 2014. С. 142-146.
4. Казаков Н.А., Боброва Д.А. Динамика лавин разных генетических классов и проблемы моделирования лавин // Физика, химия и механика снега: тез. докл. II Междунар. симпоз. Южно-Сахалинск: Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, 2013. С. 93-97.
5. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 229 с.
6. Berge P., Pomeau Y., Vidal C. L'Ordere Dans Le Chaos. Paris: Hermann, Nouvelle edition corrigees, 1988.
7. Ebeling W. Strukturbildung bei irreversiblen Prozessen. BSB B.G. Teubner. Verlagessellschaft, 1976.
8. Haken H. Advanced Sinergetics. Springer - Verlag, Ser.Sinergetics, Berlin, Heidelberg, 1983.

УДК 551.466(571.642)

УСЛОВИЯ СЕЙСМОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА О. САХАЛИН

Н.А. Казаков

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, г. Южно-Сахалинск,
Россия
kazakovna@fegi.ru

ВВЕДЕНИЕ

На территории Сахалинской области активно развиваются оползневые процессы [1, 5, 6, 9, 10]. В населенных пунктах и зонах хозяйственной деятельности почти ежегодно формируются оползни объемом от 50 до 1 000 000 м³ и более, разрушая транспортные магистрали, жилые дома, объекты и сооружения и приводя к жертвам среди населения. В сентябре 1957 г. на о. Монерон оползнем был полностью уничтожен пос. Минаме-Котон. 5 – 6.08.1981 г. в Невельске, Углегорске оползнями было разрушено 16 домов, погибло 9 человек. Оползневой опасности подвержены территории 60 населенных пунктов. Оползневые процессы угрожают разрушением трубопроводов на трассе нефтегазопроводов по проектам «Сахалин-1, 2» [5]. Раз в 10 - 12 лет на Сахалине происходит массовое формирование оползней, например, в 1875, 1928, 1954, 1964, 1970, 1978, 1981, 1992, 1993, 2002, 2003, 2009, 2010 годах.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

Геологическое строение о. Сахалин [2, 3, 9, 10] благоприятно для активного развития оползневых процессов. Молодые горные породы, слабосцементированные, легко размываемые и размокаемые легко вовлекаются в оползневой процесс. Так, миоценовые аргиллиты и алевролиты быковской свиты (мощностью 60 – 200 м) обладают крайне низкой степенью литификации и в водонасыщенном состоянии легко размокают: обломок алевролита диаметром 30 – 40 см полностью размокает за 10 – 15 часов, превращаясь в тугопластичные суглинки. Оползневые процессы на о. Сахалин развиваются преимущественно на породах верхнемелового, палеогенового и неогенового возраста.

Большое количество осадков при их высокой интенсивности [4, 7, 8] обуславливает высокую степень активности оползневых процессов. При прохождении тайфунов за несколько дней часто выпадает больше месячной нормы осадков. Так, сумма осадков за период с 1 по 7 августа 1981 года (тайфуны «Оджин» и «Филлис») в Макарове составила 215 мм при месячной норме 99 мм, в Южно-Сахалинске – 220 мм. За этот же период в Сусунайском хребте на абсолютных отметках 400 – 500 м выпало 800 – 1200 мм осадков. Наиболее важными среди гидрометеорологических факторов оползневых процессов являются режим осадков и температуры воздуха, определяющие условия вовлечения в оползневой процесс горных пород и скорость выветривания последних, чем определяется скорость формирования оползневых массивов.

ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ В САХАЛИНСКОЙ ОБЛАСТИ

В Сахалинской области можно выделить следующие типы оползней (табл. 1): блоковые оползни и оползни-обвалы в коренных породах; вторичные блоковые оползни и оползни-обвалы на телах древних оползней; оползни вязкопластического течения в покровных отложениях; оползни-потоки; оползни-оплывины на водонасыщенных склоновых отложениях или древних оползнях.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

По данным о количестве осадков, выпавших на гидрометеорологических станциях с длительными рядами наблюдений за осадками, в вековом разрезе прослеживаются 5 больших циклов (17 – 21 год) с разным увлажнением, которые в свою очередь подразделяются на малые циклы периодичностью 5 – 6 лет (рис. 1; [1]). Циклы со значительным выпадением осадков чередуются с циклами с малым количеством осадков. С ними совпадают периоды массовой активизации оползневых процессов (рис. 1).

Таблица 1. Характеристики оползней в Сахалинской области.

Тип оползня по механизму формирования	Макс. объём, тыс. м ³	Глубина захвата пород, м	Скорость смещения и режим движения	Характер воздействия на объекты и ооружения	Площадь, м ²
Блоковые оползни	300.0 – >5000.0	50.0 – 200.0	Быстрое смещение	Быстрое разрушение.	> 10000
Оползни вязкопластического течения, развивающиеся в покровных отложениях	300.0– 2000.0	15.0 – 20.0	Медленное смещение	Медленные деформации с последующим разрушением	> 10000
Оползни-потоки	50.0 -300.0	5.0 – 40.0	Вязко-пластичное течение. Пульсирующий режим.	Медленные деформации с последующим разрушением	5000 - 10000
Вторичные блоковые оползни на телах древних оползней. Блоковые оползни на склонах морских абразионно-денудационных и аккумулятивных террас и речных долин	50,0 - >1000,0	15,0 – 50,0	Быстрое смещение	Быстрое разрушение	5000 – 10000
Вторичные блоковые оползни на телах древних оползней. Блоковые оползни на склонах морских абразионно-денудационных и аккумулятивных террас и речных долин	10.0 – 50.0	10.0 – 15.0	Быстрое смещение	Быстрое разрушение	1000 - 5000
Блоковые оползни на склонах морских абразионно-денудационных и аккумулятивных террас и речных долин	3.0 – 10.0	3.0 – 10.0	Быстрое смещение	Быстрое разрушение	1000 – 5000
Оползни вязкопластического течения, развивающиеся в рыхлых отложениях склонов абразионно-аккумулятивных, аккумулятивных морских террас и речных долин	5.0-30.0	3.0-10.0	Медленное смещение	Медленные деформации с последующим разрушением	1000 - 5000
Оползни-оплывины (сплывы)	0.1 – 3.0	до 3.0	Быстрое смещение	Быстрое воздействие	<1000
Поверхностные оползни (оплывины). Оползни-обвалы	0.1 – 1.0	до 1.0	Быстрое смещение	Быстрое воздействие	

Наибольшее количество периодов массовой активизации оползней (по имеющимся сведениям) приходится на цикл наибольшего увлажнения (1955 – 1973 гг.) – 9 случаев, в следующем цикле малого увлажнения (1971 – 1977 гг.) таких случаев всего 3. С начала XXI века до 2012 г.

было зафиксировано 3 случая массовой активизации оползней: в конце цикла повышенного увлажнения в 2002 г. (в период прохождения тайфуна «Чатаан») и в цикле повышенного увлажнения в июне – августе 2009 г., в августе 2010 г. и в августе – сентябре 2012 г., когда активизация оползневых процессов наблюдалась в Макаровском, Холмском и Невельском районах [1]. С 2003 года количество выпадающих над Сахалином осадков уменьшилось и по своим значениям приблизилось к минимуму, наблюдавшемуся с середины 40-х до начала 50-х годов XX в.

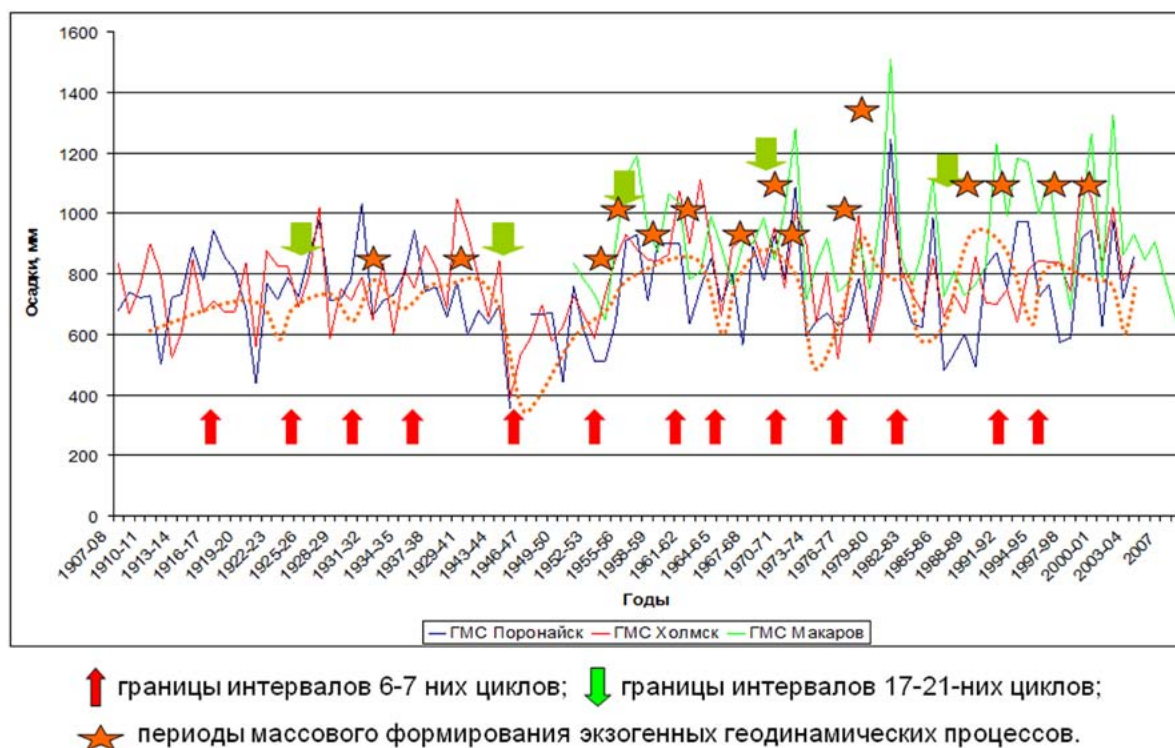


Рис. 1. Аппроксимирующая кривая многолетнего хода осадков. Циклы увлажнения территории о. Сахалин в вековом разрезе и периоды массовой активизации оползневых процессов [1].

В настоящее время закончился 6-ти летний цикл малого увлажнения. По данным наблюдений за осадками в 2008 – 2009 и 2009 – 2012 гг., количество выпавших осадков превысило среднемноголетние значения. Так, в Макаровском районе за зимний сезон 2008-09 гг. выпало 140% от среднегодовых значений суммы осадков для данного района, причем сумма осадков за март 2009 г. превысила средние значения на 100%, а сумма осадков за июль 2010 г. составила 260 мм, что превышает средние значения на 200%. В результате за два года в грунтах оползневых массивов накопился большой запас влаги. Холодная, затяжная весна 2011 г. привела к избыточному переувлажнению грунтов и вызвала, например, активизацию оползня на 116 км автодороги Южно-Сахалинск – Оха.

В нынешнем цикле сильного увлажнения отмечались 6 периодов массовой активизации оползней на Южном Сахалине: в июне, июле и августе 2009 г., в августе 2010 г., в августе и сентябре 2012 г. Все случаи активизации оползневых процессов обусловлены геологическим строением территории, определяющим характеристики горных пород в оползневых комплексах. Так, на побережье Макаровского района на дневную поверхность выходят слабопрочные песчаники маруямской свиты, слагающие цоколь высокой морской террасы (высотой 20 – 60 м) и обладающие низкими прочностными характеристиками. Вследствие слабой устойчивости к выветриванию, породы с поверхности легко разлагаются (до глубины 2 – 3 м) до супесей и песков, что делает их подвижными при насыщении водой. Большие уклоны (до 40 – 50°) благоприятствуют формированию оползней.

СЕЙСМОГЕННЫЕ ПРИЧИНЫ АКТИВИЗАЦИИ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

Сейсмические процессы способны привести к активизации оползневых процессов. При сильных землетрясениях в горных или прибрежных районах Сахалинской области могут формироваться блоковые оползни объёмом более 5 млн. м³. Однако обязательным условием сейсмогенной активизации оползневых процессов в Сахалинской области является предшествующее событию увлажнение оползневых массивов (блоковые оползни, оползни вязкопластического течения, оползни-потоки, оползни-оплывины), в результате которого устойчивость массивов рыхлообломочных пород сильно снижается вследствие приближения грунтов к пределам пластичности (текучести), а в массивах скальных пород (блоковые оползни) – вследствие обводнения контактов между пластами пород (при их согласном залегании), в результате чего на контакте пластов формируется поверхность скольжения оползня. Эти же процессы формируют поверхности скольжения на контактах пластов в тех оползневых массивах, в которых формируются оползни вязкопластического течения. Такие условия возникают в периоды длительного увлажнения горных пород (рис. 1): в конце цикла повышенного увлажнения – начале цикла пониженного увлажнения.

ПРОГНОЗ СЕЙСМОГЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ
НА ЮЖНОМ САХАЛИНЕ

В настоящее время на о. Сахалин наблюдается цикл повышенного увлажнения (2008 – 2015 гг.).

Таблица 2. Условия сейсмогенной активизации оползневых процессов на Южном Сахалине в 2015 – 2023 гг.

Типы оползней	Состав пород оползневых массивов	Современное состояние оползневых массивов	Условия увлажнения горных пород оползневых массивов		Сила землетрясения, вызывающего активизацию оползневых процессов, балл	
			Длительное (в многолетнем цикле повышенного увлажнения), лет	Кратковременное (интенсивные жидкие и смешанные осадки), суток	2013 – 2018 гг.	2019 – 2023 гг.
Оползни-оплывины	Связные грунты с включением щебня и дресвы (склоновые отложения)	Неустойчивые	2-3	1-15	≥ 4	≥ 7
Блоковые оползни; оползни-оплывины	Аргиллиты, алевролиты, песчаники быковской свиты	Неустойчивые	3-5		≥ 5	≥ 6
Блоковые оползни	Аргиллиты, алевролиты, песчаники быковской свиты	Активная фаза оползневого процесса	2-3	1-15	≥ 3	≥ 5
Блоковые оползни	Аргиллиты, алевролиты, песчаники быковской свиты	Активная фаза оползневого процесса	1-2	1-15	≥ 2	≥ 5
Блоковые оползни	Аргиллиты, алевролиты, песчаники быковской свиты	Устойчивые	3-5		≥ 5	≥ 7
Оползни-оплывины	Техногенные грунты на отвалах пустой породы: глинистые образования с включением щебенистого материала	Устойчивые	3-5	2-15	≥ 5	≥ 5

Вследствие повышенного количества осадков увеличивается влажность оползневых массивов и, как следствие, снижается их устойчивость и повышается вероятность активизации оползневых процессов при сейсмических воздействиях. В 2015 – 2023 гг. сейсмогенная активизация оползней вероятна при следующих условиях (табл. 2):

- в 2015 – 2016 гг. вероятно формирование оползней-оплывин небольшого объёма при землетрясениях силой 4 балла и более, происходящих во время и после сильных дождей;
- в 2015 – 2018 гг. вероятно формирование блоковых оползней больших объёмов при землетрясениях силой 4 – 5 баллов и более, особенно во время и после сильных дождей;
- после 2018 г. вероятность активизации оползневых процессов при землетрясениях силой менее 7 баллов снизится.

Эти представления подтверждаются наблюдениями во время Невельского землетрясения в августе 2007 г. (магнитуда 6,2), которое произошло в конце цикла пониженного увлажнения и не привело к появлению крупных оползней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обязательным условием сейсмогенной активизации оползневых процессов в Сахалинской области является предшествующее сильное увлажнение оползневых массивов до значений, близких к пределам пластичности (текучести) грунтов, а в скальных массивах – вследствие обводнения контактов между пластами пород (при их согласном залегании) и формирования на контакте пластов поверхности скольжения оползня. Эти же процессы формируют поверхности скольжения на контактах пластов в тех оползневых массивах, в которых формируются оползни вязкопластического течения.

После периодов длительного увлажнения или во время и после сильных дождей при землетрясениях могут возникать блоковые оползни больших объёмов, оползни-потоки, оползни вязкопластического течения и повсеместно – оползни-оплывины (сплывы).

ЛИТЕРАТУРА

1. Генсиоровский Ю.В. Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов (на примере о. Сахалин): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. 19 с.
2. Верещагин В.М., Ковтунович Ю.М. Геологическая карта Сахалина. Л.: ВСЕГЕИ, СахГУ, 1969.
3. Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 33. Ч. 1. 422 с.
4. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. Влияние вертикального градиента осадков на характеристики гидрологических, лавинных и селевых процессов в низкогорье // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 4. С. 342-347.
5. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. Экзогенные геодинамические и русловые процессы в низкогорье о. Сахалина как факторы риска для нефтегазопроводов «Сахалин-2». // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2008. № 6. С. 483-496.
6. Лобкина В.А., Казакова Е.Н., Жируев С.П., Казаков Н.А. Методика оценки оползневой опасности территории населенных пунктов (на примере г. Макаров, Сахалинской области). // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 100-109.
7. Материалы наблюдений за осадками и снежным покровом в горах 1965-1993 гг. Сахалинское УГКС. Препринт.
8. Научно-прикладной справочник по климату СССР (Сахалинская область). Л.: Гидрометиздат, 1990. 300 с.
9. Полуниин Г.В. Динамика и прогноз экзогенных процессов. М.: Наука, 1989. 232 с.
10. Полуниин Г.В., Бузлаев В.А. Литологические комплексы и проявления экзогенных процессов о. Сахалин. Карта масштаба 1: 500 000. М.: ГУГК, 1984.

УДК 551.578.48(571.642)

АНТРОПОГЕННЫЕ И ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫЕ ЛАВИННЫЕ КОМПЛЕКСЫ (НА ПРИМЕРЕ О. САХАЛИН)

Е.Н. Казакова, Д.А. Боброва

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, г. Южно-Сахалинск, Россия
kazakova-e-n@ya.ru

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время активная хозяйственная деятельность приводит к изменению природных лавинных комплексов, увеличивая их опасность, а в некоторых случаях – к созданию новых, ранее не существовавших, антропогенных лавинных комплексов. Последние представляют собой искусственно созданные склоны – откосы различных насыпей и выемок, бермы карьеров и т.п. Создание антропогенных комплексов увеличивает площадную пораженность территории лавинными процессами, что затрудняет ведение хозяйства и повышает опасность для населения.

Несмотря на то, что в большинстве случаев антропогенные лавиносборы имеют небольшие относительные высоты, а объемы лавин редко превышают 1 тыс. м³, лавины в таких лавиносборах неоднократно вызвали экономический ущерб, а также приводили к человеческим жертвам.

Изучением лавин на искусственно созданных склонах занимались специалисты из Научно-исследовательской лаборатории снежных лавин и селей Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова [7, 8], а также из Центра лавинной безопасности ОАО «Апатит» [2, 5]. Первые исследования лавинных процессов на антропогенных территориях были начаты в 1967 году Кольским филиалом АН СССР [1].

На территории Российской Федерации зафиксирован ряд случаев попадания людей в лавины, сошедшие с искусственных склонов (табл. 1). Кроме того, В.И. Якшин приводит случаи гибели людей в лавинах, сошедших со склонов железнодорожных насыпей, отвалов и карьеров [9].

Таблица 1. Случаи попадания людей в лавины на искусственных склонах

Место схода	Дата схода	Отн. высота лавиносбора, м	Форма рельефа	Число попавших в лавину	Число погибших в лавине
Республика Татарстан					
п. Киндери	31.01.2008	10 – 20	карьерная насыпь	3	–
п. Бугульма	28.01.2008	20	ж/д насыпь	9	4
Мурманская область					
Саамский карьер комбината «Апатит»	24.03.1983	–	берма карьера	1	1
Сахалинская область					
Томаринский район	1987	10	ж/д выемка	4	1
п. Ударный	2004	–	шахтный отвал	–	2

В целом проблема формирования лавин на искусственно созданных склонах практически не изучена. В литературе встречается описание отдельных случаев формирования лавин на таких склонах, однако, в общепринятой методике разработки карт лавинной опасности территории с антропогенно измененными склонами не рассматриваются как лавиноопасные.

ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ЛАВИННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В связи с активной хозяйственной деятельностью в настоящее время становится необходимо выделение лавинных комплексов, созданных человеком. Такие лавинные комплексы можно разделить на два типа: природно-антропогенные и антропогенные

Природно-антропогенные лавинные комплексы представляют собой природные лавинные комплексы, в которых антропогенная деятельность привела к повышению лавинной опасности за счет увеличения повторяемости, объемов, динамических характеристик лавин. Основными видами антропогенного изменения природных лавинных комплексов, влияющими на характеристики лавинных процессов, являются изменение морфометрических и морфологических параметров рельефа, изменение характера древесной растительности и свойств подстилающей поверхности склона. Характер рельефа обуславливает морфометрические и морфологические характеристики лавиносборов и формирующихся в них лавин. Антропогенное воздействие на рельеф может приводить к изменению динамических характеристик лавин (дальности выброса лавин, давлению лавины на препятствие, скорость), а также повторяемости и объемов лавин. Антропогенное воздействие на рельеф заключается в изменении морфологического типа лавиносбора, его относительной высоты или формы продольного профиля либо в создании или увеличении зоны сноса снега ветром.

К изменению морфологического типа лавиносбора приводят мероприятия, вследствие которых происходит изменение формы лавиносбора в плане, например, некоторые виды подрезок склонов, в результате которых небольшие лотковые лавиносборы, например, в виде желобов, приобретают характер ровного осовного склона. Также морфологический тип лавиносбора может меняться вследствие косвенного воздействия на склон, при котором увеличивается скорость эрозионных процессов на склоне, что приводит к формированию лавиносборов лоткового типа.

В результате антропогенного воздействия может меняться относительная высота склона. Увеличение высоты склона происходит за счет создания насыпей и отвалов на его вершине, в свою очередь срезка склона приводит к уменьшению его относительной высоты, вплоть до полного уничтожения.

Изменение формы продольного профиля лавиносбора в основном происходит за счет подрезки нижней части склона и формирования ступени или обрыва. За счет подрезки склонов (например, при строительстве автомобильных или железных дорог) образуются скальные обрывы. На о. Сахалин такие обрывы обычно имеют относительные высоты 20 – 100 м и крутизну 50 – 80°. Для таких лавиносборов характерны карнизные и прыгающие лавины, формирующиеся в верхней, более пологой, части склона. Объемы таких лавин обычно не превышают 0.20 тыс. м³. Повторяемость лавин не превышает 1 раза за зиму.

В некоторых случаях при строительстве автомобильных и железных дорог у подножия склона, при выравнивании его профиля происходит увеличение его крутизны до 30 – 45°, что приводит к появлению лавиноопасного осовного склона. На о. Сахалин относительные высоты таких лавиносборов имеют достаточно широкий диапазон и составляют от 20 до 100 м. Для них характерны уклоны 30 – 45°, а также поверхности скольжения лавин, представленные травянистой растительностью либо щебнем, что обуславливает низкие коэффициенты трения; это обеспечивает высокие значения динамических характеристик лавин данного типа лавинных комплексов. Средние объемы лавин здесь составляют от 50 м³ до 1 тыс. м³, а максимальные могут достигать 15 тыс. м³.

Такой лавиносбор, например, был создан к северу от г. Макаров. При выравнивании профиля склона были созданы условия для формирования лавин с большими значениями динамических характеристик: склоны относительной высотой 100 м имеют постоянный уклон 45°. Непосредственно у подножия склона находится железная дорога Южно-Сахалинск–Ноглики, а также проходящая параллельно ей автодорога, в связи с чем лавины с данного осовного склона представляют большую опасность для железнодорожного и автомобильного транспорта.

Примером создания зоны сноса снега ветром в верхней части лавинного комплекса является выравнивание поверхности морской террасы под сельскохозяйственные нужды. Так,

на западном побережье Южного Сахалина (между с. Шебунино и с. Ильинский) поверхности морских террас были выровнены, кроме того, там был вырублен лес при распашке для сельскохозяйственной деятельности. Зона сноса снега ветром обеспечивает большую площадь снегосборного бассейна, что создает благоприятные условия для поступления большого объема снега в зону зарождения лавин, что приводит к увеличению объемов и повторяемости лавин, а также к бровке морской террасы, где формируется снежный карниз большого размера. Именно обрушение снежного карниза во многих случаях инициирует сход пластовой лавины большого объема. Необходимо отметить, что при наличии зоны сноса происходит формирование лавин во время низовых метелей даже при отсутствии снегопадов.

Таким образом, антропогенное воздействие на рельеф может приводить к образованию новых лавиноопасных участков, изменению динамических характеристик лавин, увеличению их повторяемости и объемов, следовательно, к увеличению лавинной опасности для населения и хозяйства.

Древесная растительность в лавиносборе играет в лавинном процессе регулируемую роль, с одной стороны, способствуя удержанию снежного пласта на склоне, с другой стороны – увеличению скорости метаморфизма снежного покрова, что, в свою очередь, приводит к формированию неустойчивой снежной толщи и увеличению дальности выброса лавин. Следует отметить, что густой лес на склоне способствует снижению интенсивности проявления лавинных процессов (уменьшению повторяемости и объемов лавин), но не способен полностью исключить развитие лавинных процессов на склонах крутизной более 35° [3]. Возникновение снежных лавин в местах, где их не наблюдали ранее, часто вызывается сведением леса на склонах. Так, вырубка леса на горных склонах Южного Сахалина привела к возникновению многих лавиноопасных участков, например, в поселках, приуроченных к подножию склонов Южно-Камышевого хребта.

Воздействие на растительность в лавиносборе заключается обычно в изменении густоты древесной растительности (сведение леса или лесопосадки) либо состава пород и преобладающего возраста. Изменение параметров лавин зависит от зоны лавиносбора, в которой осуществляются вырубки (рис. 1).



Рис. 1. Влияние уничтожения древесной растительности в разных зонах лавиносбора на параметры лавин.

Изменение свойств подстилающей поверхности в лавиносборе происходит, например, при сведении растительности на склоне и его отсыпки щебнем. Изменение свойств подстилающей поверхности приводит к изменению динамических характеристик лавин, что связано с изменением коэффициентов трения. Кроме того, возможно увеличение частоты формирования лавин генетического класса перекристаллизации снежной толщи, что обусловлено влиянием свойств подстилающей поверхности на скорость и характер процесса метаморфизма снежной толщи. Лавины данного класса имеют значительно большие значения динамических характеристик, чем, к примеру, лавины нового снега. Данный вид антропогенного воздействия на при-

родные лавинные комплексы приводит к минимальным изменениям в характеристиках лавин и лавинного режима по сравнению с вышеописанными.

Антропогенные лавинные комплексы. Представляют собой элементы рельефа, полностью созданные человеком. Это могут быть откосы железнодорожных и автомобильных насыпей, различных выемок, бермы карьеров, откосы отвалов снега, грунта, горных пород, мусора и т.д. Лавиноопасными являются насыпи, бермы и откосы высотой более 5 м и уклоном от 30 до 50° при толщине снежного покрова на склонах более 30 см [1, 2, 5].

При разработке средне- и крупномасштабных карт лавинной опасности, а также на стадии инженерных изысканий при строительстве необходимо проводить исследование территории на наличие искусственно созданных склонов. Например, в г. Иркутск под искусственно созданным склоном автомобильной насыпи проходит автомобильная дорога, которая находится в лавиноопасной зоне. Очевидно, что объемы и динамические характеристики лавин с подобных склонов имеют небольшие значения, однако, даже лавина объемом 200–300 м³ представляет опасность для человека. Так, на Сахалине за период с 1928 по 2014 годы в лавины объемами менее 300 м³ попали 32 человека, 10 из них погибли. Неоднократно фиксировалось попадание людей в лавины объемом 10 м³.

Антропогенные лавинные комплексы в большинстве случаев отличаются рядом характерных особенностей:

- относительная высота лавиносборов редко превышает 50 м;
- морфологический тип лавиносбора – осовный склон;
- характерный продольный профиль лавиносбора с постоянным большим уклоном в зонах отрыва и транзита лавин и резким выполаживанием в зоне аккумуляции;
- отсутствие поворотов продольного профиля лавиносбора (это влияет на динамику лавины, форму тела лавины, размеры его головной части, дальность и направление выброса лавины).

В связи с этими особенностями антропогенные лавинные комплексы имеют типичные морфологию и морфометрию, в связи с чем лавины из таких лавинных комплексов, расположенных в одной климатической зоне, имеют сходные параметры (объем, повторяемость и значения динамических характеристик). Таким образом, для лавин из антропогенных лавинных комплексов, расположенных в одной климатической зоне, можно рассчитать примерные характеристики без проведения полевых исследований. Несмотря на то, что эти значения отличаются значительной долей приближения, они вполне пригодны для первичной оценки лавинной опасности антропогенных лавинных комплексов и могут быть использованы на ранних стадиях проектно-изыскательских работ и при работах по территориальному планированию селитебных зон. В табл. 2 приведены расчетные характеристики лавин в антропогенных лавинных комплексах на примере Южного Сахалина.

Таблица 2. Расчетные характеристики лавин в антропогенных лавинных комплексах на примере Южного Сахалина.

Морфометрические параметры лавиносбора			Расчетные характеристики лавин			
			объем, тыс.м ³		пиковое давление на препятствие*, МПа	макс. дальность выброса**, м
отн. высота, м	уклон, град.	ширина, м	сред.	макс.		
5 – 10	30 – 45	10 – 50	0.1 – 0.2	1.0	0.018 – 0.040	15 – 35
		50 – 100	0.2 – 0.5	1.5		
		100 – 150	0.3 – 0.7	2.5		
10 – 30	30 – 45	10 – 50	0.1 – 0.7	3.0	0.025 – 0.069	35 – 100
		50 – 100	0.3 – 1.4	6.0		
		100 – 150	0.7 – 2.1	8.5		
30 – 50	30 – 45	10 – 50	0.2 – 1.2	6.0	0.044 – 0.089	100 – 170
		50 – 100	1.0 – 2.4	12.0		
		100 – 150	2.0 – 3.5	15.0		

Примечание:

*по методике Лосева К.С., Божинского А.Н., Граковича В.Ф. [6].

**по методике Козика С.М. [4].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение можно сделать следующие выводы:

- искусственные склоны относительной высотой более 5 м являются лавиноопасными, поскольку зафиксирован ряд случаев попадания и гибели людей в лавинах, сошедших с таких склонов;
- основными видами антропогенного изменения природных лавинных комплексов, влияющими на характеристики лавинных процессов, являются изменение морфометрических и морфологических параметров рельефа, изменение характера древесной растительности и свойств подстилающей поверхности лавиносбора;
- антропогенные лавинные комплексы в большинстве случаев отличаются рядом характерных особенностей, в связи с чем лавины из таких лавинных комплексов, расположенных в одной климатической зоне, имеют сходные параметры, порядок значений которых можно рассчитать без проведения полевых исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсеньев А.И. Инженерная гляциология в горном деле // Труды I Всесоюзного координационного совещания по инженерной гляциологии. Апатиты, 1973. С. 27-30.
2. Зюзин Ю.Л. Суровый лик Хибин. // Мурманск: Реклам. полиграфия, 2006. 236 с.
3. Казаков Н.А. О формировании снежных лавин в лесу // Мат-лы гляциологических исследований. 2006. № 102. С. 192-196.
4. Козик С.М. Расчет движения снежных лавин. Л.: Гидрометиздат, 1962. 74 с.
5. Красносельский Э.Б. Возникновение снежных лавин в карьерах и защита от них // Исследования снега и лавин в Хибинах: сб. науч. ст. Ленинград, 1975. С. 133-139.
6. Лосев К.С., Божинский А.Н., Гракович В.Ф. Прикладное лавиноведение. Серия «Гляциология». М.: ВИНТИ, 1991. 172 с.
7. Селиверстов Ю.Г. Условия образования катастрофических лавин на равнинных территориях // Природные риски: анализ, оценка, картографирование: мат-лы Междунар. науч. конф., посвященной 80-летию со дня рождения С.М. Мягкова. М., 2013. С. 173-178.
8. Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л., Колтерманн К.П. Антропогенное влияние на лавинную и селевую активность // Лед и снег. 2013. С. 121-128.
9. <http://www.snowway.ru/> (дата обращения: 17.10.2013).

УДК 551.578.486(571.642)

ПАРАМЕТРЫ СНЕЖНЫХ КАРНИЗОВ НА МОРСКИХ БЕРЕГАХ ЮЖНОГО САХАЛИНА*Е.Н. Казакова, Н.А. Казаков*

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, г. Южно-Сахалинск, Россия
kazakova-e-n@ya.ru

Одной из особенностей морских террас Сахалинской области является практически повсеместное распространение снежных карнизов, обрушение которых ежегодно причиняет значительный экономический ущерб населению и хозяйству острова.

Основная опасность снежных карнизов заключается в том, что во многих случаях их обрушение становится причиной схода лавины, которая, в свою очередь, приводит к завалу автомобильной или железной дороги, разрушению и повреждению зданий и сооружений и т.п. В связи с расположением большого количества населенных пунктов (например, г. Невельск, г. Холмск, г. Томари и др.), а также основных транспортных магистралей под уступами морских террас, снежные карнизы и вызванные их обрушением лавины причиняют достаточно большой ущерб. Профилактическое обрушение снежных карнизов ежегодно требует значительных экономических затрат.

В Сахалинской области было зафиксировано несколько случаев попадания людей в лавины, вызванные обрушением снежного карниза. Так, 31.01.2005 г. в с. Байково (Холмский район, западное побережье Южного Сахалина) лавиной, сошедшей со склона морской террасы при обрушении карниза, был сбит тепловоз [2]. В лавину попали 2 человека.

В г. Северо-Курильск было зафиксировано два случая схода катастрофических лавин, вызванных обрушением снежных карнизов (25.12.1959 г. и в декабре 1972 г.). В первом случае в лавину попали 50 человек, 36 из них погибли, во втором – 6 человек, все они погибли. В обоих случаях сход лавин привел к разрушению ряда жилых домов.

Несмотря на широкое распространение снежных карнизов в Сахалинской области, работ, посвященных этой тематике, очень мало [1, 3, 4].

Одним из наиболее опасных районов в Сахалинской области с точки зрения угрозы обрушения снежных карнизов является западное побережье Южного Сахалина (между с. Ильинский и с. Шебунино), где протяженность снежных карнизов на некоторых участках достигает 83% протяженности берега. Практически повсеместно под уступами морских террас здесь расположены автомобильные дороги и территории жилой застройки населенных пунктов.

В зимних сезонах 2012 – 2013 и 2013 – 2014 гг. сотрудниками лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН проводились исследования снежных карнизов на западном побережье Южного Сахалина на трех участках автодороги г. Невельск – г. Томари – аэропорт Шахтерск (на 13, 143 и 153 км). Для этих участков характерно благоприятное сочетание следующих факторов, обуславливающих формирование снежных карнизов большого объема:

- наличие субгоризонтальной поверхности морской террасы, представляющей собой зону сноса снега ветром, что в сочетании с высокими скоростями ветров обеспечивает дополнительный объем снега, приносимого к бровке террасы;
- травянистая или кустарничковая растительность на поверхности морской террасы не препятствует снегопереносу.

Параметры снежных карнизов, образовывавшихся на западном побережье Южного Сахалина в зимних сезонах 2012 – 2013 и 2013 – 2014 гг., приведены в таблице 1.

Таблица 1. Параметры снежных карнизов, образовывавшихся на западном побережье Южного Сахалина в зимнем сезоне 2013 – 2014 гг.

Дата	Слой	Тип снега	Плотность, г/см ³	Толщина, м	Ширина выступающей части, м	Длина, м
автодорога г. Невельск – с. Шебунино, 13 км						
11.01.2013	верхний слой	свежий метелевый	0.15–0.22	1.3–1.5	1.0–1.8	50
	нижний слой	свежий метелевый	0.15–0.22	1.2–1.8	1.5–2.0	50
23.01.2013	верхний слой	свежий метелевый	0.19	1.0–1.2	2.0–3.0	50
	нижний слой	свежий метелевый	0.34	1.0–1.8	2.0–3.0	50
23.01.2013	верхний слой	свежий метелевый	0.19	1.0–1.2	2.0–3.0	45
	нижний слой	свежий метелевый	0.34	1.5–2.8	2.0–3.0	45
01.02.2013	однородный	метелевый	0.17–0.19	1.0–2.5	1.5–2.0	–
06.03.2013	однородный	метелевый	0.44	4.0	4.0	48
06.03.2013	однородный	метелевый	0.45	3.0	3.2	45
06.03.2013	однородный	метелевый	0.44	2.5	2.5	60
08.01.2014	однородный	метелевый	0.24	3.0–3.2	3.2	38
08.01.2014	однородный	метелевый	0.24	2.0–2.5	3.0	42
05.02.2014	однородный	метелевый	0.34	3.0–3.5	3.0	32
05.02.2014	однородный	метелевый	0.34	3.0–3.5	3.0	41
автодорога г. Невельск – г. Томари – аэропорт Шахтерск, 143 км						
20.02.2013	верхний слой	метелевый	0.37–0.41	2.5–3.5	3.0–3.5	98
	нижний слой	режелационный	0.57	1.0–2.0	3.0–3.5	98
автодорога г. Невельск – г. Томари – аэропорт Шахтерск, 153 км						
22.02.2013	верхний слой	свежий метелевый	0.36	0.4	2.0–3.5	120
	нижний слой	гранный, лед	0.44–0.46	2.6–3.1	2.0–3.5	120
22.02.2013	однородный	–	–	1.0–1.2	1.0	60
05.03.2013	однородный	метелевый	0.8	3.0	2.5	90
05.03.2013	однородный	метелевый	0.29	2.0	2.0	45

Как видно из таблицы 1, толщина составляла чаще всего от 1 до 2 м, однако в некоторых случаях достигала 4 м. Длина карниза в отдельных случаях достигала 100 – 120 м.

Плотность снежных карнизов варьировалась в пределах 150 – 570 т/м³ в зависимости от типа снега, слагающего карниз (табл. 2). Так, минимальную плотность имели карнизы, сложенные свежим метелевым снегом, а максимальную – режелационным.

Таблица 2. Зависимость плотности снежных карнизов от типа снега

Тип снега	Плотность, г/см ³		
	мин.	сред.	макс.
свежий метелевый	0.15	0.25	0.36
метелевый	0.17	0.37	0.45
гранный, лед	0.44	–	0.46
режелационный	–	–	0.57

Высокая плотность снежных карнизов обуславливает и высокое значение ударного давления, вызываемого крупными глыбами снега, вовлеченными в лавину. Так, ударное давление, рассчитанное на основе фактических данных о скорости движения обломка снежного карниза, обрушенного в феврале 2012 г. на западном побережье Южного Сахалина, составляло до 0.041 МПа (3). При таком ударном давлении происходит разрушение деревянных и шлакоблочных сооружений, разрушение наземных и надземных линейных сооружений, повреждение железобетонных сооружений.

Часть карнизов состояла из слоев разной плотности, сформированных в разное время. Кроме того, в результате режеляционного метаморфизма нижние слои со временем уплотняются. Например, карниз, образовавшийся к 20.02.2013 г. на северном въезде в г. Томари (западное побережье о. Сахалин), состоял из слоев плотностью 0.25 г/см³, 0.28 г/см³, 0.37 г/см³, 0.44 г/см³ и 0.57 г/см³.

Скорость формирования снежных карнизов на западном побережье Южного Сахалина очень высока. Например, после профилактического обрушения карниза 06.01.2013 г. уже 11.01.2013 г. на том же месте образовался карниз толщиной от 1.0 до 1.8 м с шириной выступающей части до 2 м (карниз состоял из свежего метелевого снега плотностью 0.15 – 0.22 г/см³).

Для предотвращения ущерба, вызываемого обрушением снежных карнизов, необходимо принимать меры по защите: либо профилактическое обрушение карнизов с последующей расчисткой дорожного полотна, либо строительство сооружений инженерной защиты. Это могут быть как снегозадерживающие сооружения на поверхности морской террасы, так и защитная галерея, которая, помимо защиты от обрушения карнизов, обеспечивает и противолавинную защиту, а так же защиту от склоновых селевых потоков и оползней-оплывин, широко распространенных на морских берегах юго-западного Сахалина. Однако, учитывая суммарную протяженность участков, где формируются снежные карнизы вдоль транспортных магистралей и на территориях населенных пунктов Сахалинской области, строительство инженерной защиты на всей протяженности опасной зоны невозможно. Что касается профилактического обрушения карнизов, это также требует значительных экономических затрат в связи с высокой необходимой частотой обрушения – до 4 раз в месяц с середины декабря до конца марта на некоторых участках побережья юго-западного Сахалина.

Таким образом, наиболее экономически целесообразной мерой борьбы с образованием снежных карнизов является высадка леса на поверхности морской террасы, что создаст препятствие для приноса снега к бровке склона.

ЛИТЕРАТУРА

1. География лавин / под ред. С.М. Мягкова, Л.А. Канаев. М.: Изд-во МГУ, 1992. 332 с.
2. Жируев С.П., Окопный В.И., Казаков Н. А., Генсиоровский Ю.В. Лавинная опасность на автомобильных и железных дорогах Сахалина и Курил // Георгиск. 2010. № 4. С. 50-57.
3. Казакова Е.Н. Снежные карнизы на морских террасах Южного Сахалина // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII, № 3. С. 94-99.
4. Сучков В.Е. Опыт обследований и обрушений снежных карнизов в условиях Сахалина и Курильских островов при помощи экспертной системы // Вестник Сахалинского музея. 2008. № 15. С. 266-272.

УДК 551.4

ПОПЫТКА ОЦЕНКИ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГОРНЫХ СИСТЕМ ПРИТИХООКЕАНЬЯ

Е.В. Лебедева

Институт географии РАН, г. Москва, Россия
ekaterina.lebedeva@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Анализ распределения природных катастроф позволяет заключить, что существуют территории, подверженные более интенсивному развитию катастрофических процессов, нежели другие регионы. И Дальний Восток относится к их числу: здесь, согласно статистике, число чрезвычайных ситуаций примерно в 2 раза больше, чем в среднем по России. Территории, характеризующиеся предрасположенностью к катастрофическому развитию процессов рельефообразования, мы предложили называть зонами повышенной напряженности геоморфологических процессов или обстановками повышенной геоморфологической напряженности [4-7]. Для таких территорий типично преобладание рельефа с высокими скоростями морфогенеза, наличие геоморфологических процессов, которые могут развиваться катастрофически, а также внешних факторов, под действием которых геоморфологические процессы территории и приобретают экстремальный характер. Среди эндогенных факторов ведущую роль, бесспорно, играет сейсмичность, среди экзогенных – интенсивное выпадение осадков, которое провоцирует широкий спектр катастрофических процессов. Совокупное влияние этих факторов многократно увеличивает вероятность реализации природных катастроф. Задача данной работы – проанализировать закономерности распределения факторов, провоцирующих активизацию природных катастрофических процессов совместно со спецификой самого рельефа и процессов рельефообразования. Предлагается рассматривать напряженность как готовность геоморфологической системы выйти из состояния равновесия при изменении внешних и/или внутренних факторов (как природного, так и техногенного характера) с катастрофическим развитием процессов [4, 5]. Подобными зонами повышенной геоморфологической напряженности являются и окраинно-континентальные горные системы Притихоокеанья, для которых характерна высокая сейсмическая и вулканическая активность. Нестабильному состоянию геоморфологических систем и активному протеканию процессов рельефообразования здесь способствует глубоко и интенсивно расчлененный рельеф. Важную роль играет и климатический фактор – количество и характер выпадения осадков. Для анализа были выбраны территории СЗ и ЮВ секторов Притихоокеанья – Дальний Восток и центральный сектор Анд. Было проведено изучение природных предпосылок напряженности геоморфологических процессов этих регионов [2, 4]. Определено, что для выявления закономерностей площадного распределения геоморфологической напряженности и выделения зон потенциального риска развития катастроф необходимо проведение мелкомасштабного картографирования с количественным учетом интенсивности воздействия провоцирующих природных факторов. Анализ опасных геоморфологических процессов территории России, проведенный ранее, в частности «Карта современной динамики рельефа Северной Евразии» (М 1:5000000), а также оценочные и прогнозные карты, такие как «Степень эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов» (М 1:8000000), «Районирование территории России по степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций» (М 1:9000000), лишь в самых общих чертах позволяют выделить районы повышенной опасности геоморфологических процессов региона: на них практически вся территория Дальнего Востока РФ отнесена к зоне

высокой опасности. Однако очевидно, что здесь есть участки в большей или меньшей степени подверженные катастрофическому развитию процессов рельефообразования, которые могут быть определены даже при таком региональном масштабе исследований. Необходимо подчеркнуть, что перечисленные карты составлены на основании анализа распределения преимущественно экзогенных геоморфологических процессов, способствующих образованию или обострению опасных эколого-геоморфологических ситуаций, местами усиленных антропогенно-техногенным воздействием, но без учета влияния эндогенной составляющей, климатических особенностей и морфологии рельефа территории. Дополнительное изучение перечисленных факторов позволяет провести более тщательный анализ и выделить конкретные районы повышенной напряженности геоморфологических процессов.

Все вышесказанное во многом касается и территории ЮВ сектора Притихоокеанья. Анды – самая протяженная горная система Земли и одна из наименее изученных. В 2007 г. в рамках международного проекта [10] коллективом специалистов из 7 государств, на территории которых расположены Анды, была составлена сводная карта М 1:7500000 наиболее разрушительных по последствиям природных процессов и явлений, на которой показаны места их локализации за последние 200 лет. Непосредственно на рассматриваемой территории отмечено 19 таких событий. Более детальные исследования региона в целом, несмотря на их большую актуальность, не проводились.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ КАРТ

Данная методика составления мелкомасштабных (1:250000-800000) карт напряженности геоморфологических процессов (обстановок) подробно описана ранее [5, 6, 7]. Она базируется на анализе следующих параметров: 1) совокупности рельефообразующих процессов территории и их способности/возможности приобретать катастрофический характер; 2) особенностей морфологии рельефа, способствующих катастрофическому развитию процессов рельефообразования; 3) наличия и зональности проявления факторов, под действием которых фоновые процессы территории могут приобретать экстремальный характер. В связи с тем, что на территорию Дальнего Востока России и на центральный сектор Анд мы располагали различным исходным материалом, было разработано 2 варианта методики, основанных на одних принципах, но включающих несколько разные приемы и этапы. Геоморфологическая напряженность оценивалась соответственно региональному уровню обобщения в условных баллах на основе анализа сейсмичности территории, количества осадков, глубины расчленения и спектра доминирующих геоморфологических процессов. Активность и площадь распространения ведущих рельефообразующих процессов на территории Дальнего Востока России отражает карта «Степени эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов», которая была взята нами за основу [3]. На этой карте даны 3 градации оценки опасности геоморфологических процессов. Среди особенностей морфологии рельефа особое внимание мы уделяли глубине его расчленения, опираясь на карту эрозионной опасности рельефа м-ба 1:200000 [9]. Для выделения наиболее потенциально опасных зон, где возможны разнообразные, иногда непредсказуемые по масштабам катастрофические процессы, спровоцированные интенсивными подземными толчками, мы использовали карту сейсмического районирования ОСР-97. В окраинно-континентальных горных системах приморские и внутриконтинентальные склоны часто принципиально отличаются по увлажнению. Причем эта разница может составлять 500, 1000 и более миллиметров осадков, что несомненно сказывается на протекании и интенсивности геоморфологических процессов на склонах разной экспозиции. При проведении данных мелкомасштабных картографических работ оценка других факторов оказалась проблематичной. Наличие толщ рыхлых многолетнемерзлых и дезинтегрированных отложений учитывалась только в пределах крупных равнинных участков. Влияние современных вулканических процессов (местоположение вулканов с проявлением современной активности) показано дополнительными значками, при этом общая балльность территории не менялась. Методика построения карты геоморфологической напряженности, использованная для Дальнего Востока России, была адаптирована нами с учетом материалов, имевшихся для территории центрального сектора Анд. Процесс составления карты напряженности на эту территорию был

более многоэтапным, в связи с отсутствием некоторых базовых карт, которыми мы располагали для России. Нам пришлось составить серию сопряженных карт – современной динамики рельефа и опасных и катастрофических процессов с выделением 16 типов районов с различными спектрами преобладающих катастрофических процессов. На этой основе в итоге была составлена карта эколого-геоморфологической опасности [1], где было выделено 3 типа территорий: высокой, средней и низкой эколого-геоморфологической опасности. Для получения данных по глубине расчленения проведено профилирование с использованием данных глобальной цифровой модели рельефа GTOPO30 и SRTM. Для сейсмического районирования использовались данные Всемирной программы по оценке сейсмической опасности (GSHAP), приведение которых к 12-ти балльной шкале интенсивности было выполнено с использованием нормативных соотношений. Определение годового количества осадков осуществлено на основе карты осадков Южной Америки, сформированной на базе Earth System Research Laboratory США. Отметим, что наиболее масштабные геоморфологические катастрофы обоих регионов Притихоокеанья обусловлены наложением и взаимодействием ряда экстремальных процессов. Поэтому в данном случае мы считаем допустимым сложение величин характеристик рассматриваемых параметров, соответствующих нарастанию силы воздействия внешних факторов, провоцирующих развитие катастрофических процессов или отражающих специфику внутренних черт геоморфологической обстановки, также приводящей к усилению активизации экзогенных процессов. Однако, так как в связи с различной размерностью рассматриваемых характеристик прямое суммирование не является корректным, мы проводили «нормализацию» их значений по [8, 11], а затем переводили значения долей в целые величины и рассматривали их в качестве условных баллов напряженности. Кроме того, в связи с региональным характером исследований, мы анализировали не конкретные значения параметров, а их определенные интервалы. Однако такой подход не является универсальным для всех показателей. Так, масштаб проводимых картографических работ не позволяет с большой детальностью отражать истинную глубину расчленения рельефа и требует определенной генерализации. Кроме того, нарастание напряженности (предрасположенности к развитию катастрофических процессов) хотя и зависит от глубины расчленения рельефа, но с определенных значений не возрастает в такой же степени, как например, при увеличении интенсивности сотрясений. В свою очередь, степень эколого-геоморфологической опасности территории (спектр доминирующих процессов рельефообразования) является качественной характеристикой и отличается определенным субъективизмом. В результате при ранжировании этих показателей пришлось поставить во главу угла экспертную оценку и использовать менее дробную шкалу с максимальным значением 3 балла. Все это позволяет получить полуколичественную рекогносцировочную оценку, что дает возможность сравнивать эти регионы между собой и выделять зоны повышенной геоморфологической напряженности, т.е. участки с максимальными показателями факторов, способствующих активизации процессов морфолитогенеза. Конечно, такая оценка с применением условных баллов является достаточно грубой, однако она позволяет провести рекогносцировочные исследования и определить наиболее опасные участки – зоны потенциальной напряженности геоморфологических процессов, где в дальнейшем необходимо проведение уже более детальных исследований.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предварительный анализ природных предпосылок напряженности геоморфологических процессов на российском Дальнем Востоке [2] позволял ожидать преимущественное возрастание напряженности по направлению к Тихому океану в связи с увеличением силы воздействия как эндо-, так и экзогенных факторов. Для выявления закономерностей площадного распределения зон напряженности геоморфологических процессов Притихоокеанья и выделения территорий потенциального риска развития катастроф было проведено картографирование ключевых участков, в качестве которых выбраны Сахалин, Западное Приохотье и Камчатка в м-бе 1:2500000. По уточненной и доработанной методике составлена карта природно-обусловленной напряженности геоморфологических процессов м-ба 1:8000000 на территорию Дальнего Востока России. Величина напряженности геоморфологических обстановок в регионе колеблется от 3 до 16 условных баллов. Для Западного Приохотья максимальная геоморфологическая

напряженность была оценена в 7-10 баллов, Сахалина – 10-12, Восточной Камчатки – 13-15, отдельных островов Курильской гряды – 16 баллов. Таким образом, исследования подтвердили выдвинутую ранее гипотезу о нарастании природно-обусловленной напряженности территории СЗ сектора Притихоокеанья с запада на восток.

Если рассматривать более детально, то в континентальной части юга Дальнего Востока природно-обусловленная напряженность геоморфологических обстановок колеблется от 3 до 10 баллов. Максимальной величины она достигает на Баджалском хребте, расположенном на стыке Буреинского платформенного массива и Сихотэ-Алинской складчатой области. Он относится к зоне 8-балльных землетрясений, где в историческое время имели место сейсмооползни, образовавшие подпрудные озера. Глубина эрозионного расчленения территории приближается к 1000 м, в год выпадает до 1000 мм осадков, с которыми связаны летние паводки на реках и лавины в горах зимой. На южных склонах сводово-блокового поднятия Станового хребта напряженность достигает 9 баллов. Для этой активизированной окраины Алданского щита со следами плиоцен-четвертичного вулканизма характерно глубокое расчленение (до 1000 м), сейсмичность до 7-8 баллов и широкий спектр опасных геоморфологических процессов (сейсмогенные трещины и грабены, многочисленны следы сейсмообвалов).

Напряженность геоморфологических процессов, обусловленных природными факторами, для о. Сахалин колеблется от 6 до 12 баллов, а с учетом антропогенной составляющей она может еще возрастать. По природно-обусловленной геоморфологической напряженности остров был подразделен на 21 район. К территориям с чрезвычайно высокой напряженностью (10-14 баллов) отнесены 11 районов – п-ов Шмидта, Северо-Западная низменность, участки Западно- и Восточно-Сахалинских гор. При относительно небольшой глубине расчленения (редко более 400 м) количество осадков здесь велико и в горах нередко превышает 1000 мм, сейсмическая опасность достигает 9 баллов, степень опасности геоморфологических процессов – высокая.

На Камчатке выделено 48 районов с напряженностью от 7 до 15 баллов, из них 31 был отнесен к территориям с чрезвычайно высокой напряженностью, а 5 (части Кроноцкого и Шипунского п-овов, хребтов Гамчен и Балаганчик, Корьякская и Карымская сопки) – к территориям с катастрофической напряженностью в 15 баллов. Это участки с глубоко расчлененным рельефом (более 800 м), годовым количеством осадков более 1000 мм и высокой сейсмичностью (10 баллов), широким спектром опасных геоморфологических процессов. За счет возрастания сейсмичности, количества осадков и глубины расчленения напряженность геоморфологических обстановок на некоторых островах Курильской дуги (в т.ч. Итуруп и Кунашир) достигает 16 баллов.

Напряженность геоморфологических обстановок центрального фрагмента горной системы Анд (в широтном диапазоне 5-19° ю.ш.) колеблется в интервале от 6 до 16 баллов. Зоной максимального потенциала развития катастрофических процессов является фрагмент западного мегасклона Перуанских Анд в интервале 9-13° 30' ю.ш. в полосе шириной до 100 км от побережья, его природно-обусловленная напряженность достигает 15-16 условных баллов. Для восточного мегасклона Анд этот показатель составляет 9-12 баллов, лишь на отдельных участках он возрастает до 13-14, а для Альтиплано – колеблется в пределах 6-10 баллов. Важно отметить, что к выделенной зоне максимальной напряженности, которая характеризуется расчленением рельефа до 2000 м и более и сейсмичностью 10-11 баллов, в действительности приурочены наиболее масштабные катастрофы региона, такие как трагедия Юнгая.

Таким образом, карта напряженности геоморфологических обстановок может рассматриваться как этап изучения и зонирования территории, позволяющий выделить участки, в наибольшей степени подверженные риску развития неблагоприятных геоморфологических процессов, что весьма важно для таких беспокойных, но активно осваиваемых регионов, как окраинно-континентальные горные системы Притихоокеанья. Предложенная методика дает возможность с достаточной степенью объективности выделять участки с факторами, обостряющими процессы рельефообразования; определены зоны потенциальной активизации геоморфологических процессов в районах с высокими показателями глубины эрозионного расчленения, сейсмоопасности и широким спектром активных геоморфологических процессов. Сопоставление материала по двум сегментам Тихоокеанского кольца позволяет с большей уверенностью говорить об общих закономерностях распределения напряженности

геоморфологических обстановок окраинно-континентальных горных систем. И в том, и в другом случае участки наибольшего риска развития катастрофических геоморфологических процессов (15-16 условных баллов) максимально приближены к окраине континента – к границе плит.

Автор выражает глубокую благодарность В.И. Готванскому за полезные дискуссии, С.В. Швареву за создание электронных вариантов карт и Д.В. Михалеву за стойкость в преодолении 17000 км по бескрайним просторам Анд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горелов С.К. О проблеме эколого-геоморфологического картографирования (на примере территории Северной Евразии) // Геоморфология. 2008. № 2. С. 61-66.
2. Готванский В.И., Лебедева Е.В. Влияние природных и антропогенных факторов на напряженность геоморфологических процессов на Дальнем Востоке // Геоморфология. 2010. № 2. С. 26-36
3. Карта «Степень эколого-геоморфологической опасности современных рельефообразующих процессов». М-б 1:8 000 000. М.: ИГ РАН, 2006.
4. Лебедева Е.В. Природные и техногенные предпосылки напряженности геоморфологических процессов Анд // Геоморфология. 2013. № 4. С. 58-71.
5. Лебедева Е.В. Принципы составления карты напряженности геоморфологических процессов окраинно-континентальных горных систем Дальнего Востока // Геоморфология и картография. Мат-лы XXXIII пленума Геоморфол. Комиссии РАН. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2013. С. 507-511.
6. Лебедева Е.В., Шварев С.В., Готванский В.И. Природно-обусловленная напряженность геоморфологических процессов территории Дальнего Востока России // Геоморфология. 2014. № 4. С. 48-59.
7. Лебедева Е.В., Михалев Д.В., Шварев С.В. Геоморфологическая напряженность центрального сектора горной системы Анд // Геоморфология. 2015. № 2 (в печати).
8. Симонов Ю.Г. Балльные оценки в прикладных географических исследованиях и пути их совершенствования // Вестник МГУ. Сер.5: Геогр. 1997. № 4. С. 7-10.
9. Тимофеев Д.А., Былинская Л.Н. Карта оценки эрозионной опасности СССР // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 24-25.
10. Conozcamos los peligros geologicos en la region Andina / Servicio Nacional de Geologia y Minería. Publication Geologica Multinacional. 2007. № 5. 78 p.
11. Liang W., Zhuang D., Jiang D. et al. Assessment of debris flow hazard using a Bayesian Network // Geomorphology. 2012. Vol. 171-172. P. 94-100.

УДК 624.042.42

СИСТЕМА ДИСТАНЦИОННОГО МОНИТОРИНГА СНЕГОВОЙ НАГРУЗКИ НА КРОВЛЕ

В.А. Лобкина, И.А. Кононов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, г. Южно-Сахалинск, Россия
lobkinava@fegi.ru

Получение фактических данных об изменении величины снеговой нагрузки в течение снегопада является важной задачей, решению которой обычно не уделяется должного внимания. Однако оценка прироста величины снеговой нагрузки на кровлю по данным натурных наблюдений в течение снегопада и/или в течение зимнего периода может существенно повлиять на ее нормативное значение.

В настоящее время значение снеговой нагрузки получается путем пересчета снеговой нагрузки на грунт из максимальной толщины и плотности снежного покрова [4], независимо от условий его формирования, и умножением полученной нагрузки на коэффициенты, описывающие переход к нагрузке на кровлю, уклон кровли, воздействие ветра [3, 5]. Умножение на данные коэффициенты приводит к уменьшению величины нагрузки; при этом забывается, что процессы, которые описываются уменьшающими коэффициентами, могут воздействовать на снежный покров и на грунте: уклон кровли - естественный откос, воздействие ветра - снегоперенос и т.д.

Таким образом, цель исследования – получить данные о динамике изменения снеговой нагрузки за снегопад. Для этого был разработан комплекс дистанционного мониторинга снеговой нагрузки (рис. 1).

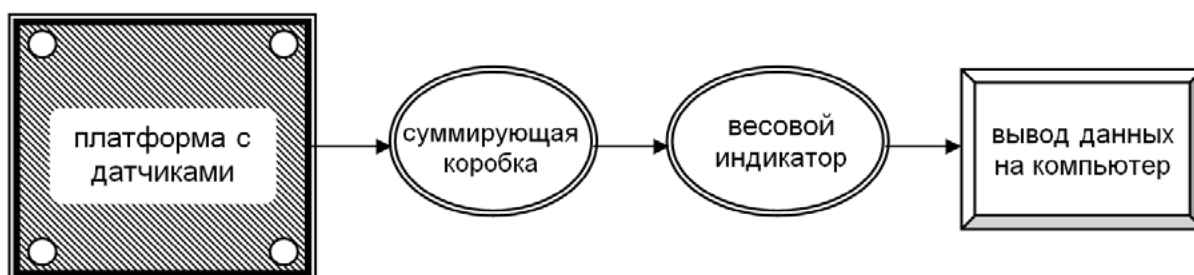


Рис. 1. Схема комплекса.



Рис. 2. Тензодатчик «Токвес» ВВА-SS, используемый в комплексе.

Данный комплекс (рис. 1) представляет собой квадратную платформу площадью 1 м^2 , оборудованную 4 тензодатчиками (рис. 2) по углам, подключёнными к суммирующей коробке, которая получает значение нагрузки с датчиков, рассчитывает фактическую массу и передает это значение на весовой индикатор. Весовой индикатор оснащён интерфейсом RS485, через который данные передаются на компьютер.

Платформа была установлена на плоской крыше 3-х этажного здания по ул. Горького (рис. 3); площадь кровли 3250 м^2 , ориентация крыши С-Ю под господствующее направление ветров во время метелей. Весовой индикатор и компьютер были установлены в помещении.



Рис. 3. Платформа, установленная на крыше.

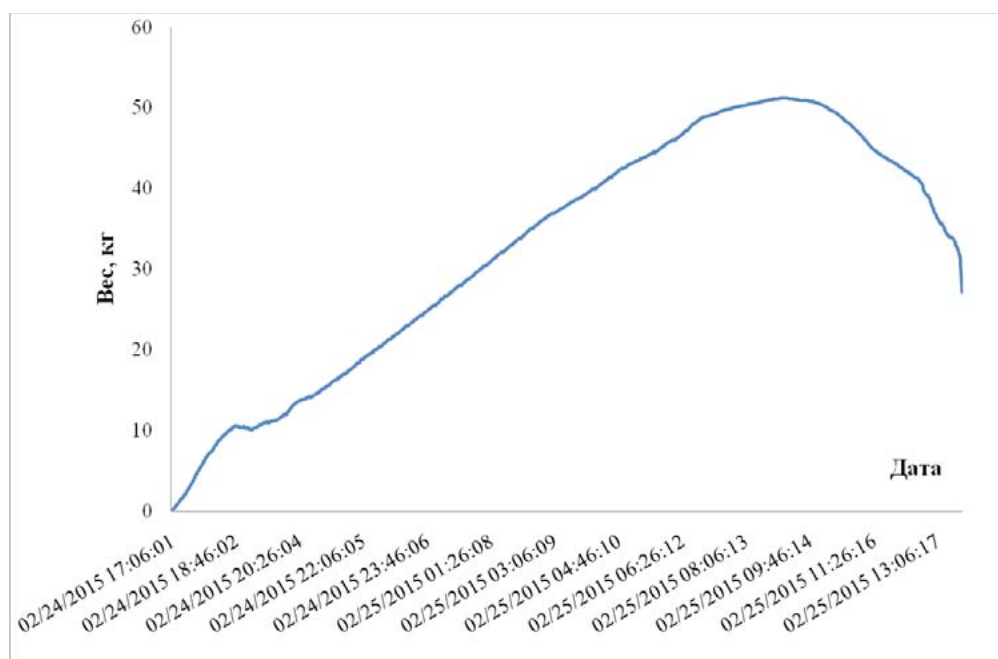


Рис. 4. График данных, полученных за снегопад 24-25.01.2015 г.

Применение данного комплекса позволяет проводить мониторинг снегонакопления во время снегопада. Данные получают с дискретностью 1 минута, чувствительность к изменению нагрузки составляет 50 г. Платформа рассчитана на нагрузку, не превышающую 100 кг. После снегопада платформа нуждается в расчистке. В 2015 году комплекс запущен в тестовом режиме. В дальнейшем планируется работа комплекса без расчистки в течение всего периода залегания снежного покрова, в связи с чем планируется использовать датчики, рассчитанные на большую нагрузку.

Данные с датчиков приходят в текстовом формате и конвертируются в excel. На рис. 4 показано изменение нагрузки за снегопад 24 - 25.01.15 г. Первые полученные данные позволяют говорить о том, что максимальная нагрузка, оказываемая на кровлю, приходится на пик снегопада, а далее процессы, протекающие на поверхности кровли, приводят к перераспределению снега и снижению нагрузки на конструкцию. Сравнивая данные о весе снега, полученные после прекращения снегопада, с данными, записанными комплексом во время снегопада, получаем разницу в 10-50 кг с квадратного метра. Таким образом, мы можем говорить о существенном изменении величины снеговой нагрузки во времени под воздействием внешних процессов. При этом на количество снега, накопленного на кровле здания или сооружения, существенно влияют внешние факторы [2, 5], которые не воздействуют на снеговую нагрузку на поверхности земли. Прежде всего это:

- отсутствие приноса материала (снега) за счет сальтации с прилегающей территории;
- таяние снега на тепловыделяющих покрытиях отапливаемых зданий;
- ссыпание снега с кровли;
- перенос и распределение снега по кровле и т.д.

По нашему мнению, наибольшее воздействие оказывает массоперенос, связанный с воздействием ветра, который может не прекращаться даже после окончания общей метели.

При кратковременных нагрузках во время снегопада происходит резкое увеличение массы снега на кровле за короткий промежуток времени [1], при этом влияние внешних факторов на величину снеговой нагрузки незначительно либо вообще отсутствует.

Применение данного комплекса в изучении накопления и перераспределения снежного покрова позволяет получить фактическое значение нагрузки за снегопад, которое впоследствии может быть использовано для корректировки коэффициентов перерасчета снеговой нагрузки на кровлю.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А., Жируев С.П., Окопный В.И., Лобкина В.А. Определение снеговых нагрузок на сооружения при проведении инженерных изысканий: разработка региональных нормативных документов по снеговым нагрузкам (на примере Сахалинской области) // Геориск. 2011. № 3. С. 14-20.
2. Гордеев В.Н., Лантух-Лященко А.И., Пашинский В.А. и др. Нагрузки и воздействия на здания и сооружения. М.: ИАСВ, 2007. 476 с.
3. Грудев И.Д., Филиппов В.В., Корнилов Т.А., Рыков А.В. Определение нормативных и расчетных значений снеговых нагрузок // Промышленное и гражданское строительство. 2007. № 4. С. 10-12.
4. СП 20.13330.2011 «Нагрузки и воздействия». Актуализированная редакция СНиП 2.01.07-85*. М.: ОАО «ЦПП», 2011. 94 с.
5. Филиппов В.В., Копылов А.Т., Корнилов Т.А. и др. Снеговые нагрузки на покрытиях зданий в условиях Севера (на примере Якутии). М.: Наука, 2000. 246 с.

УДК 624.131(571.642)

ОЦЕНКА ОПАСНОСТИ ОПОЛЗНЕЙ И СЕЛЕЙ НА О. САХАЛИН И РАЗВИТИЕ ЭТИХ ПРОЦЕССОВ В БЛИЖАЙШЕМ ДЕСЯТИЛЕТИИ

И.В. Мальнева, Б.М. Крестин

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии «ВСЕГИНГЕО», Московская область, Россия
irmaln@rambler.ru

В настоящее время оценка опасности оползней и селей, которым в значительной степени подвержен о. Сахалин, является весьма актуальной в связи с ростом повторяемости природных экстремумов. Более 100 населенных пунктов подвержены воздействию указанных процессов. Оползни ежегодно выводят из строя десятки километров железных и шоссейных дорог, осложняют строительство многих объектов, эксплуатацию месторождений полезных ископаемых. От селей ежегодно только прямой ущерб при разрушении ими автомобильных и шоссейных дорог исчисляется десятками и сотнями тысяч рублей. В 2001 г. ВСЕГИНГЕО по договору с Сахалинской ГРЭ была выполнена работа по составлению долгосрочного прогноза экзогенных геологических процессов (ЭГП) на о. Сахалин. В течение последующих лет на о. Сахалин проводились режимные наблюдения, а в 2006 г. была проведена проверка и уточнение прогноза и составлен прогноз до 2015 года, который в целом оправдался.

В данной работе приводится оценка опасности оползней и селей в настоящее время и тенденции ее изменения на основании особенностей оползневого и селевого процессов в современных условиях. При оценке опасности оползней и селей использованы материалы Сахалинской ГРЭ и других организаций, а также данные наблюдений Росгидромета за температурой воздуха и атмосферными осадками по метеостанциям о. Сахалин. Для анализа условий формирования и развития оползней и селей используется типизация атмосферной циркуляции Б.Л. Дзержевского, включающая 41 элементарный циркуляционный механизм (ЭЦМ) [1, 3]. Материалы типизации с 1899 по 2013 г. размещены в сети Интернет на сайте www.atmospheric-circulation.ru. Это дает возможность определить условия возникновения любого метеорологически обусловленного опасного процесса и выявить ЭЦМ, при которых формирование этих процессов наиболее вероятно (процессоопасные ЭЦМ).

Основными характеристиками, по которым оценивается степень опасности, являются интенсивность развития процесса на данной территории (пораженность) и активность проявления процесса во времени. Пораженность территории оползнями и селями - величина практически постоянная, их активность обусловлена изменением метеорологических, сейсмических факторов и деятельностью человека [6].

Результатом исследования опасности оползней и селей в комплексе с другими экзогенными процессами стало построение карты опасности. Оценка опасности оползней и селей дается в баллах на основе пораженности территории и их активности. По рассматриваемым характеристикам территория о. Сахалин относится к территориям от умеренно-опасных (3 балла) до мало- и незначительно опасных (2 и 1 балл). Опасность оползней и селей рассматривается в пределах соответствующих парагенетических комплексов ЭГП, в которые входят не только сели и оползни, а также эрозия и другие экзогенные процессы. В каждом комплексе одной из важнейших прогнозных задач является оценка возможности «цепного» развития процессов, что очень важно для о. Сахалин. Под этим термином понимаются случаи, когда проявление одного генетического типа процесса вызывает или усиливает другой. Цепное развитие может охватывать несколько генетических типов ЭГП. Оно может приобретать катастрофический характер, хотя в самом начале этой цепи их проявление может иметь незначительные масштабы и не представлять угрозы. Оползни и сели являются основными во всех парагенетических ком-

плексах. Повсеместно в состав комплексов входит эрозия, на Северном Сахалине наиболее велика опасность оползней, в Западно-Сахалинских горах – селей, на Макаровской площади это преимущественно оползни, а на территории Южного Сахалина, в зависимости от геологического строения и особенностей климатических условий, в составе парагенетических комплексов преобладают оползни или сели.

Высокая пораженность территории оползневыми и селевыми процессами обусловлена геологическим строением территории, высокой тектонической активностью, а также активной хозяйственной деятельностью человека. В геологическом строении территории преобладают непрочные породы: аргиллиты, глины, алевролиты. Аргиллиты практически все легко размокают. Глины также легко размокают и особенно быстро теряют прочность при изменении режима увлажнения. Преобладающие на данной территории породы интенсивно тектонически нарушены и очень быстро выветриваются, особенно при резких колебаниях температуры воздуха, характерных в весеннее время. Снижение прочности пород и возрастание их веса в результате увлажнения способствует активизации оползневых процессов. Высокая активность оползневых и селевых процессов обусловлена, прежде всего, метеорологическими факторами: атмосферными осадками, температурой воздуха. Особенно важно совместное воздействие метеорологических факторов, т.е. характер погоды, наблюдающийся на конкретной территории. Погодные условия, обеспечивающие оптимальный режим для активизации оползневых и селевых процессов на о. Сахалин, обусловлены соответствующим характером атмосферной циркуляции. Для анализа изменений атмосферной циркуляции используется типизация элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ), разработанная Б.Л. Дзержевским [1]. Были выделены ЭЦМ, с которыми связаны экстремальные температуры воздуха и осадки на о. Сахалин. Это ЭЦМ 13л (например, Виахту, 16.09.52 г. – 33.8 мм, Холмск, 23.07.57 г. – 25.8 мм), 9а, а также ЭЦМ 8 и 12 типов. При ЭЦМ 13л на о. Сахалин очень велика опасность тайфунов. Вероятность возникновения тайфунов также велика и при других ЭЦМ (8а, 12вз, 8бл, 12а). Она увеличилась в современную климатическую эпоху. Наиболее мощные тайфуны на о. Сахалин за последние десятилетия («Филлис» в 1981, «Робин» в 1992, «Саомей» в 2000, «Чатаан» и «Руса» в 2002 годах) связаны с ЭЦМ 13л.

При всех случаях активизации оползневых и селевых процессов имеет большое значение характер погоды, наблюдавшийся в течение всего периода их подготовки. Периоды с определенным характером погоды создают наиболее благоприятный режим для активизации оползней и селей (триггерный режим). Так для глинистых пород в селевых очагах о. Сахалин наиболее опасна погода при ЭЦМ 13л, когда происходит интенсивное увлажнение пород и подготовка твердой составляющей селей. При ЭЦМ 13л интенсивно развивается циклоническая деятельность за счет южных циклонов. Отличительной особенностью южных циклонов являются повышенная скорость перемещения и большие температурные контрасты на атмосферных фронтах, в связи с чем за короткое время перемещения циклона (1-2 дня) выпадают большие суммы осадков, часто имеющие обеспеченность менее 1%. Как правило, с ЭЦМ 13л связано повышение температуры воздуха.

Весьма благоприятной для активизации оползневых и селевых процессов является также погода при ЭЦМ 12а. При нем наблюдается высокая неустойчивость атмосферы, значительная турбулентность и обостренность воздушных фронтов. В это время может происходить частая смена погоды, что в значительной степени способствует формированию селей [5].

На основании режимных наблюдений Сахалинской ГРЭ за 2000- 2005 годы проведен анализ активности оползней и селей. Наибольшая активность оползней и селей была в 2002 году, что обусловлено экстремальным увлажнением территории, причем не только высокой степенью увлажнения, но и его режимом. По всем метеостанциям (Александровск, Тымовское, Пограничное, Углегорск, Макаров, Холмск, Невельск, Корсаков, Южно-Сахалинск) в месяцы экстремально высокого количества осадков они были связаны с ЭЦМ 13л (июль), 13л, 12а, 9а (август). Первый период активизации пришелся на середину июля и был обусловлен значительным увлажнением грунта за счет слабых циклонов в начале и последующего выхода тайфуна «Чатаан». При этом на Макаровской площади отмечено свыше 70 активных оползней, из которых 50 – вновь образовавшиеся, а также отмечено прохождение 51 селевого потока, на Невельской площади в первый период активизации (в июле –августе) сошло 11 русловых селей и 7 оползней-

сплывов, а при прохождении тайфуна «Руса» – свыше 50 оползней-потоков и 11 русловых селей. Е.Н. Казаковой при оценке ущерба от селевых потоков на о. Сахалин [4] отмечено проявление селей в 1972 г. (Невельский, Холмский, Макаровский районы) также при ЭЦМ 13л, значительная активизация селей 3-8 августа 1981 г. по разным районам произошла при том же ЭЦМ, в Макаровском районе при ЭЦМ 13л в 1992 и 1993 гг. Ю.В. Генсиоровским и Н.А. Казаковым детально рассмотрена активизация экзогенных геологических процессов на Южном Сахалине 22-24 июля 2009 г. [2]. Эту активизацию вызвали обильные осадки вследствие глубокого циклона при ЭЦМ 12а (103 мм за сутки в г. Макарове). В период, предшествующий 22-24 июня 2009 г., в грунтах потенциальных оползневых и селевых комплексов был накоплен значительный запас влаги. С начала июня режим увлажнения грунтов был обусловлен ЭЦМ 12а, а в конце мая – 13л.

Для оценки активности оползней и селей в современных условиях была выполнена экстраполяция временных рядов количества осадков за год по данным ГМС Александровск-Сахалинский, Невельск, Углегорск, Южно-Сахалинск. Методом гармонического анализа рассчитано изменение количества осадков до 2025 г. Расчеты показали, что общей тенденцией будет снижение увлажненности до 2020 г., а на этом фоне - увеличение количества осадков в 2016-2017 гг. Соответственно, активность оползней и селей, которая в значительной степени определяется количеством осадков, в ближайшие годы по крайней мере, не будет меньше, чем в настоящее время. В связи с преобладанием меридиональной циркуляции, когда достаточно велика продолжительность южных меридиональных циркуляционных процессов и растет продолжительность меридиональных северных, сохранится неустойчивость климата, возмущенное состояние атмосферы, частая смена погоды и значительная повторяемость метеорологических экстремумов, что имеет особенно большое значение для увеличения активности оползней и опасности формирования селей. В ближайшие годы возможно сохранение высокой повторяемости тайфунов и, следовательно, сохранение большой вероятности активизации катастрофических природных процессов на о. Сахалин. С учетом погрешности прогнозов можно сказать, что наиболее опасным периодом будут 2016-2017 гг.

Категория опасности оползней и селей в различных районах о. Сахалин зависит от режима рассмотренных быстроизменяющихся факторов, а также интенсивности проявления (пораженности территории) тем или иным процессом.

Если ранее повышение активности экзогенных геологических процессов определялось в основном природными факторами, то в последние годы значительно увеличилась, а часто стала главной, роль техногенного фактора, учет которого, наряду с климатическими, безусловно необходим при оценке опасности локальных проявлений процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дзердзеевский Б.Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии: мат-лы метеорологических исследований. Циркуляция атмосферы / ИГ АН СССР и Междувед. геофиз. комитет при Президиуме АН СССР. М., 1968. 240 с.
2. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. Активизация экзогенных геологических процессов на Южном Сахалине 22-24 июня 2009 года // Геориск. 2009. № 2. С. 56- 60.
3. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / отв. ред. А.Б. Шмакин; Ин-т географии РАН. М., 2009. 372 с.
4. Казакова Е.Н. Ущерб от селевых потоков на о. Сахалин // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: сб. тр. III Междун. конференции, 22–26 сентября 2014 г., Южно-Сахалинск: Дальневосточный геологический институт ДВО РАН. С. 75-78.
5. Мальнева И.В., Кононова Н.К. Активность селей на территории России и ближнего зарубежья в XXI веке // Геориск. 2012. № 4. С. 48-54.
6. Шеко А.И., Мальнева И.В. Сели. Природные опасности России. Том 3: Экзогенные геологические опасности / под ред. В.М. Кутепова и А.И. Шеко. М.: Издат. фирма «КРУК», 2002. С. 65-87.

УДК 631.459.43(571.642)

ФОРМИРОВАНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ С КАРЬЕРОВ (НА ПРИМЕРЕ КАРЬЕРА «ЛИСТВЕННИЧНЫЙ»)

А.А. Музыченко, В.С. Павлов, А.С. Павлов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал, Южно-Сахалинск, Россия
nestr1@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Сахалинская область входит в ряд регионов Российской Федерации, в которых селевые процессы представляют большую опасность для населения и хозяйства. Территории 33 населённых пунктов области селеопасны. В населённых пунктах Сахалинской области, территории которых подвержены селевым процессам, проживает более 317 тыс. человек. В зонах хозяйственной деятельности и на территории населённых пунктов селевые потоки регистрируются раз в 2 – 3 года [5].

Ущерб, причиняемый селевыми потоками, выражается в повреждении и разрушении жилых домов и других объектов капитального строительства, автомобильных и железных дорог, хозяйственных построек, линий связи и электропередач. Они повреждают и разрушают опоры и пролетные строения мостов и земляное полотно автомобильных и железной дороги, заваливают его селевыми выносами, прерывая движение поездов и автомобильного транспорта, забивают отверстия мостов и водопропускных устройств, выводя их из строя, нарушают водоснабжение населённых пунктов.

Ситуация осложняется хозяйственной деятельностью человека. Так, при разработке и эксплуатации карьеров образуются отвалы незакрепленных грунтов, которые являются потенциальными селевыми массивами (ПСМ) для формирования техногенных селевых потоков.

При разработке карьерных выемок, пустая порода вывозится на отвалы, которые зачастую расположены на бортах долин рек и ручьев. Объемы накопленного материала в отвалах достигают 1 млн. м³. При обводнении этих отвалов в результате интенсивного снеготаяния или выпадения ливневых дождей формируются сели.

Техногенные сели, формирующиеся на отвалах, отличаются локальным распространением, повышенной повторяемостью и разнообразной величиной селевых выносов. Такие селевые потоки являются новообразованиями с измененным селевым режимом [4].

Один из случаев формирования подобных селевых потоков был зафиксирован при полевых работах 20 июля 2009 г. сотрудниками ДВГИ ДВО РАН.

Техногенный сель сформировался из грунтов отвала карьера «Лиственничный», расположенного на склоне г. Медика (Сусунайский хребет).

ФОРМИРОВАНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ СЕЛЕЙ С КАРЬЕРОВ

Формирование селя было обусловлено интенсивными ливневыми дождями, прошедшими над югом о. Сахалин 22 – 23 июня. Суточная сумма осадков составила по данным гидрометеостанции (ГМС) «Южно-Сахалинск» (абс. высота 22 м) – 109 мм. В горах суточные суммы осадков были значительно больше [2]. С учетом градиента осадков в районе карьера (абс. высота 400 м) за сутки выпало более 300 мм осадков, что привело к переувлажнению пород в ПСМ и формированию селевого потока.

Дальность выброса селя составила 1 км, ширина зоны селевых отложений достигала 65 м, объем составил около 10 тыс. куб. м, максимальная глубина вреза – 3.0 м, а максимальная высота селевой волны – 2.5 м. Тип селевого потока – грязекаменный.

Селевыми отложениями был замыв участок елово-пихтового леса площадью 2 га. Селевой поток не вышел в русло р. Хомутовка. Конус выноса селя отмечен в 260 м от впадения притока в р. Хомутовка (рис. 1).

Формирование небольших селей ($0.5 - 1$ тыс. m^3) с отвала карьера «Лиственничный» отмечается регулярно, но за последние пять лет в связи с интенсивной разработкой карьера и увеличением объемов вывозимой пустой породы для складирования были зафиксированы два случая формирования крупных селей ($10 - 15$ тыс. m^3) в 2009 и в 2013 гг. соответственно. Их характеристики приведены в таблице 1.

В естественных условиях формирование дождевых селей в Сусунайском хребте происходит 1 раз в 10 – 12 лет [3]. При интенсивной антропогенной деятельности, как видно из вышеприведенного текста, частота формирования селевых потоков увеличивается.



Рис. 1. Селевые отложения 20.07.2009 г.

Стоит отметить, что селеобразующая сумма осадков в исследуемом районе превышает 50 мм/сутки, однако, в случае предшествующего увлажнения пород потенциального селевого массива селевые процессы развиваются при выпадении 20 – 30 мм осадков в течение суток [2]. В теплый период выпадает 65 – 80 % годовой нормы.

Суммы осадков по данным ГМС «Южно-Сахалинск» в потенциально селеопасный период (июнь-октябрь) составляют 300-600 мм, в максимуме достигая 1100 мм. Надо отметить, что подавляющая часть наблюдательной сети Росгидромета расположена вдоль побережий либо в долинах острова. При прохождении тайфунов разница между осадками, отмечаемыми за явление в прибрежных и долинных частях острова и осадками в горах, может составлять 1000 мм [1].

Таблица 1. Характеристики селевых потоков 2009, 2013 гг.

Параметры/ год	Макс. высота волны, м	Средн. высота волны, м	Макс. глубина селевого русла, м	Макс. ширина селевых отложений, м	Длина пути селевого потока, м
2009 г.	1.5	0.7-1.0	3.0	65	1000
2013 г.	2.0	1.0	5.0	85	1300

Мониторинг селевой активности на исследуемой территории показывают, что сели, сформированные с карьерных отвалов, выносят все большее количество материала, а уже отложенный материал переносят дальше по долине селевого ручья.

Последний случай формирования крупного селевого потока отмечен 17 августа 2013 г. Сход селя спровоцировали обильные осадки. По данным ГМС «Южно-Сахалинск» за 9 часов выпало 82 мм. С учетом градиента осадков в районе карьерных отвалов сумма выпавших за этот же период осадков составила 200 мм.

Селевой поток прошел расстояние в 1300 м, вовлекая в себя и накопленный в зоне транзита материал. Головная часть селевого потока дошла до р. Хомутовка. Максимальная ширина селевых отложений составила 85 м. По сравнению с 2009 г. заметно увеличилась и глубина врез селевого русла (максимально 5 м). Суммарный объем конуса выноса оценен приблизительно в 35 тыс. м³.



Рис. 2. Отвалы карьера, представляющие ПСМ и селевые отложения в днище селевого ручья.
Дата снимка 20.11.2014 г.



Рис. 3. Селевое русло. Глубина вреза 3.5 м. Дата снимка 20.11.2014 г.



Рис. 4. Селевой бассейн с зонами зарождения, транзита и аккумуляции. Снимок Google от 29.08.2014 г.

ВЫВОДЫ

1. Селевыми потоками, сформированными с карьерных отвалов нанесен ущерб лесному хозяйству острова (уничтожено 3.5 га леса).
2. Отвалы карьеров увеличивают опасность активизации селевых потоков и уменьшают межселевой интервал.
3. При выходе в реку Хомутовка крупного селевого потока возможно формирование дамбы из селевых отложений, прорыв которой повлечет за собой формирование волны паводка и вероятное затопление части территории планировочных районов Хомутово и Лиственничное.
4. Ручей, впадающий в р. Хомутовка, бассейн которого регулярно пополняется селевыми отложениями, привносит в реку большое количество взвеси и увеличивает мутность воды, что отрицательно сказывается на качестве речной воды, имеющей рыбохозяйственное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А., Рыбальченко С.В. Гидрометеорологические условия периодов массового селеобразования на о. Сахалин // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: тр. Междунар. конф. Петигорск: Изд-во ин-та «Севкавгипроводхоз», 2008. С. 95-98.
2. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. Влияние вертикального градиента осадков на характеристики гидрологических, лавинных и селевых процессов в низкогорье // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 4. С. 342-347.
3. Казакова Е.Н. Повторяемость крупных грязекаменных селей в Сусунайском хребте по данным дендрохронологического анализа // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2009. № 3. С. 285-263.
4. Перов В.Ф. Селеведение. М.: МГУ, 2012. 85 с.
5. Рыбальченко С.В. Селевая опасность для населенных пунктов Сахалинской области // Геориск. 2013. № 3. С. 42-46.

УДК 551.435.5

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ И ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ КРЫМА И САХАЛИНА

А.Ю. Санин, А.Б. Реутова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
eather86@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Крымский п-ов и о. Сахалин, в частности их прибрежная зона, имеющая первостепенное значение для экономики регионов, характеризуется разнообразными неблагоприятными и опасными явлениями природы (НОЯ). На ряде участков берега они являются серьезной проблемой при хозяйственном использовании территории. Их сравнительная характеристика, в которую войдет и описание методов борьбы с ними, может быть полезна для управления природопользованием в обоих регионах, в частности, для минимизации негативных последствий НОЯ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Крым. Наиболее типичными НОЯ для прибрежной зоны Крыма является абразия, которой в той или иной мере подвержены не менее половины береговой линии полуострова. Для многих участков берега характерны также склоновые процессы, в частности, оползни, обвалы и осыпи. В некоторых районах Южного берега Крыма они имеют первостепенное значение и являются основным поставщиком материала для вдольбереговых потоков наносов, защищая берега от абразии. Для прибрежной зоны, особенно для горных территорий, характерна также боковая и глубинная эрозия временных и постоянных водотоков.

На Южном берегу Крыма НОЯ имеют распространены значительно чаще. В других частях Крыма область их распространения ограничена, как правило, береговой зоной, однако здесь часть из них (прежде всего, это склоновые процессы) имеют место и на суше до оси Главного хребта Крымских гор, некоторые – и дальше. Концентрация неблагоприятных и опасных явлений именно на Южном берегу объясняется общим характером рельефа, который здесь преимущественно горный, тогда как все остальные берега Крыма относятся к равнинным территориям.

Активные оползни занимают 51% площадей, используемых для застройки на берегу [7]. На остальной территории встречаются и древние оползни, которые в каких-то случаях тоже могут быть «разбужены» человеком. Только на юго-восточном побережье от Алушты до Судака обнаружено около 200 оползней, что составляет 24% от их количества в Крыму [7]. В отдельную категорию можно выделить и, как правило, небольшие по объему, но достаточно многочисленные техногенные оползни, появление которых обусловлено деятельностью человека, в частности, подрезкой склонов при строительстве автодорог, зданий и т.д. в последние десятилетия. Так, только в результате строительства трассы Ласпи – Ялта (40 км) их возникло около 25 в 1962 – 1990 гг. [6]. Оползни наносят серьезный вред инфраструктуре, из-за них нередко перекрываются автодороги (особенно часто Староялтинское шоссе между Севастополем и Ялтой), повреждаются здания и т.д. В ходе борьбы с оползнями приходится прибегать к искусственному укреплению склонов на некоторых участках, примыкающих к автодорогам и т.д. По возможности, следует избегать активного хозяйственного использования территорий с наиболее динамичными оползнями, а также обвалами и значительными темпами абразии.

Крымские обвалы охарактеризованы в трудах А.А. Клюкина, А.А. Никонова, М.В. Муратова и др. [6]. Так, А.А.Никонов выделяет в пределах БМС Южного берега две зоны обвалов: береговую зону моря и обрыв Яйлы (возвышенной плоской части гор) на южном склоне Главной или Первой (ближайшей к морю) гряды. Пораженность склонов Главной гряды обвально-осыпными процессами достигает 0.2 - 0.5 (рис. 1; [7]).



Рис. 1. Свежий обвал в районе поселка Форос, между Севастополем и Ялтой.
Фото автора. Обвал показан стрелкой.

В Крыму выявлено 68 крупных селей. На реках Юго-Восточного Крыма они повторяются раз в несколько лет [7]. Значительное влияние на рельеф в пределах БМС Южного берега Крыма как прямое, так и косвенное (активизация обвалов, оползней), оказывают землетрясения. Оползни провоцируются толчками силой от четырех баллов и выше. Южный берег Крыма по большей части относится к 8-балльной сейсмической зоне.

В прибрежной зоне Западного Крыма имеют место интенсивная абразия на ряде участков берега (в частности, к северу от Севастополя, на Тарханкутском п-ове на крайнем западе и северо-западе Крыма), прибрежный карст (особенно хорошо выраженный на Тарханкутском п-ове), затрудняющий перемещения рекреантов, интенсивная эрозионная деятельность, угрожающая рекреационной инфраструктуре. Также отмечаются мелкие оползни, связанные с подрезкой склона абразией [6]. Абразия имеет место на многих участках, для нее типичны скорости в несколько десятков сантиметров в год [8], что представляет угрозу и инфраструктуре, в частности, зданиям, построенным недалеко от бровки клифа, здоровью и даже жизни рекреантам и местным жителям. Еще большие темпы абразии установлены на некоторых участках берега Северо-Западного Крыма, где они достигают нескольких метров в год [8].

Для **Керченского п-ова** самыми динамичными являются берега в северной и восточной части. Так, на севере п-ова берег на участке от мыса Зюк до Керченского пролива отступает на 1.6 м/год, от восточного края Казантипского залива до мыса Зюк – на 1.1 м/год [8]. Для берегов Керченского п-ова, в особенности его северо-западной части, характерны также обвалы и оползни. В случае сооружения моста через Керченский пролив и реализации проекта создания транспортного коридора оползневая опасность усложнит строительство. Эрозионные процессы в долинах временных и постоянных водотоков играют здесь меньшую роль.

Борьба с абразией может производиться путем подсыпки искусственных пляжей, что приведет к насыщению вдольберегового потока наносов. Использование участков берега с наиболее активными оползнями следует избегать.

Сахалин. Для берегов Сахалина наиболее неблагоприятными и опасными явлениями природы являются абразия и оползни (рис. 2), а также землетрясения, причем последние действуют опосредованно, являясь «пусковым крючком» для других НОЯ. Определенную роль играет глубинная и боковая эрозия временных и постоянных водотоков, а также затопление и подтопление низменных участков берега.

Набор типов НОЯ определяется типом берегов, которые для Сахалина достаточно разнообразны [2]. Его пятую часть занимают лагунные берега [3], для которых в некоторых случаях характерен лишь размыв, но склоновые процессы по понятным причинам отсутствуют. Для смежных территорий часто имеет место затопление и подтопление. Примерно 3/4 берегов о-ва

являются абразионными [5]. Их наиболее типичная высота 10–20 м [2], часто развиты склоновые процессы, что показано на рисунке 2. Имеются на Сахалине (хотя их процент заметно меньше, чем в Крыму) и техногенные берега, для которых характерна собственная динамика. Отметим, что во многих случаях набор НОЯ характеризуется годовой ритмикой. Так, на многих абразионных берегах в летнее время преобладают осыпно–обвальные процессы, в ходе осенних штормов поступивший материал удаляется морем и тогда ключевым процессом в течение ближайших месяцев становится размыв. Для Крымских берегов годовая ритмика НОЯ выражена заметно слабее, хоть так называемые осенне-зимние шторма, превосходящие по силе летние и весенние, ускоряют абразию.



Рис. 2. Активный абразионный уступ (клиф) с широким проявлением обвальных, осыпных и оползневых процессов (http://www.shipdesign.ru/Sea/2013-02-12/2_133-142.pdf).

Вопреки сложившимся представлениям, цунами оказывают достаточно слабое воздействие на остров. В период 1958 – 1998 гг. их было зафиксировано более 30 (в частности, после Большого Чилийского землетрясения 1960 г.), но высота их, как правило, не превышала 1.5 м [10]. Сахалин защищен от цунами грядой Курильских о-вов.

СРАВНЕНИЕ КРЫМА И САХАЛИНА

Степень освоенность крымских и сахалинских берегов различается. Крым относится к староосвоенным территориям, особенно велика антропогенная нагрузка на южный берег полуострова и прибрежную зону в окрестностях крупных городов. На Сахалине даже в южной, наиболее обжитой части острова берега освоены фрагментарно. Абразия, оползни и обвалы характерны как для Крыма, так и для Сахалина, но в силу слабой освоенности берегов последнего во многих случаях в настоящее время не представляют угрозы для жизни и здоровья людей или инфраструктуры. В Крыму же многие оползни приурочены к Южному берегу Крыма, для которого характерно наиболее интенсивное хозяйственное, в частности, рекреационное использование. Для Южного берега Крыма НОЯ более типичны, чем для остальных районов полуострова, тогда как на Сахалине они распространены сравнительно «равномерно» (исключением являются только районы с преобладанием лагунных берегов).

Безусловно, отличием является волновой режим; параметры охотских волн заметно отличаются от черноморских, что сказывается на абразии и аккумулятивных процессах в береговой зоне, параметрах вдольбереговых потоков наносов. Динамика сахалинских берегов по этим причинам заметно выше крымских, скорости их миграции могут достигать 22 м/год, типичны скорости 1–2 м/год [5]. Во многих случаях темпы абразии сахалинских берегов намного больше

крымских. По некоторым данным от размыва берегов могут пострадать почти 100 населенных пунктов [9] и объекты инфраструктуры. Примером можно считать непосредственную угрозу со стороны моря автодороге Южно-Сахалинск – Оха, для устранения которой пришлось проводить неоднократные берегоукрепительные работы.

Управление природопользованием и ведение любой хозяйственной деятельности невозможно без учета неблагоприятных и опасных явлений, последствием которых может быть не только материальный ущерб, но и человеческие жертвы. Особенно это актуально для Сахалина – в Крыму жертвы, как правило, одиночные. Последний раз угроза массовой гибели рекреантов и местных жителей имела место во время знаменитого Большого Крымского землетрясения 1927 года. Однако в силу малой хозяйственной освоенности, малой площади расселения и отсутствия высотных домов человеческие жертвы были минимальны, особенно на фоне землетрясения в Нефтегорске в 1995 году. В Крыму пока не проявлена угроза цунами.

Игнорирование природных процессов часто приводит и к материальным потерям. Размыв берегов, часто спровоцированный человеком, приводит к разрушению зданий и сооружений, набережных и прочих объектов инфраструктуры. В прибрежной зоне Крыма в последние 20 лет пришелся бум рекреационного строительства, все чаще имеет место игнорирование природных процессов. Последствия этого (уничтожение или сокращение ширины пляжей, разрушения инфраструктуры и т.д.) проявляются в настоящее время и в течение десятилетий. Так, на Западном берегу темпы отступления берега часто составляют несколько десятков см/год, поэтому постройки и сооружения, размещенные на расстоянии нескольких десятков метров, при сохранении этой тенденции будут уничтожены уже через 50 – 100 лет.

ВЫВОДЫ

И в Крыму, и на Сахалине неблагоприятные и опасные явления природы серьезно осложняют хозяйственную деятельность в природной зоне, но на Сахалине примерно в одинаковой степени на всей территории острова, а в Крыму, прежде всего, на Южном берегу.

Из всех НОЯ наиболее распространенным для Сахалина является размыв берегов, которые имеют место примерно на 75% их протяженности и характеризуются в среднем большими скоростями, чем в Крыму. Большую угрозу в сравнении с Крымским п-овом несут и землетрясения.

Большая освоенность прибрежной зоны Крыма в сравнении с Сахалином усиливает угрозу, исходящую от неблагоприятных и опасных явлений, и делает их проявления более заметными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айбулатов Н.А. Геоэкология шельфа и берегов России. М.: Ноосфера, 2001. 428 с.
2. Атлас береговой зоны Сахалина / под ред. П.Ф. Бровко. Владивосток, 2002. 56 с.
3. Бровко П.Ф., Арчиков Е.И., Рыбаков В.Ф. Динамика лагунных берегов Сахалина // Геология морей и океанов. I съезд океанологов. Вып.3. М., 1977. С. 193-194.
4. Бровко П.Ф. Абразия берегов Сахалина // Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток, 1978. С. 131-136.
5. Бровко П.Ф., Малюгин А.В., Микишин Ю.А. Техногенные берега острова Сахалин // Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ: тр. Междунар. конф. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 196-200.
6. Игнатов Е.И., Орлова М.С., Санин А.Ю. Береговые морфосистемы Крыма. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2014. 267 с.
7. Ключкин А.А. Экзогеодинамика Крыма. Симферополь, 2007. 320 с.
8. Шуйский Ю.Д. Процессы и скорости абразии украинских берегов Черного и Азовского морей // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1974. № 6. С. 24-35.
9. <http://www.sakhalin.info/news/93401/>
10. <http://www.sakhalinenergy.ru/media/d2e23ca4-0a32-4f71-993b-afa60e45fae4.pdf>
11. http://www.shipdesign.ru/Sea/2013-02-12/2_133-142.pdf

УДК 551.435(571.642)

**ПРОГРАММНО-АППАРАТНОЕ РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ
АБРАЗИОННО- ДЕНУДАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА БЕНЧЕ,
ПОДНЯТОМ В РЕЗУЛЬТАТЕ НЕВЕЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

А.В. Уба

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
uba_av@mail.ru

Целью исследования является получение количественной информации об интенсивности и активности разрушения поверхности абразионно-денудационной террасы (бенча), поднятого в результате Невельского землетрясения 2 августа 2007 г., $M_w = 6,2$. В основу работы положена методика сканирования микрорельефа поверхности вокруг реперов с помощью 3D сканера 4D Dynamics PicoPro. Данный прибор производит трехмерное сканирование методом структурированного подсвета объекта. Делается серия снимков измеряемого объекта, освещенного наборами линий с различным шагом и направленностью; по каждой линии строится профиль кривизны объекта, и далее все профили объединяются в единую модель. Возможно сканирование объекта по частям, кроме того желательно сканировать объект с разных ракурсов, для того чтобы получить данные с участков которые попали в тень при предыдущих сканированиях.

Съемка производится с расстояния от 0.5 до 2.5 м, в зависимости от размеров участка, который необходимо отсканировать за один раз, и необходимой точности. Чем ближе – тем выше точность и меньше площадь сканирования, максимальная площадь около 1 м^2 . Погрешность определения координат точек находится в пределах 1 мм и вычисляется на стадии калибровки прибора. В качестве выходных данных получается облако точек, объединенное треугольной решеткой, возможна выгрузка данных в распространенные форматы obj, stl и ряд других.

Слабая устойчивость горных пород, характерная для нашего участка, как и практически для всех бенчей о. Сахалин, позволяет рассчитывать на получение информации даже в короткие промежутки времени. Для упрощения расчетов введены внутренние модели представления данных, в которые переводятся данные полученные с прибора, поле высот в прямоугольной системе координат $f(x,y)$, где f – высота, x,y – декартовы координаты точки на плоскости, и поле высот в полярной системе координат $f(a,r)$, где f – высота, a – угол поворота, r – радиус от центра. Разбиение на сектора позволяет строить график изменений поверхности по отношению к сторонам света.

Основные результаты: разработано программное обеспечение для создания базы данных временных срезов отсканированных объектов, с возможностью визуально отслеживать их изменение с течением времени. На основе представлений проф. Ю.Г. Симонова по математическому обеспечению морфометрических прогнозов разработаны первые варианты модели прогноза будущих изменений поверхности Невельского бенча за пределы периода наблюдений.

УДК 551.578.48(571.65)

МЕТОД СВЕРХДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА СНЕГОЛАВИННОЙ АКТИВНОСТИ НА АВТОДОРОГАХ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

М.В. Ушаков

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
г. Магадан, Россия
mvilorich@narod.ru

Значительные помехи в работе автотранспорта Магаданской области создают снежные лавины [1, 6]. В данной работе ставится цель разработать метод сверхдолгосрочного прогноза снеголавинной активности на Тенькинской и Арманской автодорогах.

Магаданская область расположена на северо-востоке России. На западе она граничит с Хабаровским краем, на северо-западе и севере – с Республикой Саха (Якутия), на северо-востоке – с Чукотским автономным округом, на востоке – с Камчатским краем, с юга область омывается Охотским морем. Характерной особенностью рассматриваемой территории является суровый климат, широкое распространение многолетней мерзлоты и наледей. Большая часть территории представляет собой часть Яно-Чукотской горной страны со сложной гидрографической сетью. Преобладающие высоты – 500÷1500 м, самая высокая гора – пик Абориген с отметкой 2586 м.

В работе использовались данные систематических наблюдений за лавинами, выполняемых Колымским управлением по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (КУГМС). Эти наблюдения с 1995 г. проводятся по единой методике, то есть ряды однородны. В 1997 – 2002 гг. снеголавинные наблюдения проводились под руководством автора данной работы. В качестве показателя снеголавинной активности было принято средневзвешенное количество сошедших за зиму лавин (табл. 1)

$$N = 0,83N_T + 0,17N_A, \quad (1)$$

где N_T – количество сошедших лавин на Тенькинской автодороге; N_A – то же на Арманской автодороге.

Весовые коэффициенты в (1) пропорциональны протяженности участков дорог, подверженных опасности схода лавин.

Таблица 1. Снеголавинная активность на автодорогах Магаданской области (данные наблюдений КУГМС)

Зима	Количество сошедших лавин		Средневзвешенное количество лавин
	Тенькинская автотрасса	Арманская автотрасса	
1995–1996 г.	49	3	41
1996–1997 г.	36	0	31
1997–1998 г.	18	6	16
1998–1999 г.	14	5	12
1999–2000 г.	47	1	41
2000–2001 г.	7	9	6
2001–2002 г.	21	2	21
2002–2003 г.	13	21	12
2003–2004 г.	50	5	44
2004–2005 г.	24	13	22
2005–2006 г.	34	10	30

Продолжение таблицы 1.

Зима	Количество сошедших лавин		Средневзвешенное количество лавин
	Тенькинская автотрасса	Арманская автотрасса	
2006–2007 г.	26	12	25
2007–2008 г.	79	18	68
2008–2009 г.	20	15	19
2009–2010 г.	12	14	11
2010–2011 г.	50	7	44
2011–2012 г.	7	12	7
2012–2013 г.	6	8	6
2013–2014 г.	35	5	31

Несмотря на наблюдающееся глобальное потепление [3, 4], в многолетнем ходе показателя снеголавинной активности статистически значимого тренда не отмечается.

Спектральный анализ показал, что в многолетних колебаниях показателя снеголавинной активности имеются циклы продолжительностью 2, 3 и 4 года (рис. 1). Спектральная плотность рассчитывалась с использованием весовой функции Хэмминга, доверительная граница оценивалась по критерию Тьюки [5].

На основе выявленных гармоник было составлено прогностическое уравнение:

$$N^i = 25,6 + 5,65\cos(2\pi(1997 - i)/2) + 8,94\cos(2\pi(1998 - i)/3) + 9,20\cos(2\pi(1999 - i)/4), \quad (2)$$

где i – год начала зимы.

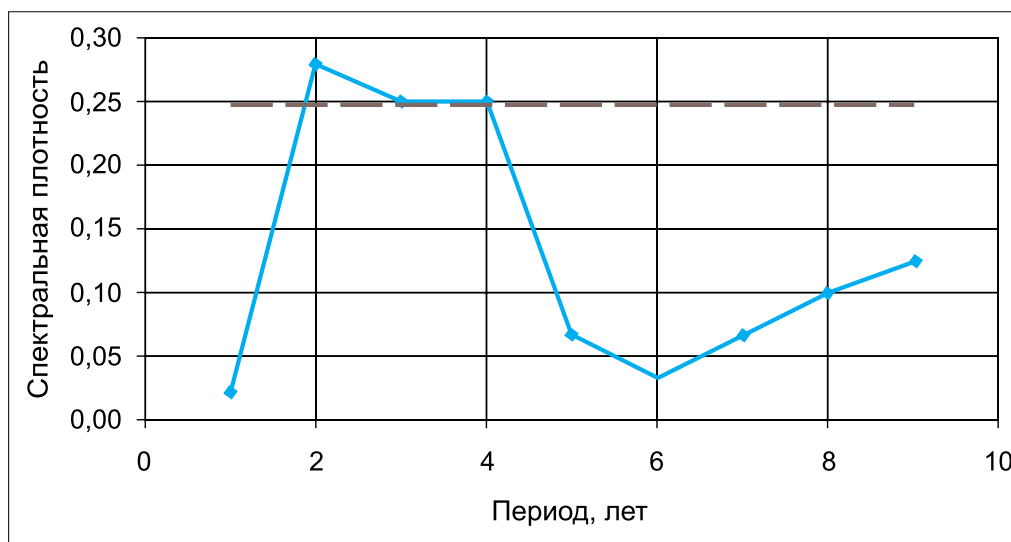


Рис. 1. Спектрограмма колебаний снеголавинной активности (пунктиром проведен доверительный уровень 10%).

О качестве прогностического уравнения можно судить по таблице 2 и рисунку 2.

Таблица 2. Проверочные прогнозы снеголавинной активности по уравнению (2) (допустимая ошибка 11)

Зима	Количество лавин		Ошибка прогноза	Оправдываемость прогноза
	по прогнозу	фактическое		
1995–1996 г.	18	41	-23	Оправдался
1996–1997 г.	15	31	-16	Не оправдался
1997–1998 г.	18	16	2	Оправдался

Продолжение таблицы 2.

Зима	Количество лавин		Ошибка прогноза	Оправдываемость прогноза
	по прогнозу	фактическое		
1998–1999 г.	29	12	17	Не оправдался
1999–2000 г.	36	41	-5	Оправдался
2000–2001 г.	15	6	9	Оправдался
2001–2002 г.	31	21	10	Оправдался
2002–2003 г.	15	12	3	Оправдался
2003–2004 г.	36	44	-8	Оправдался
2004–2005 г.	29	22	7	Оправдался
2005–2006 г.	18	30	-12	Не оправдался
2006–2007 г.	15	25	-10	Оправдался
2007–2008 г.	49	68	-19	Не оправдался
2008–2009 г.	15	19	-4	Оправдался
2009–2010 г.	18	11	7	Оправдался
2010–2011 г.	29	44	-15	Не оправдался
2011–2012 г.	36	7	29	Не оправдался
2012–2013 г.	15	6	9	Оправдался
2013–2014 г.	31	31	0	Оправдался
Оправдываемость:				68.4%

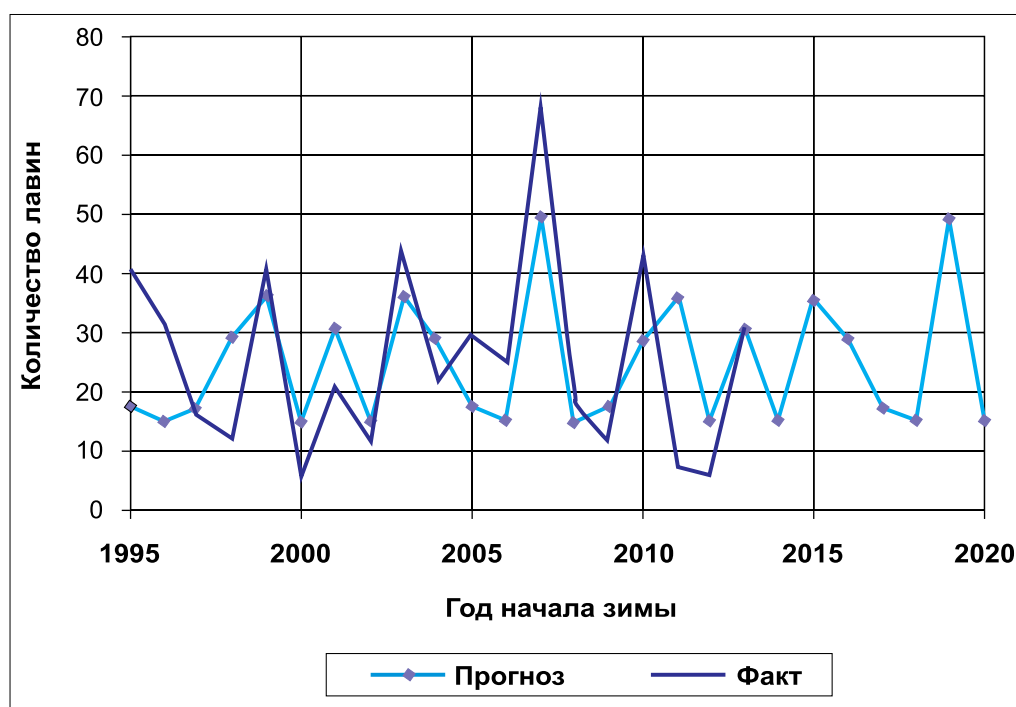


Рис. 2. Расчетная и фактическая снеголавинная активность.

В результате проведенного исследования удалось получить формулу для прогноза снеголавинной активности на автотрассах Магаданской области. Оправдываемость составила 68.4%, отношение среднеквадратичной ошибки прогноза к стандартному отклонению ряда предиктанта – 0.75. В соответствии с [2] данный метод прогноза является удовлетворительным. Вместе с тем надо иметь в виду, что прогностическое уравнение получено по короткому ряду наблюдений, поэтому требуется верификация метода на независимом материале.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков А.Б., Шубин В.С. Перспективы защиты автомобильных дорог Магаданской области от снежных лавин // Тр. 3-го Всесоюз. совещ. по лавинам. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 33-36.
2. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3. Ч. I. Служба гидрологических прогнозов. Прогнозы режима вод суши. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 193 с.
3. Пономарев В.И., Каплуненко Д.Д., Крохин В.В. Тенденции изменений климата во второй половине XX века в Северо-Восточной Азии, на Аляске и северо-западе Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2005. № 2. С. 15-26.
4. Ушаков М.В. Современные изменения термического режима холодного сезона на Российском Дальнем Востоке // Экологические проблемы северных регионов и пути их решения: материалы V Всерос. науч. конф. с междунар. участием. Ч. 3. / Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН. Апатиты: КНЦ РАН, 2014. С. 209-211.
5. Шелутко В.А. Численные методы в гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 239 с.
6. Шубин В.С. К прогнозу лавинной опасности вдоль Тенькинской автодороги в районе снеголавинного поста Дондычан // Тр. 2-го Всесоюз. совещ. по лавинам. Л.: Гидрометеиздат, 1987. С. 100-107.

УДК 57.042+581.824.1(571.642)

**СТРУКТУРНАЯ РЕАКЦИЯ СТВОЛОВОЙ ЧАСТИ СТЕБЛЯ СОСНЫ ОБЫКНОВЕННОЙ
(*PINUS SYLVESTRIS*, PINACEAE L.)
НА ФАКТОРЫ СРЕДЫ В УСЛОВИЯХ САХАЛИНА**

И.И. Власова

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
iivlasova@gmail.com

Несмотря на многообразие экотопов, обусловленное климатическими, орографическими, почвенными особенностями о. Сахалин, на его территории достаточно много районов, благоприятные условия которых позволяют создавать высокопроизводительные фитоценозы сосны обыкновенной [2-9].

В целом сообщества сосны, которые созданы в благоприятных условиях на о. Сахалин, представляют собой сейчас нормально сформированные фитоценозы (50 – 60-летние сообщества), в которых помимо основного полога имеется даже второй ярус – кустарниковый, живой напочвенный покров из типичных для Сахалина представителей лесных травянистых растений. Встречаются сообщества, находящиеся на стадии формирования второго яруса (рябины, березы, ивы) и кустарников. В напочвенном покрове таких фитоценозов большую роль играют зеленые мхи.

Исследования культур сосны проведены на ключевых участках из разных частей о. Сахалин (табл. 1). В ходе изучения искусственных фитоценозов *Pinus sylvestris* автором были выделены следующие экологические группы [8]:

1. Защищенные от влияния моря и расположенные на выровненных участках или склонах северной, северо-западной, восточной экспозиции (ключевые участки № 2, 3).
2. Подверженные влиянию морских ветров или расположенные на склонах южной и юго-западной экспозиции, которые прогреваются уже в марте (ключевые участки № 1, 4).
3. Расположенные в северной части Сахалина, где супесчаные почвы часто переувлажненные, вегетационный сезон более короткий, климат менее благоприятный (ключевой участок № 5).

Участок № 1 (юг Сахалина) находится в окрестностях с. Соловьевка, в 40 м от трассы Южно-Сахалинск – Корсаков и открыты для ветра со стороны моря, расстояние до которого не превышает 1 км. Состав первого яруса: 10С. Возраст культур на момент обследования – 40 лет. Полнота – 0.6. Класс бонитета – II-III. Средняя высота – 10.5 м, средний диаметр ствола – 17.3 см. Тип леса – сосняк разнотравный долинный.

Участок № 2 (юг Сахалина) расположен на склоне северной экспозиции, на Холмском перевале, на северной стороне трассы Южно-Сахалинск – Холмск. Расстояние до моря составляет более 7 км. Состав первого яруса: 10С. Возраст культур на время обследования – 39 лет. Полнота – 0.9. Класс бонитета – I-II. Средняя высота – 13.5 м, средний диаметр – 18.6 см. Тип леса – сосняк горный с курильским бамбуком.

Участок № 3 расположен в Долинском районе (окрестности с. Покровка), в северной части Сусунайской низменности. Культуры на этом участке удалены от моря на 19 км с лишним и защищены сопками, а потому ветры здесь заметно слабее. Состав первого яруса: 10С. Возраст культур на время обследования – 52 года. Полнота – 1.0. Класс бонитета – I-II. Средняя высота – 21 м, средний диаметр – 30 см. Тип леса – сосняк зеленомошно-мелкотравный долинный.

Участок № 4 расположен на восточном побережье центральной части о. Сахалин, восточных склонах Камышового хребта, в Макаровском районе (окрестности п. Пугачево, перешеек Поясок), на расстоянии 3.5 км от восточного побережья. Состав первого яруса:

10С. Возраст культур на время обследования – 35 лет. Класс бонитета – III-IV. Средняя высота – 7 м, средний диаметр – 17.3 см. Тип леса – сосняк бруснично-горный.

Участок № 5 (север Сахалина) располагается в окрестностях п. Ноглики, на расстоянии около 3 км от моря. Состав первого яруса: 10С. Возраст культур на время обследования – 30 лет. Полнота – 0.9-1.0. Класс бонитета – II. Средняя высота – 9.5 м, средний диаметр – 13 см. Из-за сильной загущенности фитоценоз одноярусный, мертвопокровный.

Материал для анатомического анализа был отобран с трех модельных, свежеспиленных деревьев сосны из стволовой части на уровне 1.3 м от почвы. Образцы фиксировали в 95% спирте, затем выдерживали в смеси спирта и глицерина (3:1): спирт обеспечивает уплотнение, а глицерин – эластичность материала. Перед изготовлением срезов из средней части однолетних хвоинок и стеблей вырезали фрагменты (микрообразцы) размером не более 7x7x7 мм, которые выдерживали в воде для удаления спирта и глицерина. После этого из подготовленных микрообразцов, на санном микротоме с замораживающим столиком готовили срезы, толщиной 10-30 мкм. Из микросрезов готовили постоянные и временные препараты. Их окрашивали сафранином и нильским синим [1, 12, 16]. Срезы помещали в раствор сафранина на 10-30 минут, после чего сафранин удаляли, образцы промывали водой и помещали в нильский синий на 1 минуту. Затем производили дифференцировку спиртом разной концентрации: 50%, 75% и 95%, просветляли срезы карбол-ксилолом и ксилолом, после чего препараты заливали канадским бальзамом. Анализ препаратов и фотографирование выполняли на микроскопе AxioScop A1 (Zeiss) при помощи программного обеспечения AxioVision Rel. 4.8. Вычисление показателей производили по [11]. Анатомическое описание и измерение микрообразцов производили по методике [14].

Многочисленные исследования влияния различных факторов среды на древесину показывают, что реакция на изменения влажности почвы, воздуха, географического положения, солнечной активности, высоты над уровнем моря однотипна. Все эти факторы при изменении в сторону ухудшения вызывают уменьшение ширины годичных слоев, изменение соотношения ранней и поздней древесины, уменьшение радиального размера трахеид, возникновение ложных годичных колец. Не изменяются качественные признаки: тип лучей, структура смоляных ходов, поровость на полях перекреста и т.д. В пределах одного годичного кольца появляются различные изменения: двойные, множественные и ложные кольца и резкий переход от ранней к поздней древесине. Показано, что со снижением количества осадков наблюдается снижение роста в высоту и по диаметру, на поперечных срезах древесины отмечается только ранняя и практически отсутствует поздняя древесина. Тому причиной могут быть многие факторы: патогены, сильная конкуренция среди деревьев в фитоценозе, загрязнение воздуха, климатический стресс [10, 13, 15]

Древесина *Pinus sylvestris* состоит из трахеид, клеток лучевой и тяжелой паренхимы, смолоносной системы. Граница годичных колец четкая, переход от ранней к поздней древесине в кольце постепенный. Вертикальные смоляные ходы сьрасположены в основном в поздней древесине, их диаметр варьирует. Горизонтальные смоляные ходы расположены в веретеновидных лучах [10, 14].

В стволовой части наиболее яркими различиями в количественных показателях обладает древесина, о чем свидетельствуют данные таблицы. Практически все показатели как продольные (длина и ширина лучей, трахеид), так и поперечные (поперечные размеры трахеид и смоляных ходов, толщина стенок трахеид, ширина годичных колец, поздней и ранней древесины) снижаются в условиях второй и третьей экологических групп (участки №1, 4, 5) и значительно выше они в условиях, защищенных от влияния морских ветров (№ 2, 3). Числовые данные хорошо иллюстрируются микрофотографиями древесины как годичных слоев (рис. 1), так и ранних и поздних трахеид (рис. 2). Даже в северном регионе (третья экологическая группа) (рис. 1А) годичные слои в 2-2.5 раза больше, чем на участках подверженных физиологическому иссушению (рис. 1В, Г), не говоря уже об участке №3 (с. Покровка) (рис. 1Б). Количество смоляных ходов на единицу площади поперечного сечения в более благоприятных условиях больше. Только на участках № 1 и 4, где ярко выражено явление физиологического иссушения, их меньше (табл. 1, рис. 1) [6].

Результаты проведенных исследований позволили сделать следующие выводы:

1. Действие факторов на внутреннюю структуру не видоспецифично, т.е. не зависит от видовой принадлежности растений и природы фактора, реакция растений однотипна.

2. Под воздействием факторов и изменения их напряженности изменяются количественные признаки: размеры отдельных клеток и тканей, степень склерификации, количество и диаметр смоляных ходов, и др. Реакция сосны обыкновенной на факторы среды в условиях о. Сахалин имеет такой же характер, как и в других регионах. Снижение интенсивности фотосинтеза в неблагоприятных условиях естественно вызывают структурную реакцию: уменьшение количества пластического материала обуславливает уменьшение параметров и количества анатомических элементов многолетней древесины стебля. Качественные признаки (тип лучей, структура смоляных ходов, тип поровости на полях перекреста, характер расположения тканей и др.) изменений не претерпевают.

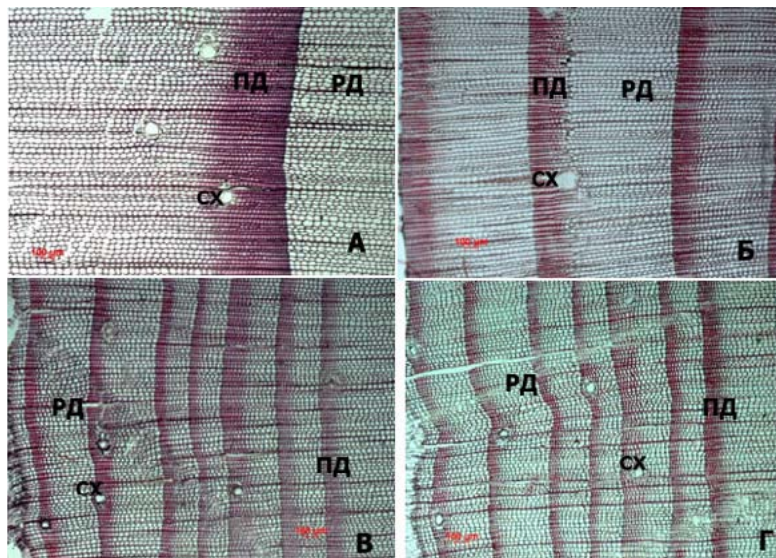


Рис. 1. Фрагмент годичного слоя древесины многолетнего стебля на поперечном срезе (А – п. Ноглики, № 5; Б – с. Покровка, № 3; В – Холмский перевал, № 4; Г – с. Соловьевка, № 1).

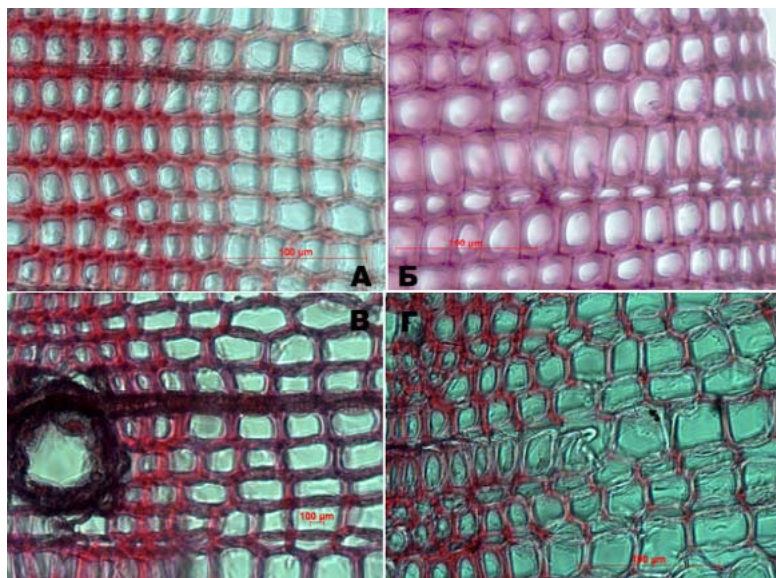


Рис. 2. Фрагмент древесины многолетнего стебля на поперечном срезе (А – с. Покровка, № 3; Б – п. Ноглики, № 5; В – Холмский перевал, 2; Г – с. Соловьевка, № 1). ПД – поздняя древесина, РД – ранняя древесина.

Таблица 1. Характеристика показателей многолетней древесины

Показатели		Ед. изм.	Номера и название участков				
			1	2	3	4	5
			Соловьевка	Холмск	Покровка	Пугачево	Ноглики
Ширина годичных колец		мкм	370±23.0	365±18.2	2997±43.6	2072±20.1	724±49
Поздняя древесина	Ширина	мкм	95±4.9	109±6.3	566±16.8	458±15.5	129±9.7
	Трахеиды: Тангентальный размер	мкм	20.8±1.3	21.9±1.1	27.6±1.6	26.8±1.3	19.8±0.9
	Радиальный размер	мкм	15.7±0.8	18.3±0.8	26.1±1.0	22.3±0.9	15.4±0.8
	Толщина стенок	мкм	2.33±0.1	3.1±0.15	3.66±0.3	3.92±0.2	3.43±0.2
	Длина	мкм	1761±104.8	2125±87.7	1433±86.3	1963±69.5	1366±97.7
	Однорядные лучи: Длина	мкм	100.3±7.2	162.6±13.5	107.5±9.5	154±10.7	100±12
	Ширина	мкм	15.9±0.8	18±0.8	16.6±0.6	15.1±0.5	9.4±0.4
	Слойность	шт.	3.7±0.3	6.2±0.7	3.9±0.35	4.6±0.4	4.6±0.35
	Количество на 1 мм	мкм	4.2±0.2	6.0±0.3	5.7±0.3	4.2±0.3	4.9±0.3
	Удельный объем	%	5.2±0.4	11.4±0.6	7.3±0.6	6.9±0.5	8.1±0.6
	Лучи с горизонтальными ходами: Длина	мкм	181.8±8.7	266±13.7	171±9.2	267.4±14.7	192.3±11.2
	Ширина	мкм	35.8±1.9	46.6±2.6	32.7±1.7	37.8±2.4	26.1±1.38
	Встречаемость*	шт.	27±1.65	31.1±3.8	26.7±2.6	21.6±3	15.5±1.2
	Смоляные ходы: Диаметр	мкм	74±2.7	103±4.5	111±3.8	111±3.5	121±3.9
	Количество на 1 мм ²	шт.	2.16±0.2	1.92±0.4	1.32±0.2	1.16±0.1	0.72±0.1
	Ранняя древесина	Ширина	мкм	250±18.5	239±21.4	2432±33.5	1496±26.6
Трахеиды: Тангентальный размер		мкм	25.4±1.4	21.6±1.1	29.0±1.7	30.5±1.3	24.8±1.4
Радиальный размер		мкм	32.8±0.9	31.2±1.2	44.9±1.2	37.0±1.4	37.0±1.1
Толщина стенок		мкм	3.20±0.2	2.15±0.1	2.53±0.1	2.43±0.1	2.25±0.1
Длина		мкм	1689±90	1982±119	1585±70	2013±77	1952±63.6
Однорядные лучи: Длина		мкм	82.3±6	135±11	85.5±5.6	106.6±8.9	119.7±8.1
Ширина		мкм	14.9±0.55	15.7±0.7	18.9±0.75	15.5±0.7	10.2±0.5
Слойность		шт.	3.9±0.33	5.5±0.5	4.2±0.38	4.4±0.4	5.4±0.3
Количество на 1 мм		шт.	4.1±0.25	5.4±0.3	4.5±0.2	4.8±0.3	4.4±0.3
Удельный объем		%	6.1±0.5	7±0.5	6.1±0.5	7±0.5	7.7±0.6
Лучи с горизонтальными ходами: Длина		мкм	186±9.9	258±13.7	205.4±11.7	261.4±14	202±11.2
Ширина		мкм	35.2±1.8	46.8±2.9	40.4±2.3	41±2.2	28±1.6
Встречаемость*		шт.	19.6±1.55	21.9±2.9	22.8±2.15	23±2.7	13.2±1.11
Смоляные ходы: Диаметр		мкм	96±5.0	103±6.0	113±2.9	133±4.5	114±4.9
Количество на 1 мм ²	шт.	0.12±0.1	0.24±0.1	0.64±0.1	0.68±0.1	0.52±0.1	

Примечание: * Встречаемость – один луч с горизонтальным ходом, встреченный на число однорядных лучей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барыкина Р.П., Веселова Т.Д., Девятов А.Г. и др. Справочник по ботанической микротехнике. Основы и методы. М.: Изд-во МГУ, 2004. 312 с.
2. Власова И.И. Экологические основы создания искусственных фитоценозов сосны обыкновенной на юге острова Сахалин // Разнообразие почв и биоты Северной и Центральной Азии: мат-лы II Междунар. научн. конф. Улан-Удэ (Россия), 20-25 июня 2011г. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2011. Т. 1. С. 191-192.
3. Власова И.И. Экологические основы создания искусственных фитоценозов сосны обыкновенной в центральной части острова Сахалин // Леса и лесное хозяйство в современных условиях: мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием, Хабаровск 4-6 октября, 2011 г. Хабаровск: Издательство ФГУ «ДальНИИЛХ», 2011 б. С. 85-87.
4. Власова И.И. Структурная реакция листа и однолетнего стебля сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L. (Pinaceae L.) на специфические факторы среды в условиях Сахалина // Вестник КрасГАУ. 2012. Вып 10. С. 91-96.
5. Власова И.И. Влияние физиологического иссушения на состояние культур сосны обыкновенной на Сахалине // Вестник СВНЦ. 2012. № 4. С. 112-117.
6. Власова И.И., Еремин В.М., Копанина А.В. Сравнительная оценка состояния культур сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.) отдельных территорий юга острова Сахалин // Состояние лесов Дальнего Востока и актуальные проблемы лесоуправления: мат-лы Всерос. конф. с междунар. участ. Хабаровск: ФГУ «ДальНИИЛХ», 2009. С. 179.
7. Власова И.И., Еремин В.М., Копанина А.В. Культуры сосны обыкновенной на Сахалине // Изв. Самарского НЦ РАН. 2010. Т 12, № 1 (3). С. 863-866.
8. Власова И.И. Культуры сосны обыкновенной (*PINUS SYLVESTRIS* L. (*PINACEAE*)) на Сахалине // Проблемы устойчивого управления лесами Сибири и Дальнего Востока: мат-лы Всерос. Конф. с междунар. участ. / отв. ред. А.П. Ковалев. Хабаровск: Изд-во ФБУ «ДальНИИЛХ», 2014. С. 211-214.
9. Власова И.И. Состояние искусственных фитоценозов *Pinus sylvestris* L. (Pinaceae) в южной части острова Сахалин // Водные и экологические проблемы, преобразование экосистем в условиях глобального изменения климата: мат-лы Всерос. Конф. (V Дружининские чтения). Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2014. С. 226-230.
10. Гоциридзе Л.А. Особенности формирования и строения древесины хвойных пород Боржомского ущелья в связи с вертикальной зональностью лесов: автореф. дис. ... канд. биол. наук. Тбилиси, 1971. 29 с.
11. Зайцев Г.Н. Математика в экспериментальной ботанике. М.: Наука, 1990. 295 с.
12. Прозина М.Н. Ботаническая микротехника. М.: Высшая школа, 1960. 206 с.
13. Пугачев П.Г. Динамика годичного прироста *Pinus sylvestris* L. в Тургайской впадине в связи с климатическими факторами // Бот. журн. 1975. Т. 60, № 3. С. 401-412.
14. Яценко-Хмелевский А.А. Основы и методы анатомического исследования древесины. М., 1954. 337 с.
15. Fritts H.C. Tree rings and climate. London: Academic Press, 1976. 567 p.
16. Junikka Leo. Survey of English Macroscopic bark Terminology // JAWA J. 1994. Vol. 15, № 1. P. 3-45.

УДК 582.29+ 504.73+ 504.5(571.642)

ОЦЕНКА АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ В ЗЕЛЕННЫХ ЗОНАХ Г. ЮЖНО-САХАЛИНСК И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ МЕТОДОМ ЛИХЕНОИНДИКАЦИИ

А.К. Ежкин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
ezhkin@yandex.ru

Изучение современного состояния и тенденций изменения искусственных и естественных природных ландшафтов, специально создаваемых для отдыха и оздоровления населения – парков, городских скверов – становится наиболее актуальным. Особенно это касается групп растений, которые могут служить индикаторами качества окружающей среды. Одними из наиболее известных биологических индикаторов являются эпифитные лишайники, изучение состояния которых может быть использовано в мониторинге загрязнения окружающей среды и степени деградации экосистем [1, 3].

В данной работе приводятся результаты лишеноиндикационных исследований зеленых зон в г. Южно-Сахалинск и его окрестностях. Цель данной работы – оценить антропогенное воздействие, включая уровень атмосферного загрязнения в зеленых зонах города и его окрестностей по состоянию эпифитных лишайников, обитающих на коре лиственных деревьев. На протяжении уже многих лет в г. Южно-Сахалинск сохраняется очень высокий уровень атмосферного загрязнения из-за ежегодного роста автотранспорта, суммарный вклад которого в загрязнение атмосферы на 2013 год составляет 62%, среднегодовые концентрации сажи, формальдегида, оксидов азота, взвешенных веществ и бензапирена превышают ПДК [2]. Длительное и непрерывное загрязнение города и его окрестностей, а также антропогенная трансформация естественных участков растительности создали здесь определенные черты лишенофлоры с характерным набором видов, в том числе устойчивых к атмосферному загрязнению. Результаты изучения и оценки состояния лишенофлоры данного района могут быть использованы в качестве основы для создания картосхем экологической ситуации и мониторинговых программ для зеленых зон г. Южно-Сахалинск и его окрестностей.

В ходе работы было заложено 57 пробных площадей во многих зеленых зонах города, включая скверы, аллеи, территории некоторых школ, больниц, парковые и лесопарковые зоны. На пробных площадях производилась оценка естественных биоиндикаторов – эпифитных лишайников, обитающих на лиственных породах деревьев со схожими химико-физическими свойствами коры и примерно одинаковым возрастом (60 – 80 лет). В результате были выбраны виды лиственных деревьев с трещиноватой корой и значениями pH = 5.5 – 7.0. В эту группу были включены тополь, ива, клен, ясень, ильм, орех. Оценка включала измерение основных параметров эпифитных лишайников – покрытие и встречаемость каждого вида на пробных площадях; выделение зон антропогенного воздействия на лишайники по результатам кластеризации на основе характеристик лишенобиоты пробных площадей методом Варда [4]; распределение видов по группам чувствительности на пробных площадях (чувствительность лишайников выделялась по приуроченности к зонам антропогенного воздействия, выделенных по результатам кластеризации на основании величин их проективного покрытия и встречаемости); применение лишеноиндикационного индекса развития эпифитных лишайников (IDEL), отражающий реакцию эпифитных лишайников на атмосферное загрязнение для ландшафтно-экологически неравноценных территорий [1].

По результатам исследований впервые был детально изучен видовой состав эпифитных лишайников основных пород лиственных деревьев г. Южно-Сахалинск и его окрестностей. Всего на обследованных участках было зарегистрировано 90 видов эпифитных лишайников

на лиственных деревьях. На основе кластеризации пробных площадей были выделены 3 группы, которые формируют зоны с различным уровнем антропогенного воздействия (рис. 1). В эти группы попали площадки с различными значениями IDEL, отображающий уровень воздействия атмосферного загрязнения на лишайники. Из чего следует, что в выделенных зонах, дополнительно, выделяются участки с различным уровнем атмосферного загрязнения. Минимальные значения индекса IDEL характерны для зоны сильного воздействия (зона I), которая объединяет пробные площади зеленых зоны города – скверы, больницы, школы и некоторые участки городского парка, здесь значения индекса варьируют от 50 до 230. Средние значения индекса характерны для зоны среднего воздействия (зона II), которая объединяет пробные площади в парковых и некоторых лесопарковых зонах со значениями индекса от 150 до 394. Самые высокие значения индекса отмечены в зоне слабого воздействия (зона III), которая объединяет пробные площади лесопарковых зон со значениями индекса от 342 до 446. По приуроченности к площадям по результатам кластеризации были выделены 4 группы чувствительности лишайников к антропогенному воздействию: толерантные (далее – Т), умеренно толерантные (УТ), средне-чувствительные (СЧ) и чувствительные (Ч). Распределение видов на пробных площадях по группам чувствительности в % от общего числа видов в зеленых зонах города и в его окрестностях представлено на рисунке 2.

По мере увеличения антропогенной и рекреационной нагрузки в зеленых зонах г. Южно-Сахалинск и его окрестностях зафиксировано изменение видового разнообразия – уменьшение общего числа видов, отмечено изменение значений покрытия-встречаемости всех видов при уменьшении покрытия умеренно-толерантных, средне-чувствительных и чувствительных видов и увеличении покрытия-встречаемости толерантных видов. При этом прослеживается особенность распределения отдельных видов различных групп чувствительности в зависимости от расположения исследуемого участка. Наименьшие показатели IDEL, доминирование толерантных и умеренно толерантных видов отмечены в зеленых зонах северо-западной части города с наиболее сильным загрязнением воздуха по причине наличия в этом районе большого числа источников загрязнения – частного сектора, городских котельных, пересечения наиболее загруженных автомагистралей города. Все лишайники здесь со следами угнетения – деформации и недоразвитости слоевищ. Относительно нормальные показатели лишайников отмечены в центральной и восточных частях городского парка, а также в его северо-восточных окрестностях – район гостиничного комплекса «Санта». Показатели резко возрастают и достигают своего максимума в зеленой зоне в окрестностях городского водохранилища, где было отмечено большое количество редких и чувствительных видов лишайников с высоким проективным покрытием. Здесь лишайники сохранились благодаря оставленным участкам пойменного леса в водоохранной зоне и относительной удаленности от источников загрязнения. Однако состояние слоевищ многих чувствительных видов на этих участках также со следами различных отклонений и поражений – в виде некрозов, деформации слоевищ, нарушения нормального развития органов плодоношения или их отсутствия, заселения слоевищ чувствительных лишайников более устойчивыми видами. Самые высокие показатели эпифитных лишайников отмечены на удаленных пробных площадях в окрестностях города – условно фоновых зонах, где не было отмечено никаких патологий развития лишайников. Частые поражения и отклонения нормального развития слоевищ и активное заселение толерантных видов во многих исследуемых районах говорят об общей деградации состояния лишайниковых сообществ зеленых зон города и его ближайших окрестностей, связанной с ухудшением экологической обстановки в г. Южно-Сахалинск в последние годы.

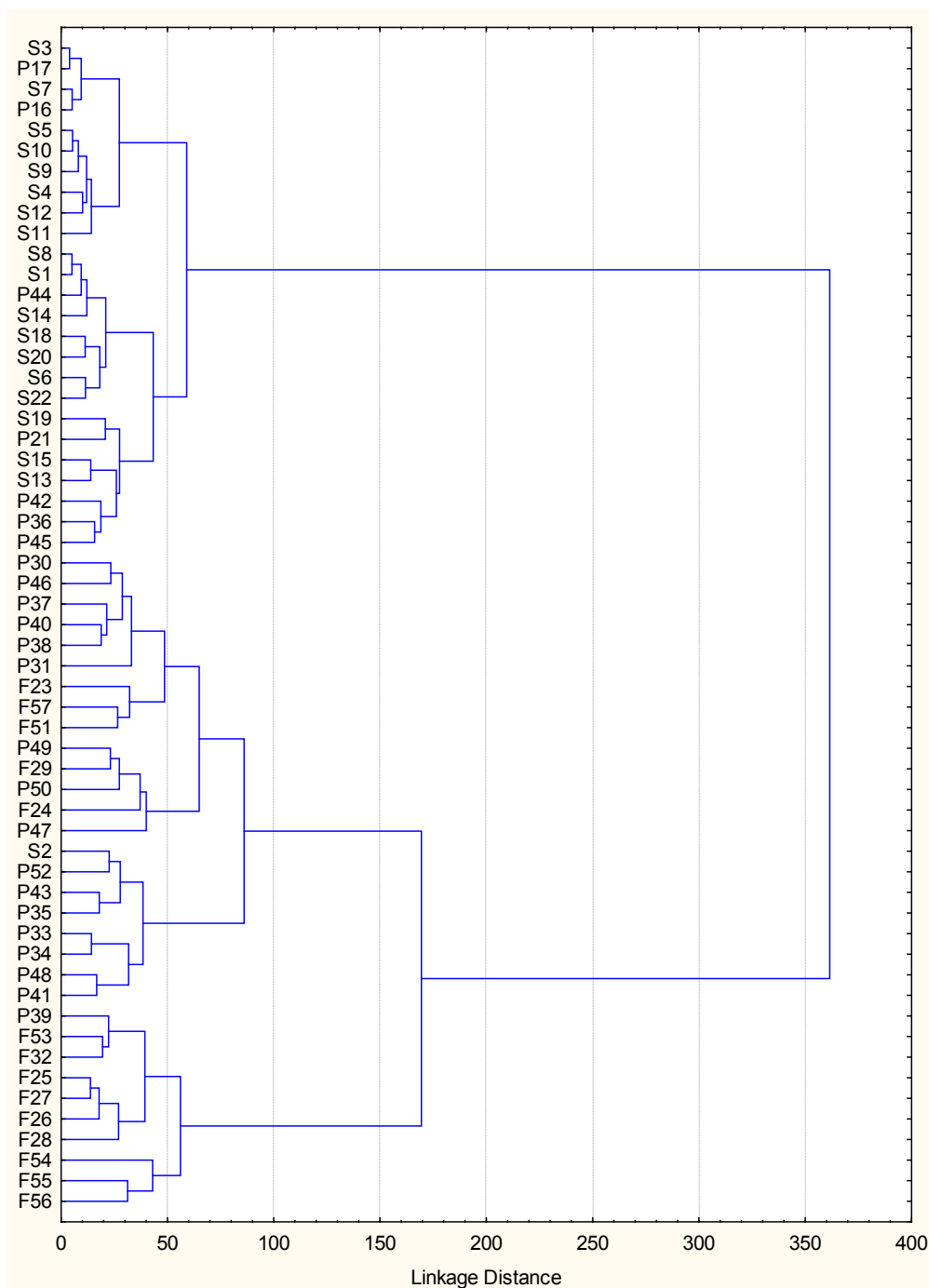


Рис. 1. Дендрограмма сходства 57 пробных площадей. Дистанции рассчитаны методом Варда на основе характеристик лишенобиоты. Площадки имеют кодировку S (скверы, школы, больницы), P (парковая зона) и F (лесопарковая зона): S1 – Набережная Интернационалистов, S2 – ИМГиГ (пл. р-н Новоалександровск), S3 – сквер «Памятный камень», S4 – сквер им. Г.И. Невельского, S5 – сквер им. И.Ф. Крузенштерна, S6 – сквер им. Н.В. Рудановского, S7 – сквер им. В.М. Головина, S8 – сквер им. А.П. Чехова, S9 – сквер Пограничников, S10 – Драмтеатр, S11 – аллея на ул. Анкудинова, S12 – аллея им. А.С. Пушкина, S13 – сквер на площади Ленина, S14 – сквер «Асахикава», S15 – Краеведческий музей, P16, P17 – старое городское кладбище, S18 – областная больница, S19 – школа № 21, S20 – аллея в 9-ом мк, S21 – онкологический диспансер, S22 – школа № 32 (пл. р-н Новоалександровск), F23 – скала Острая, F24 – ручей Красносельский (пл. р-н Новоалександровск), F25, F26, F27, F28, F32, F51, F53, F57 – река Рогатка, F29, P30 – окрестности Ботанического сада, P31 – Площадь Славы, P33, P34, P35, P36, P37, P38, P39, P40, P41, P42, P43, P44, P45, P46, P47, P48 – городской парк им. Ю.А. Гагарина, P49, P50, P52 – окрестности гостиничного комплекса «Санта», F54 – река Красносельская (пл. р-н Новоалександровск), F55 – гора Тургенева (северо-западный склон), F56 – гора Большевик (южный склон)

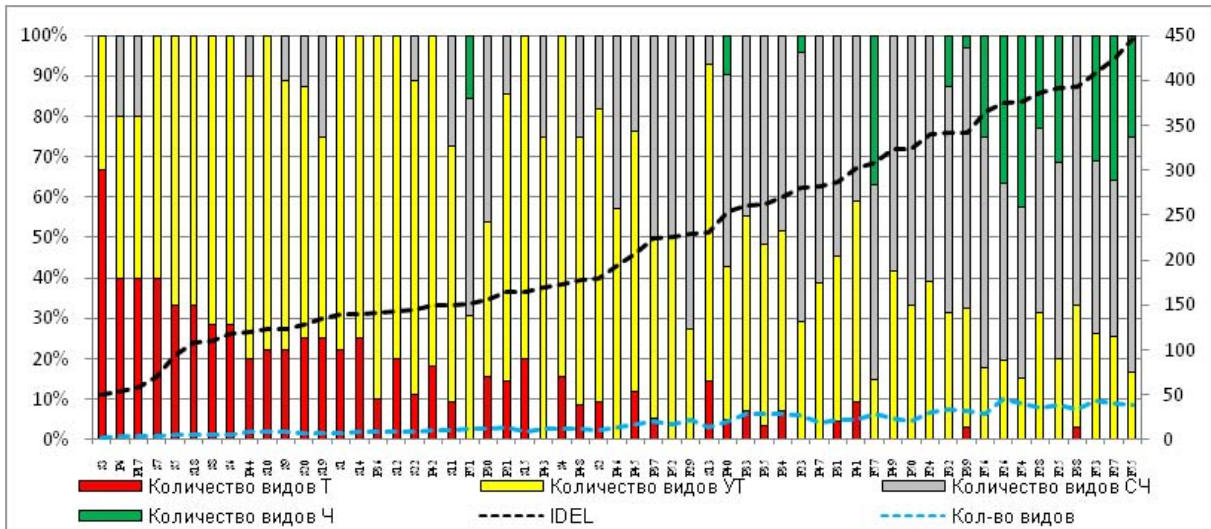


Рис. 2. Распределение видов из разных групп чувствительности на пробных площадях в % от общего числа видов (без учёта видов, не отнесённых ни к одной из групп) в зеленых зонах города и его окрестностях (по левой оси), значений IDEL и общего количества видов (по правой оси). Площадки расположены по мере увеличения значений IDEL.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бязров Л.Г. Лишайники в экологическом мониторинге. М.: Изд-во «Научный Мир», 2002. 336 с.
2. Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Сахалинской области в 2013 году. Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Сахалинской области. Южно-Сахалинск, 2014. 66 с.
3. Nash T.H., Gries C. Lichens as indicators of air pollution // The Handbook of Environmental Chemistry / Ed. O. Hutzinger. New York: Springer-Verlag. Vol. 4, Part C. P. 1-29.
4. Ward J.H. Hierarchical grouping to optimize the objective function // Journal of the American Statistical Association. 1963. Vol. 58. P. 236-244.

**СТРУКТУРНАЯ РЕАКЦИЯ ВЕГЕТАТИВНЫХ ОРГАНОВ
НА ФАКТОРЫ СРЕДЫ ВИДОВ СЕМЕЙСТВА *PINACEAE***

В.М. Еремин, А.В. Копанина, И.И. Власова

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
a.kopanina@imgg.ru

Экологическая валентность видов семейства *Pinaceae* широка, некоторые из них являются эврибионтными, что и позволяет им занимать самые разные экологические ниши на огромных пространствах Голарктического флористического царства. Практически все виды *Pinaceae* являются стенобионтными по отношению к загазованности воздуха. Анализ реакции вегетативных органов древесных растений на факторы окружающей среды авторы хотели бы предварить напоминанием тезиса, который высказали ранее: первичной реакцией на воздействие как природных, так и антропогенного факторов на растения является физиологическая реакция [4]. Нарушение характера и эффективности биохимических реакций лежит в основе изменения интенсивности важнейших процессов – фотосинтеза и дыхания, обеспечивающих в итоге продуцирование пластических веществ. Нельзя забывать и о другом важнейшем экологическом принципе: в естественных условиях все факторы среды действуют в комплексе и вычлнить степень воздействия каждого из них невозможно [10]. Говоря о влиянии экологических факторов на тот или иной орган растения, следует помнить и о том, растение, являясь целостным организмом, отвечает на воздействие среды изменением всех физиологических процессов и анатомических структур, которые в совокупности формируют внешний облик растения, т.е. форму и параметры.

Анализируя реакцию видов *Pinaceae* на экологические факторы, мы выявили еще один признак, не подвергающийся влиянию среды – это соотношение между длиной окружности, на которой расположены основные смоляные ходы в однолетних стеблях, и суммой диаметров этих ходов, или иначе говоря, длиной той части окружности, которую занимают смоляные ходы. Оно, безусловно, специфично для каждого вида, но у особей одного вида остается практически неизменным, независимо от условий обитания. Это вполне естественно, так как с ухудшением условий изменяется не только диаметр стебля, следовательно и длина окружности, но и диаметры ходов и их число.

Анализ результатов собственных исследований и литературных данных позволяет сделать следующие выводы о степени и характере реакций вегетативных органов видов *Pinaceae* на изменении напряженности абиотических факторов среды.

1. Каждый вид в различных условиях существования имеет количественную характеристику анатомических структур, обусловленную комплексом факторов внешней среды каждого конкретного биотопа.

2. Различия в анатомическом строении органов растений возникают в рамках основных структурных признаков, закрепленных генетически и носят количественный характер.

3. Структурные различия, формирующиеся под влиянием внешних факторов, являются вторичными и определяются, прежде всего, изменением интенсивности и направленности физиологических процессов, а значит не могут наследоваться.

4. Различия в анатомической структуре разных видов, находясь в рамках признаков видового и родового рангов, имеют, в основном, одни и те же тенденции как в коре, так и в древесине.

5. Однако, если в древесине условия произрастания (почвенные, орографические, климатические и др.) сказываются главным образом в изменении толщины стенок трахеид и ширины годичного слоя (что особенно ярко проявляется у сосны обыкновенной, обитающей в

различных регионах о. Сахалин) [1-7, 9], то проявление различий в коре более многообразнее.

6. Те соотношения тканей коры, размеры элементов тканей, которые формируются в разных условиях, определяются, с одной стороны, необходимостью обеспечения физиологических процессов в этих условиях, с другой – необеспеченностью растения пластическими веществами, лимитирующими образование новых элементов.

7. Подтверждением мысли, высказанной в предыдущем тезисе и сформулированной А.А. Яценко-Хмелевским еще в 1954 году [10] при анализе влияния экологических условий на строение древесины, является установленный авторами факт изменения соотношения между ситовидными клетками и трахеидами, образуемыми камбием в различных условиях, который позволил сформулировать следующее правило [4]: при ухудшении условий обитания в общем количестве отложенных камбием элементов увеличивается доля ситовидных клеток, и в своем крайнем выражении соотношение между трахеидами и ситовидными клетками равно единице.

Несколько ранее В.Б. Скупченко [8], на основе количественного анатомического анализа стеблевых структур годичных побегов ели сибирской, считал отношение площади сечения ксилемы к площади флоэмы показателем интенсивности движения восходящих и нисходящих потоков метаболитов, отметив закономерное уменьшение этого отношения от вершины к основанию дерева. Это вполне естественно, так как в нижней части кроны условия обеспеченности водой и пластическими веществами значительно лучше.

8. Не подвержены влиянию факторов внешней среды важнейшие качественные признаки анатомического строения стебля: гистологический состав и топография тканей; форма поперечного сечения ситовидных клеток и ситовидных полей на наклонных стенках; тип склереид; форма и размеры кристаллов оксалата кальция; состав и рядность лучей; характер расположения аксиальной паренхимы в годичном слое флоэмы; соотношение и схема коммуникаций основных и дополнительных смоляных ходов первичной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бусарова Е.И. Влияние некоторых факторов на рост ели и сосны в заболоченных типах леса // Лесн. хоз-во. 1961. Вып. 5. С. 11-15.
2. Веретенников А.В., Коновалов В.Н., Фролова В.Н. Влияние осушения на формирование годичного кольца древесины ели // Современные проблемы древесиноведения. Воронеж, 1989. С. 24-26.
3. Власова И.И. *Pinus sylvestris* L. (Pinaceae) на Сахалине: морфология, анатомия и перспективы использования в лесовосстановлении: дис. ... канд. биол. наук. Улан-Удэ, 2013. 132 с.
4. Еремин В.М. Сравнительная анатомия коры Сосновых: дис. ... д-ра биол. наук. Кишинев, 1984. 630 с.
5. Мелехов И.С. Значение структуры годичных слоев и ее динамики в лесоводстве и дендроклиматологии // Лесн. журн. 1979. № 4. С. 6-14.
6. Сахаров М.И. Анатомическое строение древесины сосны в связи с условиями произрастания // Тр. БСХИ. Брянск, 1940. Т. 2. С. 287-302.
7. Сашина Г.С. Особенности формирования древесины ели Шренка в связи с условиями произрастания: автореф. дис. ... канд. биол. наук. Фрунзе, 1964. 20 с.
8. Скупченко В.Б. Экология роста и развития сосны и ели на северо-востоке Европейской части СССР // Тр. филиала Коми АН СССР. 1979. № 44. 120 с.
9. Тарасов А.И. Об изменении годичного прироста по толщине в связи со степенью угнетения деревьев и колебаниями погодных условий // Лесоведение. 1962. Вып. 21. С. 24-32.
10. Яценко-Хмелевский А.А. Основы и методы анатомического исследования древесины. М., 1954. 337 с.

УДК 551.466

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ И ЮРИДИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ ХОЛОДНИНСКОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Е.В. Кислов, А.М. Плюшин

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
evg-kislov@ya.ru

Лицензия УДЭ 13040 ТЭ на добычу руды на Холоднинском месторождении в Северо-Байкальском районе Республики Бурятия выдана ООО «ИнвестЕвроКомпани» (группа компаний «Метрополь») 29 марта 2005 г. на срок до 2025 г. [1]. Лицензионный участок расположен в 36 км к северу от разъезда Холодный (БАМ); в 70 км от районного центра пос. Нижнеангарск. Холоднинское - крупнейшее цинковое месторождение в России и четвертое в мире. Оно содержит 34,5% российских запасов цинка и 33% кадмия. Месторождение находится в пределах Участка всемирного природного наследия ЮНЕСКО. Поэтому необходимо соблюдение предельно допустимых техногенных нагрузок на природную среду, при которых обеспечивается сохранность экологической системы [2].

Утвержденные запасы: руда по $B+C_1$ - 334 млн. т, C_2 - 185 млн. т; цинк по $B+C_1$ - 13340 тыс. т, C_2 - 7860 тыс. т, среднее содержание - 3,99%; свинец по $B+C_1$ - 2010 тыс. т, C_2 - 1350 тыс. т, среднее содержание - 0,65 %; содержится пиритная сера (20,7%), кадмий, индий, селен, теллур и серебро (28 г/т). Рассчитанный ресурсный потенциал по кодексу JORC: «выявленные» - 150 млн. т руды, 5,7% цинка, 0,83% свинца; «предварительно оцененные» - 28 млн. т руды, 4,8% цинка, 0,64% свинца.

Месторождение расположено близ трассы БАМа, что благоприятно для экспорта в страны АТР. Свинец – дефицитный металл в России, потребление обеспечивается импортом из Казахстана. Серебро – высоколиквидный валютный металл. Освоение месторождения важно в связи с бюджетной дотационностью и высоким уровнем безработицы как в Бурятии, так и Северо-Байкальском районе. Численность населения Северо-Байкальского района – 13 тыс. человек, эвенки составляют 4,5%. Ведущие отрасли хозяйства – золотодобыча, лесозаготовка и рыболовство. По завершении строительства БАМа произошло закрытие многих строительных, сельскохозяйственных предприятий, отток населения. Особо острые проблемы – трудоустройство населения, переселение из ветхого и аварийного жилья, поддержание объектов социальной инфраструктуры.

В связи с выходом Распоряжения Правительства РФ от 27.11.2006 №1641-р, утвердившим границы Байкальской природной территории и ее экологических зон, Холоднинское месторождение оказалось в пределах Центральной экологической зоны Байкальской природной территории (далее - ЦЭЗ БПТ). В перечень видов деятельности, запрещенных в ЦЭЗ БПТ, входит добыча металлических руд и горнодобывающая деятельность в части разведки и разработки новых месторождений, ранее не затронутых эксплуатационными работами. Поэтому Роснедра приказом от 21.12.2012 №1382 приостановило право пользования недрами на лицензионном участке до 31.12.2014.

Значительный ущерб окружающей среде был нанесен до приобретения лицензии, начиная с 1960-х годов, в результате бесконтрольного размещения отходов и сброса сточных вод. Месторождение вскрыто двумя протяженными штольнями, которые до настоящего времени круглогодично выносят на поверхность токсичные шахтные воды. Согласно результатам наших исследований, экспедиций географического факультета МГУ, геохимическое воздействие прослеживается вниз по течению р. Холодной, однако в целом не представляет опасности для оз. Байкал.

За 2005-2012 гг. выполнен большой объем предпроектных изысканий и проектных работ в российском и западном форматах: ТЭО первой очереди освоения месторождения («Питергорпроект»); ТЭО постоянных разведочных кондиций («Сибцветметниипроект»); предварительное ТЭО-PFS (AMC Consultants).

Первый и второй этап разработки планируется реализовать на СВ фланге месторождения до глубины 700 м. Годовая производительность – 3 млн. т руды, 235.7 тыс. т цинкового концентрата, 37.4 тыс. т свинцового концентрата. Продолжительность функционирования ГОКа 50 лет. Суммарный объем производства в год (в прогнозных ценах на концентрат) при рентабельности 15% – не менее 5.9 млрд. руб. Вскрытие нагорной части месторождения предусмотрено ранее пройденными геологоразведочными штольнями.

Обогащение руд после предварительной рентгенорадиометрической сортировки флотацией по селективно-коллективной схеме. Вследствие тонкозернистой структуры рудных минералов, их тесного взаимного прорастания предусматривается весьма тонкое измельчение (до -0,04 мм). Планируется получение концентратов: цинкового с содержанием Zn – 57.2%, Pb – 0.7%, S – 28.0%; свинцового с содержанием Pb – 46.8%, Zn – 7.7%, S – 16.2%; пиритного с содержанием S – 47.0%; Zn – 0.6%, Pb – 0.2%. Извлечение свинца 76%, цинка 92%. Первые два концентрата товарные, пиритный планируется складировать. Хвосты радиометрической сортировки (годовой объем 590 тыс. т) предусматривается использовать для закладки отработанных выработок, пиритный продукт и хвосты флотационного обогащения складировать раздельно. Годовой объем пополнения хвостохранилища – 1 млн. м³, пиритохранилища – 540 тыс. м³. Наливное хвостохранилище овражного типа, объемом 27 млн. м³ предусматривается создать в долине р. Олокит (бассейн р. Лены). Максимальная высота ограждающей дамбы хвостохранилища – 60 м. Пиритохранилище планируется также наливным, объемом 9.2 млн. м³. Дамбы – каменно-набросные плотины с экраном из геомембраны. Пиритный концентрат для предотвращения окисления предусматривается содержать под слоем воды. Система водоснабжения обогатительной фабрики замкнутая.

При эксплуатации подземного рудника, обогатительного комплекса и объектов вспомогательного назначения влияние на водный бассейн будет определяться изменением поверхностного стока за счет перепланировки поверхности при строительстве, уничтожения растительного покрова, изъятия поверхностных и подземных вод для целей производственного и хозяйственно-питьевого водоснабжения. Хозяйственно-бытовые стоки планируется подавать на очистные сооружения и после очистки – в хвостохранилище, производственные с отходами обогащения – в хвостохранилище, откуда осветленная вода будет возвращаться на фабрику. Очистку штольневых вод планируется осуществлять на очистных сооружениях совместно с подотвальными. Очистные сооружения штольневых и подотвальных вод состоят из отстойников и фильтрующих установок. Предполагаемый нормальный расход сточных вод, поступающих в отстойники – 50 м³/ч, максимальный – 500 м³/ч. На очистных сооружениях штольневые и подотвальные воды будут очищаться от взвешенных веществ и нефтепродуктов до ПДК водных объектов рыбохозяйственного назначения. Организация замкнутой системы водоснабжения предприятия должна обеспечить полный сбор с площадок загрязненных поверхностных сточных вод, штольневых, технологических и хозяйственно-бытовых вод.

Поскольку породы, слагающие отвалы, по своему составу не отличаются от общего геохимического фона территории, отвалообразование рассматривается только с позиций формирования техногенных микроландшафтов. Часть вскрышных пород, образующихся в начальный период эксплуатации предприятия, планируется использовать для строительства дамб обвалования хвостохранилища, строительства и ремонта дорог, вертикальной планировки, и, возможно, строительства. Накопление минеральных продуктов за период эксплуатации составит 53.00 млн. т, в том числе хвостов обогащения – 39.54 млн. т; пиритного концентрата – 13.46 млн. т. По завершении отработки месторождения отвалы вскрышных пород и хвостохранилище планируется рекультивировать, в случае необходимости – обезвреживать до безопасных значений концентраций вредных компонентов.

Разработчики предпроектных материалов считают, что возможность аварийных ситуаций маловероятна. По нашему мнению, нельзя полностью исключить вероятность

неконтролируемого выброса загрязняющих веществ при развитии аварийных ситуаций. Их причинами могут быть природные стихийные явления, пожары, взрывы, технические ошибки. Особую потенциальную угрозу возникновения аварийных ситуаций представляют напорные гидротехнические сооружения. Наиболее опасна гидродинамическая авария, возможная в случае распространения воды с большой скоростью. Она может возникнуть в результате полного разрушения или местного прорыва ограждающих сооружений. При такой гидродинамической аварии загрязнение может распространиться на значительную по размерам территорию. Результатом будет кратковременное, но значительное повышение мутности воды в реке Олоkit (бассейн р. Лена) ниже створа хвостохранилища.

К менее серьезным последствиям может привести выход из строя или нарушение режима эксплуатации гидротехнических сооружений (дренажа, разрыв пульпопровода или водовода обратного водоснабжения). Результатом таких нарушений будет затопление и загрязнение территории и природных водотоков вредными для здоровья людей и животных взвешенными веществами.

Для контроля состояния подземных вод, своевременного обнаружения возможного загрязнения и оценки влияния добычи и переработки руды на гидрогеологические условия предпроектными материалами предусматривается локальный мониторинг подземных вод режимной сетью скважин вокруг хвостохранилища и организацией регулярных наблюдений за уровнем, температурой и химическим составом подземных вод.

Строительство производственных объектов ГОКа повлечет существенное преобразование и даже частичное уничтожение естественных природных комплексов. Предполагается, что линейная и плоскостная эрозия на поверхностях, лишенных растительности, особенно усилится в первые годы работы предприятия. Отдельные рытвины и борозды протяженностью в десятки метров и глубиной до 1.5 м будут образовываться вдоль дорог, местами их размывать. На отвалах и склонах, лишенных растительности, возникнет густая сеть рытвин, способных прорезать не только маломощный склоновый чехол, но и врезаться в коренные породы, что будет способствовать замедленному их зарастанию и увеличению площади преобразованных экосистем. Смываемый со склонов и отвалов материал, особенно во время сильных ливней, будет частично накапливаться у подножий склонов (крупные обломки), формируя здесь шлейфы конусов выноса, перекрывающих естественную поверхность и уничтожая кустарничковую и травянистую растительность. Материал более тонкого механического состава будет поступать в реки, существенно увеличивая мутность воды.

Для минимизации негативного воздействия на окружающую среду предусматриваются следующие мероприятия и технические решения: подземная разработка месторождения при минимальном количестве вскрываемых выработок; закладка выработанных пространств; использование рентгенорадиометрической сепарации руд в целях существенного (на 25%) снижения объемов их обогащения; замкнутая система водоснабжения, обеспечивающая полный сбор и очистку сточных вод; размещение промплощадок рудника в 2 км от р. Холодная; специальные фильтры на выходах исходящих струй загрязненного шахтного воздуха и других производств; сокращение объемов изымаемых под строительство земель за счет более рациональных решений по генеральному плану; строительство очистных сооружений на всех жидких стоках ГОКа; размещение хвостохранилища и пиритохранилища за пределами ЦЭЗ БПТ; экологический мониторинг; санитарно-защитная зона; размещение производственных объектов вне водоохраных зон и прибрежных защитных полос; сбор производственных и бытовых отходов в специальные контейнеры, своевременный вывоз их на специализированные полигоны складирования или утилизацию; контроль исправности техники; соблюдение правил пожарной безопасности; рекультивация нарушенных земель.

Перечисленные мероприятия и технологические решения позволяют говорить, что при качественном выполнении строительных работ и строгом соблюдении технологического регламента производственных процессов ГОК окажет экологическую нагрузку на окружающую среду только в пределах земельного отвода. Но они не учитывают ряд экологических проблем, вызываемых особенностями географических условий района месторождения. Мы считаем, что строительство и эксплуатация ГОКа приведет к активизации инженерно-геологических

процессов не только на территории предприятия, но и на прилегающей территории, где будут прокладываться различные транспортные сети (дороги, ЛЭП) и другие элементы инфраструктуры. В местах их создания произойдет деградация многолетней мерзлоты, активизируются оползневые явления, процессы выветривания пород с рассеянной рудной минерализацией, что приведет к интенсификации процессов миграции химических элементов (включая токсичные) и возможному формированию линейно вытянутых ореолов их повышенного содержания в растворенном и взвешенном состоянии. Учитывая длительный срок деятельности ГОКа, можно предполагать техногенное воздействие таких ореолов на экологическое состояние оз. Байкал.

Под отепляющим воздействием искусственных водоемов будет происходить деградация многолетней мерзлоты, в результате чего из-за повышенной сейсмичности и многочисленных разрывных нарушений может произойти увеличение проницаемости пород, и, как следствие, существенные потери воды. Поэтому при выборе места заложения хвостохранилища необходимо особое внимание уделить выявлению разрывных нарушений при помощи современных геофизических, геохимических методов.

Нельзя согласиться с предпроектной документацией в плане возможности активного естественного возобновления растительного покрова на нарушенных землях. Для районов в зоне перехода от горно-таежных к горно-тундровым местностям характерно крайне медленное возобновление растительного покрова. Поэтому необходимо проектирование специального комплекса работ биологической рекультивации. Рекультивация всех нарушенных земель предполагается только после завершения эксплуатации месторождения. Это также неверно. Ее следует осуществлять поэтапно.

При организации мониторинга за состоянием окружающей среды целесообразно предусмотреть мониторинг состояния биоты водотоков и водоемов как интегрирующего показателя экологического состояния не только поверхностных вод, но и окружающей среды территории ГОКа. Для подтверждения тезиса о безопасности вскрышных пород и твердой части пульпы для окружающей среды до начала освоения месторождения должен быть определен класс их опасности биотестированием.

Так как ГОК располагается на исконно эвенкийских землях, необходимо предусмотреть решение социальных проблем эвенков (жилье, трудоустройство, образование, культура, здравоохранение); перенос и обустройство на новом месте оленеводческого хозяйства; компенсационные расходы на изъятие охотничьих угодий; расходы, связанные с выполнением комплекса природоохранных мероприятий, направленных на охрану животного мира, территории от пожаров и иного ущерба техногенного характера.

Обеспечение предприятия электроэнергией планируется от энергосистемы «Иркутскэнерго», но на территории Бурятии она не работает. Предусматривается затратное строительство линии электропередач. Но избыточной электроэнергии в Северо-Байкальском районе нет. Поэтому представляется целесообразным строительство мини-ГЭС на р. Холодная. В результате может быть решена не только проблема экологически чистого энергоснабжения, но и создан резервный источник питьевого и производственного водоснабжения. Созданный на р. Холодная пруд-накопитель будет также аккумулятором мигрирующих в растворенном и взвешенном состоянии техногенных веществ, исключая возможные ситуации загрязнения Байкала.

Необходимо проанализировать возможность использования, а не хранения пиритного концентрата. Его количество огромно и представляет опасность окружающей среде. Концентрат может быть использован для производства серной кислоты, необходимой для освоения урановых и сыньиритовых месторождений севера Бурятии.

Проектировщиками лишь названы возможные причины возникновения чрезвычайных ситуаций, но не рассмотрены их экологические последствия, не оценен возможный ущерб природной среде и вероятность негативного воздействия на Байкал, отсутствует оценка экологического состояния среды при условии выхода из строя пульпопроводов, пиритовода и водовода оборотного водоснабжения. Они субъективно отнесены к категории менее серьезных по экологическим последствиям. Нет расчетов вероятности разрыва пульпопровода и водовода

обратного водоснабжения из хвостохранилища как из-за износа труб или землетрясений. Вариант освоения месторождения подземным способом наиболее приемлем. Но следовало бы рассмотреть вариант размещения обогатительной фабрики за пределами бассейна оз. Байкал в верховьях р. Олоkit (бассейн р. Лена). Здесь же возможно размещение вахтового поселка. В этом случае отпадает необходимость строительства трех экологически опасных и энергоемких трубопроводов по 20 км.

Что же касается нахождения месторождения в пределах ЦЭЗ БПТ, то Закон «Об охране озера Байкал» № 94-ФЗ от 1 мая 1999 г. не содержит точного описания границ: «Центральная экологическая зона – территория, которая включает в себя озеро Байкал с островами, прилегающую к озеру Байкал водоохранную зону, а также особо охраняемые природные территории, прилегающие к озеру Байкал». При этом водоохранная зона Байкала до сих пор не определена. 1 января 2007 г. в законную силу вступила новая редакция Водного кодекса России. Согласно ему, водоохранные зоны озер составляют 50 м. Исключение сделано для Байкала. Статья 65 гласит: «Ширина водоохранной зоны озера Байкал установлена Федеральным законом от 1 мая 1999 г. № 94-ФЗ «Об охране озера Байкал». Необходимость установления водоохранной зоны оз. Байкал отмечена в Постановлении Государственной Думы от 19 апреля 2006 г. 3029-IV ГД «Об обращении к Председателю Правительства Российской Федерации М.Е. Фрадкову о совершенствовании правового регулирования охраны озера Байкал». Но этого до сих пор не сделано: Байкал стал единственным водным объектом России, не имеющим водоохранной зоны.

Если исходить из буквы закона, то водоохранной зоной становится вся ЦЭЗ БПТ за исключением акватории, островов и ООПТ. Но в водоохранных зонах запрещено, в частности, размещение кладбищ, скотомогильников, мест захоронения отходов производства и потребления, движение и стоянка транспортных средств (кроме специальных транспортных средств), за исключением их движения и стоянки на дорогах, имеющих твердое покрытие. В заложники попадают 129 тысяч человек, проживающих в 159 населенных пунктах Иркутской области и Республики Бурятия.

На наш взгляд, эта коллизия могла бы быть разрешена путем внесения поправки в Федеральный закон «Об охране озера Байкал», определяющей водоохранную зону озера Байкал. После этого необходимо будет привести в соответствие с законом распоряжение Правительства России от 27 ноября 2006 г. № 1641-р «Об утверждении границ БПТ и ее экологических зон» с существенным уменьшением территории ЦЭЗ БПТ.

При условии дальнейшей проработки проекта хозяйственная деятельность по разработке Холоднинского месторождения представляется возможной с точки зрения воздействия на окружающую среду и целесообразной с позиции социальных и экономических последствий (создание социальной инфраструктуры, рабочих мест, увеличение доходных частей бюджетов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Михайленко О.В., Добрынин А.А. Группа компаний «Метрополь» - бурятские проекты // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2006. №6. С. 57-61.
2. Кислов Е.В., Плюнин А.М. Экологические проблемы освоения свинцово-цинкового месторождения Озерное (Западное Забайкалье) // География и природные ресурсы. 2009. №2. С. 37-43.

УДК 57.04+551.21

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА

А.В. Копанина

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
a.kopanina@imgg.ru

Вулканизм является мощным геоэкологическим фактором, оказывающим существенное воздействие на окружающую среду. Это воздействие может быть весьма разнообразным – прямое разрушение объектов окружающей среды продуктами вулканических извержений, трансформация растительного и почвенного покрова, эмиссия огромных объемов вулканических газов в атмосферу и др. Воздействие вулканизма приводит к формированию уникальных природных ландшафтов со специфическим сочетанием абиотических факторов, определяющих разнообразие экотопов на ограниченной территории. Практически все сказанное относится и к такой разновидности вулканизма как грязевой вулканизм. Масштабы извержений грязевых вулканов меньше, но происходят эти извержения чаще (с периодичностью в единицы и десятки лет). Потенциально опасная зона при извержении грязевого вулкана составляет несколько километров. Территории вокруг действующих грязевых вулканов периодически подвергаются опасным воздействиям, и при их хозяйственном освоении необходимо проведение геоэкологических исследований, включая оценку опасности и георисков. Помимо воздействия на инженерные сооружения, грязевые вулканы являются природными источниками повышенной экологической опасности. Сюда можно отнести, например, выбросы вулканами экологически опасных (токсичных) химических веществ, поскольку грязевулканические воды и брекчии обогащены ртутью, мышьяком, литием и бором, концентрации которых выше кларковых.

Один из самых крупных и активных грязевых вулканов о. Сахалин – Южно-Сахалинский грязевой вулкан. Здесь проводятся регулярные геофизические и геохимические исследования [1]. Это делает целесообразным проведение и геоэкологических исследований, благодаря которым будет реализован комплексный подход в изучении природы грязевого вулканизма.

Одной из актуальных задач в этом плане является изучение степени выраженности изменений растений на различных уровнях организации (от экосистем до тканей и клеток отдельных организмов) в зависимости от интенсивности и длительности грязевулканической деятельности, а также удаленности от эруптивного центра. Решение этой задачи открыло бы пути к разработке эффективных алгоритмов решения обратной задачи – оценки грязевулканической активности по биоэкологическим признакам. В этом направлении, например, для грязевых вулканов Крыма выполнены биоиндикационные исследования [4]. В работе изучены основные фитоиндикационные признаки крымских грязевых вулканов – синтаксоны, которые служат, по мнению авторов, надежными маркерами элементов рельефа и индикаторами возраста поверхности. В работе [5] сделано предположение, что на Южно-Сахалинском грязевом вулкане по мере увеличения возраста изверженного субстрата происходит увеличение видового богатства, флористической насыщенности, проективного покрытия, обусловленное изменением химизма изверженного субстрата за счет вымывания солей и других токсичных для растений соединений дождевыми и талыми водами. Другим примером является работа [6], где на Южно-Сахалинском грязевом вулкане с помощью дендрохронологических методов диагностировано последнее извержение потухшего эруптивного центра. Лес на этом грязевом поле состоит из деревьев сравнительно молодого возраста, чем отличается от окружающего его более древнего леса. С учетом скорости сукцессии на субстрате вулкана и возраста деревьев сделано предположение о времени возникновения грязевого поля.

В целях настоящего исследования предполагается изучить характер воздействия особых условий ландшафтов Южно-Сахалинского грязевого вулкана на древесные растения (рис. 1). Интересные результаты в этом направлении были получены нами для магматических вулканов Курильских островов [2, 3, 7]. Выявлены структурные изменения тканей стебля и, в особенности, коры в условиях гидротермальной и сольфатарной деятельности вулканов Менделеева и Головнина на о. Кунашир.



Рис. 1. Ландшафт Южно-Сахалинского грязевого вулкана. 03.09.2014 г.

Распределение отдельных растений, растительных группировок и растительных сообществ их проективное покрытие и видовое разнообразие на грязевом вулкане зависит от удаления от эруптивного центра. Древесные растения – деревья (*Salix caprea* L., *Alnus hirsuta* (Spach) Fisch. ex Rupr., *Betula ertmanii* Cham., *Sorbus commixta* Hedl., *Picea ajanensis* (Lindl. et Gord.) Fisch. ex Carr., *Abies sachalinensis* Fr. Schmidt, *Larix gmelinii* (Rupr.) Rupr) встречаются на значительном удалении от активной части вулкана – на границе лесных сообществ, произрастающих на старых грязевых полях (рис. 2). Кроме этого, среди травянистых сообществ, образованных *Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steud. или с его участием, встречаются разновозрастные сеянцы ивы и березы.

Для изучения структурных особенностей разновозрастных стеблей указанных видов деревьев (от однолетнего до крупных скелетных ветвей и ствола дерева) нами было выбрано несколько точек отбора образцов на различном удалении от эруптивного центра вулкана, в непосредственной близости от газодогрязевых выходов, а также вдоль грязевого потока последнего крупного извержения вулкана в 2001 г. В каждой такой точке отбора отмечены модельные деревья ольхи, березы, ивы, рябины, пихты, ели и лиственницы. Часть образцов древесных растений была отобрана на Южно-Сахалинском грязевом вулкане в полевые сезоны 2013 и 2014 гг.



Рис. 2. Граница лесной растительности на Южно-Сахалинском грязевом вулкане. 03.09.2014 г.

Среди выбранных деревьев есть экземпляры, которые уцелели после извержения вулкана 2001 г. и имеют видимые морфологические повреждения: усохшие скелетные ветви, эксцентричность кроны, срыв коры или ее фрагментов на части ствола и участки зарастания повреждений на стволе в виде наплывов. Для указанных видов также будут отобраны образцы из типичных лесных местообитаний на о. Сахалин, лишенных воздействия специфических геологических факторов. Структурный анализ будет выполнен для тканей коры стеблей во всех пунктах исследования на грязевом вулкане.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 15-04-04774 и № 15-05-01768).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ершов В.В. Флюидодинамические процессы в грязевулканических структурах и их связь с региональной сейсмичностью (на примере о-ва Сахалин): автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИДГ РАН, 2013. 24 с.
2. Копанина А.В. Особенности структурных изменений древесных растений в условиях вулканических ландшафтов острова Кунашир (Южные Курильские острова) по данным анатомического строения коры // Водные и экологические проблемы, преобразование экосистем в условиях глобального изменения климата: сб. докл. Всероссийской конф. V Дружининские чтения, 29 сентября-3 октября 2014 г., Хабаровск. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2014. С. 296-299 с.
3. Копанина А.В. Еремин В.М. Структурные особенности коры некоторых кустарников и кустарничков в условиях гидротермальной активности вулканов острова Кунашир (Южные Курильские острова) // Структурные и функциональные отклонения от нормального роста и развития растений под воздействием факторов среды: мат-лы Международной конф. 20-24 июня 2011 г. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2011. С. 127-131.
4. Корженевский В.В., Квитницкая А.А. Фитоиндикация грязевых вулканов Крыма // Природничий альманах. 2009. № 12. С. 155-164.
5. Корзников К.А. Растительные сообщества Южно-Сахалинского грязевого вулкана // Вестник Томского государственного университета. Биология. 2014. № 1. С. 56-65.
6. Мельников О.А., Сабиров Р.Н. Новые данные о современном состоянии былой активности Южно-Сахалинского газоводогрязевого вулкана (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 3. С. 37-46.
7. Побережная Т.М., Копанина А.В. Биогеохимические и анатомические особенности растений в местах проявления современного вулканизма // Сибирский экологический журнал. 2011. № 2. С. 285-292.

УДК 58.05+574.23

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОДНОЛЕТНЕГО СТЕБЛЯ СПИРЕИ (*P. SPIRAEA*) ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ГАЗОГИДРОТЕРМ ВУЛКАНА ГОЛОВНИНА (О. КУНАШИР, КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

А.В. Копанина, Е.О. Вацерионова

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
a.kopanina@imgg.ru

Влияние современной вулканической активности на сосудистые растения – это фундаментальная научная проблема экологии, которая имеет также и прикладной аспект, выражающийся в решении биоиндикационных задач. В литературе эта проблема в отношении видов *Spiraea* не описана. Настоящая работа посвящена изучению особенностей структуры однолетнего стебля *Spiraea beauverdiana* Schneid – кустарника, широко распространенного на Дальнем Востоке, в Сибири, а также в Китае и Японии. Кора близких видов таволог описана в работах [2, 3]: *Spiraea alpina* Pall. var. *nana*, *Spiraea betulifolia* Pall. *Spiraea crenata*, *Spiraea humilis* Rojark., *Spiraea japonica*, *Spiraea salicifolia* L. [3], *Spiraea salicifolia* L. [2]. Древесина и ее структурная реакция на условия Арктики нескольких видов – *Spiraea media* Fr., *Spiraea betulifolia*, *Spiraea dahurica* (Rupr.) Maxim., *Spiraea salicifolia* и, в том числе, *Spiraea beauverdiana* – описаны в монографии [7].

Изучение внутренней структуры *Spiraea beauverdiana* мы проводили на вулкане-кальдере Головнина, о. Кунашир. Внутри кальдеры находятся сольфатарные поля и два озера – Горячее и Кипящее. Центральное Восточное сольфатарное поле находится у подножья южного склона вулкана на берегу оз. Кипящее. Здесь выделяется пять групп сольфатар с выходами термальных источников, которых насчитывается здесь около двадцати [4, 5]. Температура источников от 60 до 95° С. Химический состав вод резко различается: от субнейтральных и слабощелочных (рН = 6-8,5), гидрокарбонатно-сульфатных натриево-кальциевых до кислых (рН = 2-2,5), сульфатных натриевых. Температура сольфатар достигает 100° С. В газовом составе термальных источников и сольфатар преобладают CO₂, H₂SiN₂. Кислые (рН = 2,5), хлоридно-сульфатные натриевые воды оз. Кипящего нагреты в местах выхода сольфатар до 90°С. В центральной части озера находится довольно большая воронка глубиной до 16 м. К ней приурочены интенсивные выходы газа, хорошо видимые на поверхности в тихую безветренную погоду [5]. Центральное Восточное сольфатарное поле практически лишено растительности. Наиболее близко, на расстоянии 10-15 м от очагов сольфатар, среди каменистого склона вулкана встречаются отдельные особи *Spiraea beauverdiana* в виде компактных кустов высотой не более 10-15 см (рис. 1, 2). Кроме *Spiraea* на этом расстоянии от сольфатар встречаются компактными кустами *Reynoutria sachalinensis* (Fr. Schmidt) Nakai. Расстояние между растениями составляет от нескольких до десятков метров. *Spiraea* имеет полную жизненность, растения цветут и плодоносят. Видимых повреждений на листьях и стеблях растений нет. По мере удаления от сольфатар количество растений на единицу площади увеличивается, *Spiraea* образует небольшие группы. Вместе с группами *Spiraea* встречаются пятна *Empetrum sibiricum* V. Vassil., *Reynoutria sachalinensis*, *Ledum hypoleucum* Kom., *Festuca* sp., Еще дальше по берегам озера произрастает кедровостланиково-багульниково-кустарничковое сообщество (*Pinus pumila*+*Ledum hypoleucum*+*Empetrum sibiricum*+*Spiraea beauverdiana*+*Ledum hypoleucum*).

Для анатомического анализа внутренней структуры *Spiraea beauverdiana* были отобраны образцы вегетативных органов (надземные стебли, корневища и корни) от 4-х особей *Spiraea* на Центральном Восточном сольфатарном поле на берегу оз. Кипящего. Сбор образцов *Spiraea* на о. Кунашир был выполнен А.В. Копаниной 10.10.2007 г. В качестве нормальных (контрольных) условий нами было принято местообитание *Spiraea beauverdiana* с о. Шиащкотан (Курильские

острова). *Spiraea* участвует в составе душекиево-кустарничкового сообщества (*Duscheckia maximoviczii*+*Rhododendron kamtschaticum*+*Empetrum sibiricum*+*Loiseleuria procumbens*), произрастающего у подножия вулкана Синарка на охотском побережье о. Шиащкотан. Сбор *Spiraea* образцов был произведен 05.07.2007 г. Этот сбор был нам любезно предоставлен научным сотрудником лаборатории островных экологических проблем канд. биол. наук Т.И. Коротеевой (Нюшко).



Рис. 1. Центральное Восточное сольфатарное поле, оз. Кипящее, вулкан-кальдера Головнина, о. Кунашир, 10.10.2007 г.

Собранный материал был фиксирован в день сбора в смеси 96% этилового спирта и глицерина в соотношении 3:1. Из фиксированного материала на санном микротоме с замораживающим столиком готовили поперечные и продольные (тангентальные и радиальные) срезы толщиной 15-20 мкм в 30-кратной повторности каждый. По общепринятой в анатомии растений методике [1, 6] изготавливали временные и постоянные препараты. Срезы для приготовления постоянных препаратов окрашивали регрессивным методом сафранином и нильским синим с последующей отмывкой в растворах этилового спирта возрастающей концентрации (от 50 до 96 %) и заключительным обезвоживанием в карбол-ксилоле и ксилоле, фиксировали в канадском бальзаме. Анализ микропрепаратов осуществляли на фотонных микроскопах «Микмед-6», «Биолам-И» и Axioskop 40 CarlZeiss. Описание микропрепаратов стеблей выполнены с учетом терминологии и методических указаний [8-10]. Компьютерную обработку изображений микросрезов для измерения биометрических параметров и получения микрофотографий производили с использованием программного обеспечения AxioVision 40 v 4.6.3.0. и цифровой камеры AxioCam MRc CarlZeiss.

Нами выполнена общая схема строения однолетнего стебля *Spiraea beauverdiana*. Стебель в поперечном сечении с 4-5 гранями. Стебель формируется на основе прокамбиального кольца. В направлении снаружи к центру он сложен следующими тканями: эпидерма; колленхима; паренхима первичной коры; перидерма; кольцо первичных склеренхимных элементов, включая склеренхимные волокна и склереиды; первичная и вторичная флоэма, камбий, вторичная ксилема, первичная ксилема, сердцевина. В конце первого вегетационного периода ткани коры, расположенные снаружи от перидермы почти полностью отмирают, но сохраняются и не слущиваются. Живыми остаются самые внутренние слои паренхимы первичной коры.



Рис. 2. *Spiraea beauverdiana*, Центральное Восточное сольфатарное поле, оз. Кипящее, вулкан-кальдера Головнина, о. Кунашир, 10.10.2007 г.

В однолетнем стебле *Spiraea beauverdiana* с Центрального Восточного сольфатарного поля вулкана-кальдеры Головнина нами выделены структурные особенности, представленные структурными отклонениями от нормального роста и структурными аномалиями строения коры и древесины. Структурные отклонения от нормального роста выражены в эксцентричности стебля за счет различной ширины вторичной флоэмы и ксилемы на разных участках стебля; формирования ложных годичных колец вторичной ксилемы.

Структурно аномальные зоны локализованы в однолетнем стебле небольшими участками. На поперечном срезе по окружности стебля расположены 2-4 зоны. На продольном срезе эти зоны могут достигать сотен микрометров или даже нескольких миллиметров. Структурная аномалия может затрагивать одновременно в одном локусе древесину и кору, а может быть локализована только в коре, только в древесине или только в перидерме. В некоторых редких случаях аномальная зона, затрагивающая ткани перидермы занимает от трети до половины поперечного реза стебля. Аномальные зоны в перидерме на поперечном срезе имеют радиальный размер от 100 до 177 мкм, а тангентальный – от 154 до 281 мкм. Аномальные зоны, включающие перидерму и вторичную флоэму, несколько крупнее – их радиальный размер от 133 до 180 мкм, а тангентальный – от 200 до 321 мкм. Наиболее часто в однолетнем стебле встречаются зоны с аномальной перидермой, реже с аномальной перидермой и флоэмой и еще реже с аномальными вторичными флоэмой или ксилемой.

Феллема в этих зонах многослойная (6-13 слоев). Клетки феллемы расположены не регулярно, часть образуют ровные радиальные ряды, а часть нет. В поперечном сечении клетки имеют различную форму – от типичной квадратной до многоугольной и треугольной. На продольном срезе эти зоны очень четко выделяются по форме клеток – клетки квадратные и многоугольные, в отличие от нормальных удлинённых прямоугольных клеток нормальной феллемы. Аномальная феллема тонкостенная, но встречаются небольшие группы клеток со значительно утолщенными оболочками. В массиве клеток аномальной феллодермы встречаются группы мелких клеток, оболочки которых утолщены и склерифицированы в

сторону межклетников. Феллодерма также имеет отклонения от нормального строения. Число слоев достигает от 3 до 7, при норме – 2 слоя. Причем отдельные клетки (группы из 3-5) могут быть значительно крупнее основного массива клеток и иметь форму неравнобоких трапеций и многоугольников на поперечном сечении. Некоторые клетки, расположенные около склеренхимных волокон, сами склерефицированы и образуют брахисклереиды. В случае, если формируется зона только из аномальной перидермы вторичная флоэма значительно деформируется за счет облитерации ее элементов и сминается под давлением широкого слоя перидермы.

Аномальная флоэма представлена небольшими участками, в которых аксиальная и лучевая паренхима представлена крупными склерефицированными клетками и также крупными в поперечном сечении волокнами. Клеточные оболочки утолщены незначительно. Тангентальные и радиальные размеры таких клеток больше нормальной ткани в 2-3 раза. Лучи в таких участках гетероцеллюлярные дилатированные. При этом ситовидные трубки деформируются под давлением разросшихся участков паренхимы.

Аномальная ксилема в однолетнем стебле представлена очень редкими участками с различными характеристиками. В одних существенное развитие получает аксиальная паренхима, в других аксиальная и лучевая, причем имеет место склерефикация лучевой паренхимы. Кроме этого, встречаются участки с большим количеством волокон и волокнистых трахеид. Ширина годичного прироста такой древесины как правило меньше нормы. Рисунок сосудов в аномальной ксилеме также очень различен: при увеличении доли аксиальной паренхимы сосуды уменьшаются в диаметре, в поперечнике они более или менее округлые и образуют ровную радиальную цепочку из 5-7 шт.

Авторы выражают благодарность коллеге – научному сотруднику группы экологии растений и геоэкологии канд. биол. наук И.И. Власовой – за подготовку микропрепаратов образцов *Spiraea beauverdiana*.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-04 -04774).

ЛИТЕРАТУРА

1. Барыкина Р.П., Веселова Т.Д., Девятов А.Г. и др. Справочник по ботанической микротехнике. Основы и методы. М.: Изд-во МГУ, 2004. 312 с.
2. Ерёмин В.М., Копанина А.В. Атлас анатомии коры деревьев, кустарников и лиан Сахалина и Курильских островов. Брест: «Полиграфика», ИМГиГ ДВО РАН, СФ БСИ ДВО РАН, 2012. 896 с.
3. Лотова Т.И., Тимонин А.К. Анатомия коры розоцветных: разнообразие, эволюция, таксономическое значение. М: КМК, МГУ им. М.В. Ломоносова, 2005. 264 с.
4. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 212 с.
5. Отчет о научно-исследовательской работе на оказание услуг по созданию кадастра рекреационных ресурсов, проведение комплексного исследования и производства работ в области разведки и использования имеющихся природных ресурсов Сахалинской области. По договору № 0161200001714000173-0063761-03 от 22.07.2014 г. / науч. рук. к.г.н. Жарков. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. Инв. № 3664 (фонды ИМГиГ ДВО РАН). 268 с.
6. Прозина М.Н. Ботаническая микротехника. М.: Высшая школа, 1960. 206 с.
7. Чавчавадзе Е.С., Сизоненко О.Ю. Структурные особенности древесины кустарников и кустарничков арктической флоры России. СПб: БИН РАН, 2002. 272 с.
8. Яценко-Хмелевский А.А. Основы и методы анатомического исследования древесины. М., 1954. 337 с.
9. Junikka Leo. Survey of English Macroscopic bark Terminology // IAWA Bulletin n.s. 1994. Vol. 15 (1). P. 3-45.
10. Trockenbrodt M. Survey and discussion of the terminology used in bark anatomy // IAWA Bulletin n.s. 1990. Vol. 2 (2). P. 141-166.

УДК 58.002

ГИС-ТЕХНОЛОГИИ В ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЛИХЕНОИНДИКАЦИИ)

А.В. Кордюков, А.К. Ежкин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
kordyukov@rambler.ru

Географические информационные системы (ГИС) – активно развивающаяся технология сбора, визуализации, обработки и анализа данных. Области применения ГИС чрезвычайно широки. Пространственная привязка и анализ данных позволяют оптимизировать процесс изучения, мониторинга, управления в различных отраслях. Операции, которые требовали сложных и продолжительных обчётов и обработки, с использованием ГИС становятся широкодоступными и быстровыполнимыми. Этим обусловлена популярность геоинформатики в экологических исследованиях.

ГИС позволяют решать задачи картирования территории по основным параметрам окружающей среды для повышения эффективности природоохранного менеджмента, управления охраняемыми и неохраняемыми территориями, для выявления масштабов деградации биоты и местообитаний и степени катастроф природного и антропогенного характера, загрязнения окружающей среды и т.д.

Кроме того, широкое распространение в экологических исследованиях в последние десятилетия получила биоиндикация. Традиционно для оценки фоновое состояние окружающей используются эпифитные лишайники [6, 7, 8 и др.]. Они характеризуются более высокой скоростью поглощения поллютантов и меньшей устойчивостью по сравнению с лишайниками других групп [2, 5, и др.].

Для оценки влияния различных техногенных и природных объектов, влияющих на состав атмосферного воздуха и, следовательно, на окружающую среду, разработан индекс атмосферной чистоты (IAP – index of atmospheric purity) [6], имеющий множество различных модификаций [1]. В классическом варианте он рассчитывается следующим образом:

$$IAP = 1/10 \times \sum_{i=1}^n Q_i \times F_i,$$

где Q – индекс ассоциированности вида, F – показатель покрытия-встречаемости вида.

Настоящая статья посвящена использованию ГИС для оценки значений IAP вокруг источников загрязнений, основываясь на данных пробных площадей.

В 2012-2014 гг. авторами были проведены по принятым лишайнологическим методикам [1, 3, и др.] исследования состояния лишайников нескольких объектов на Южных Курильских островах. Это геотермальные станции «Океанская» (о. Итуруп; заложено 14 пробных площадей), «Менделеевская» (о. Кунашир; 13 пробных площадей) и Северо-Западное сольфатарное поле влк. Менделеева (о. Кунашир; 18 пробных площадей).

На основании полученных данных для пробных площадей вокруг каждого из объектов были рассчитаны значения IAP. Совокупности значений Q , использованных в расчетах, индивидуальны для каждого из объектов, поэтому значения IAP пробных площадей подлежат сравнению и анализу только в пределах одного исследования.

Одно из наиболее часто используемых средств для визуализации натуральных данных – интерполяция. Интерполяция используется для предсказания неизвестных значений любых географических точечных данных, основываясь на ограниченном наборе данных точек образца. Опорные точки могут быть расположены как по регулярной сетке, так и случайным образом. Пространственная коррелированность данных – основное предположение, позволяющее использовать интерполяцию. Существует несколько методов получения прогнозных значений

для каждой точки исследуемого пространства, каждый из которых следует рассматривать как модель [4].

Значения IAP, привязанные к координатам пробных площадей, были обработаны с помощью модуля «Интерполяция» свободной кроссплатформенной геоинформационной системы QGIS. Оптимальный из представленных в QGIS методов интерполяции для наших целей – метод обратных взвешенных расстояний (inversedistanceweighted– IDW), использующий линейно взвешенную комбинацию значений из поднабора опорных точек. Вес – функция обратного расстояния, возведённого в степень [9].

Результат обработки данных, полученных на пробных площадях вокруг Северо-западного сольфатарного поля влк. Менделеева представлен на рисунке 1.

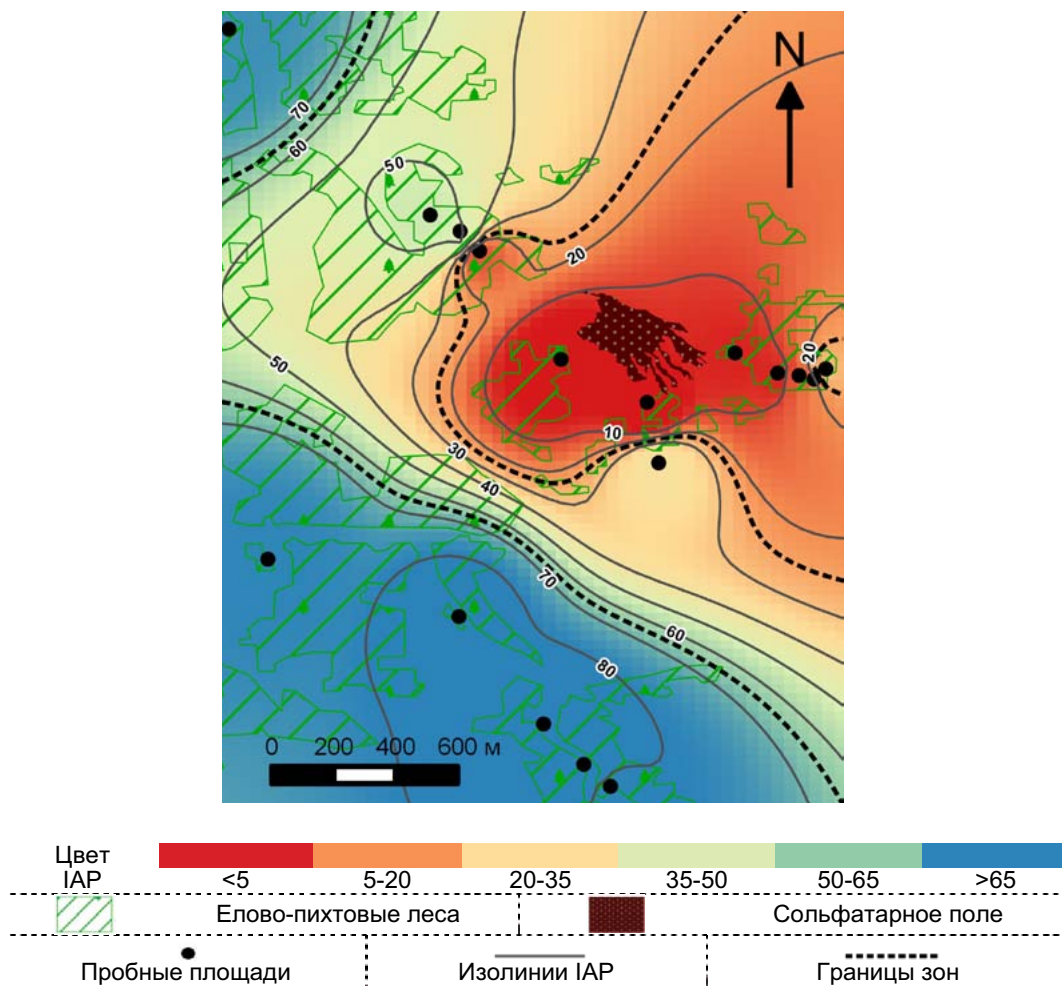


Рис. 1. Картограмма со значениями IAP, интерполированными на окрестности Северо-Западного сольфатарного поля вулкана Менделеева.

На данной картограмме выделены изолинии значений IAP, а также отмечены границы изотоксических зон, выделенных методом Варда на основе характеристик лишенобиоты. Кроме того, по данным дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), на основе рассчитанного индекса NDVI по спектральнонам спутниковым снимкам отмечены границы елово-пихтовых массивов, т. к. обследование лишенофлоры производилось на стволах елей Глена и аянской (*Piceaglehnii* (F. Schmidt) Mast. и *P. jezoensis* (Siebold&Zucc.) Carrière).

Результаты интерполяции сохраняются в одноканальный растровый файл, где значение яркости пикселя отражает вычисленное значение искомого признака. Такое изображение может быть показано в псевдоцветном варианте с возможностью выбора цветового градиента или конкретных цветов в диапазоне яркостных значений пикселя.

При необходимости получения чёрно-белого изображения используется соответствующий цветовой градиент. Примером служит картосхема с результатами обследования лишенофлоры вокруг ГеоТЭС «Океанской», расположенной на Старозаводском сольфатарном поле влк. Баранского (рис. 2).

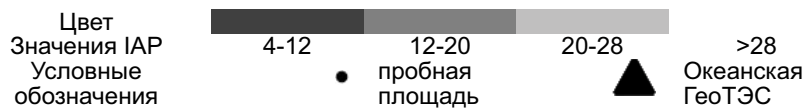
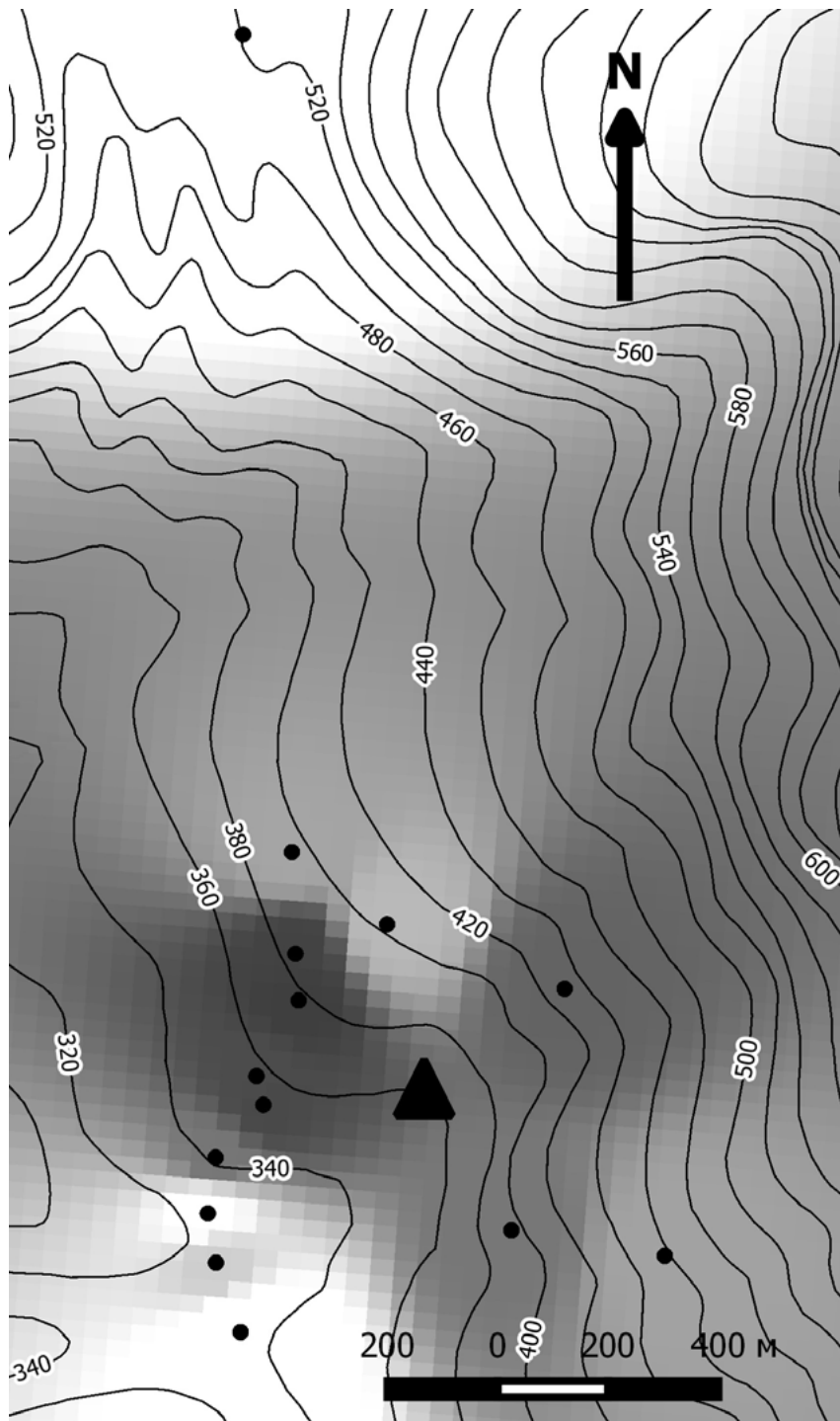


Рис. 2. Картосхема со значениями IAP, интерполированными на окрестности ГеоТЭС «Океанской» и Старозаводского сольфатарного поля вулкана Баранского, и рельефом местности.

На данную картосхему по желанию рецензента журнала, опубликовавшего подробную статью с результатами исследования, нанесены изогипсы. На отмеченных пробных площадях были обследованы стволы каменной берёзы (*Betula ermanii Cham.*).

На указанных выше картосхемах градиентные цветовые значения меняются линейно относительно проинтерполированных яркостей пикселя, что делает схему подробной и плавной. Но для большей информативности возможно использовать дискретную цветовую шкалу, при которой конкретный цвет из градиента присваивается диапазону яркостных значений. Таким образом, на картосхеме изотоксические зоны могут быть обозначены единым цветом (группой цветов).

Пример дискретной цветовой шкалы значений IAP представлен на рисунке 3, содержащем предварительные данные по оценке загрязнения окружающей среды «Менделеевской» ГеоТЭС методом лишеноиндикации (обследована лишенофлора ели Глена в темнохвойных бамбучниковых лесах вокруг станции).

Подобные решения позволяют увеличивать общую информативность картосхем за счёт возможности нанесения дополнительных слоёв на карту.

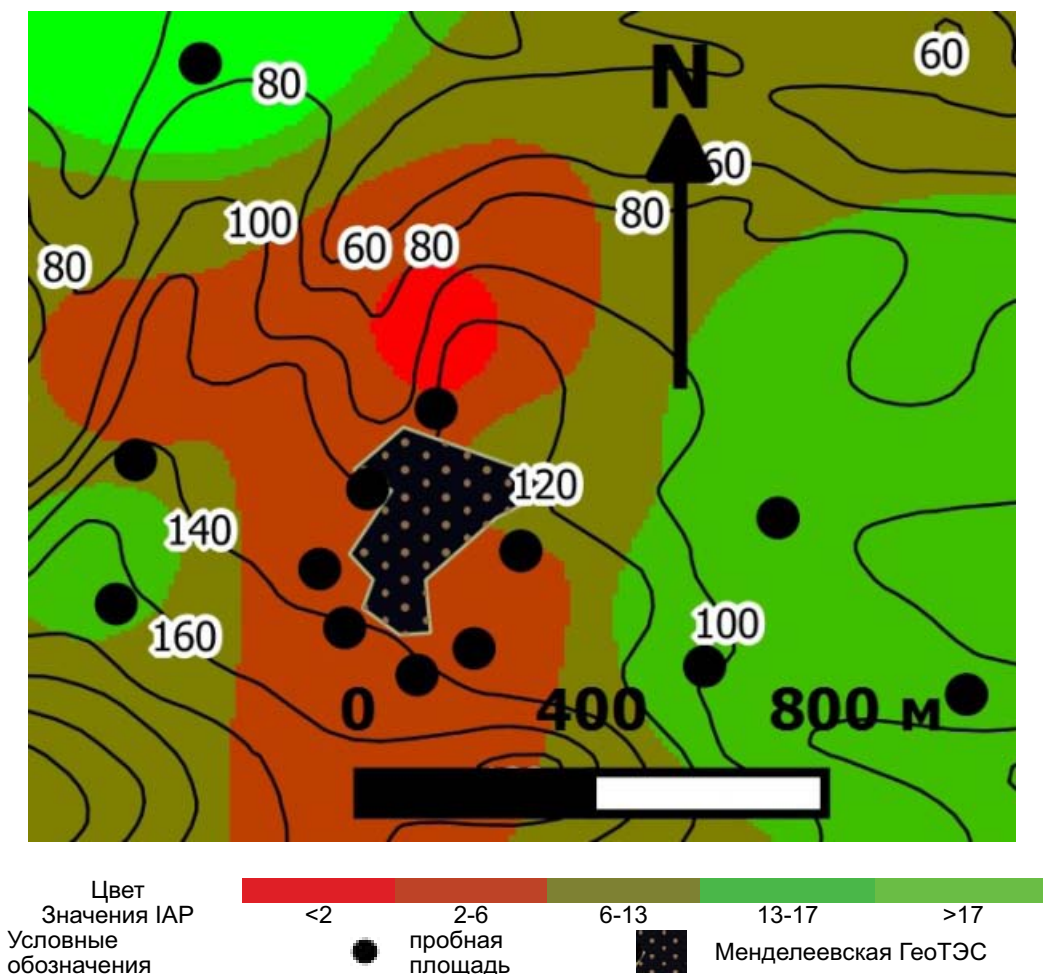


Рис. 3. Дискретная шкала значений IAP в окрестностях ГеоТЭС «Менделеевская».

Показанные примеры отражают лишь малую толику возможностей ГИС. Экологические проблемы часто требуют оперативных и адекватных реакций, что невозможно без комплексного подхода, поэтому геоинформатика имеет огромные перспективы использования как в экологическом менеджменте, так и в научно-исследовательской деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бязров Л.Г. Лишайники в экологическом мониторинге. М.: Научный Мир, 2002. 336 с.
2. Горшков В.В. Влияние атмосферного загрязнения окислами серы на эпифитный лишайниковый покров северотаежных лесов // Лесные экосистемы и атмосферное загрязнение. Л.: Наука, 1990. С. 144-159.
3. Окснер А.Н. Определитель лишайников СССР. Вып.2: Морфология, систематика и географическое распространение. Л.: Наука, 1974. 284 с.
4. Справка ArcGIS 10.1 – ArcGISresources, 2013. <http://resources.arcgis.com> (дата обращения: 02.02.2015).
5. Gilbert O.L. A biological scale for the estimation of sulphur dioxide pollution // *New Phytologist*. 1970. Vol. 69, № 3. P. 629-634.
6. LeBlanc F., De Sloover J. Relation between industrialization and the distribution and growth of epiphytic lichens and mosses in Montreal // *Canadian Journal of Botany*. 1970. Vol. 48. P. 1485-1496.
7. Loppi S. Lichen biomonitoring as a tool for assessing air quality in geothermal areas // *Proceedings of World Geothermal Congress*. Kyushu-Tohoku, Japan, 2000. P. 645-648.
8. Richardson D.H.S., E. Nieboer. Lichens and pollution monitoring // *Endeavour, new Series*. 1981. Vol. 5 (3). P. 127-133.
9. Watson D.F., Philip G.M. A refinement of inverse distance weighted interpolation // *Geoprocessin*. 1985. № 2. P. 315-327.

УДК 504.054

СОВРЕМЕННЫЕ И ТРАДИЦИОННЫЕ СПОСОБЫ УБОРКИ СНЕГА

В.А. Лобкина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Сахалинский филиал,
г. Южно-Сахалинск, Россия
lobkinava@fegi.ru

Наравне с традиционными способами уборки снега с городских улиц с помощью песчано-соляной смеси и перемещением снега на обочину или вывозом на снежные полигоны, существует ряд альтернативных решений, применимых на территории России и г. Южно-Сахалинск в частности.

В настоящее время снег, вывозимый с территории г. Южно-Сахалинск, складировается на двух полигонах, расположенных в южной и северной частях города. За зимний сезон на полигоны свозится около 2 млн. м³ снега [2, 3].

В странах Западной Европы и Японии практикуется складирование снега на ледяную поверхность озер и рек, на которых под действием естественных факторов снег постепенно стаивает, негативного воздействия окружающей среде при этом не наносится. Какой-либо очистке снег не подвергается.

В некоторых регионах России есть примеры подобного обращения со снегом, однако, российский опыт негативен. Помимо того, что снег, свозимый с городских улиц, загрязнен бытовыми отходами и после его стаивания на месте снежных полигонов остаются свалки с бытовыми отходами (рис.1), складирование снега на озера приводит к их заболачиванию, смене растительных и животных сообществ, а при определенных условиях может спровоцировать затопление местности.



Рис. 1. Состояние снежного полигона в окрестностях г. Южно-Сахалинск на 09.10.2014 г.

Для примера, в Тюменской области в результате многолетнего вывоза снега с территории г. Тобольск были уничтожены озера, а в 2013 г. возникла вероятность подтопления находящегося поблизости дачного кооператива.

К тому же, складирование снега на поверхность озер и рек в России незаконно и является нарушением водного законодательства, влекущего за собой штрафные санкции [1, 4].

Ситуация, сложившаяся в Тюменской области, характерна и для снежных полигонов, расположенных в окрестностях г. Южно-Сахалинск. Участок, занимаемый полигоном в южной части города, расположен в пойме р. Сусуя, максимальная ширина зоны затопления которой может составлять 4-5 км. Максимальный уровень высоких вод достигает 8,0 м над меженным, таким образом, снежный полигон находится в зоне затопления. В связи с вышеизложенным, полигон располагается в водоохраной зоне реки, и согласно ч. 16, ст. 65 Водного кодекса РФ, он должен быть оборудован сооружениями, обеспечивающими охрану водного объекта от загрязнения, засорения и истощения вод [1, 4].

Другим способом обращения со снегом является использование снегоплавильных установок различного типа. Они делятся на два вида: стационарные и мобильные, оба вида имеют свои достоинства и недостатки. Стационарные снегоплавильные заводы способны принимать снег с различных территорий и работать в любую погоду. Такие заводы более долговечны, на них возможно отделение бытового мусора от снега до плавки с помощью дробильных установок, также такие установки подключены к системе городской канализации, а следовательно талая вода будет проходить через очистные сооружения. Песок, содержащийся в снегу, задерживается в специальных модулях завода, и существует возможность для его вторичного использования в пескосмеси.

Однако, помимо выделения территории под снегоплавильный завод и оборудования площадки для временного хранения снега, на данную территорию должна быть проведена сеть коммуникаций, включающая дороги, линию энергоснабжения, канализационные трубы, а также, если имеется возможность, газ для удешевления стоимости таяния снега. Строительство завода незначительно уменьшает затраты на транспортировку снега.

Мобильные снегоплавильные устройства (табл. 1) не требуют выделения отдельных территорий и могут быть размещены в различных районах города, в них предусмотрена система отчистки талой воды, что позволяет сбрасывать воду в систему ливневой канализации либо на расчищаемую территорию, с которой она должна испаряться. Использование мобильных устройств сокращает траты на транспортировку снега на полигоны и содержание таких площадок.

Таблица 1. Основные характеристики снегоплавильных установок, используемых в России.

Название (производитель)	Производительность при плотности снега 0,3 т/м ³ ; м ³ /ч	Расход горючего, л/ч	Расход горючего на м ³ снега, л	Скорость передвижения, км/ч
Snow Dragon - 1800 (США)	366	302-454	1,2	105 (при незаправленной машине); 95 (с топливом); 80 (с топливом и водой)
TRECAN 20-PD (Канада)	54	121 (при работе горелки), 13,1 (при работе двигателя)	-	45 (при незаправленной машине); 8 (с топливом); 3,2 (с топливом и водой)
TRECAN 60-PD-MX (Канада)	200	325 (при работе горелки), 23,5 (при работе двигателя)	-	45 (при незаправленной машине); 8 (с топливом); 3,2 (с топливом и водой)
Trecan -135 (Канада)	450	700 (при работе горелки), 38,4 (при работе двигателя)	1,8	45 (при незаправленной машине); 8 (с топливом); 3,2 (с топливом и водой)
«Горыныч» Д-200 (Россия)	200	600	3	70
СТМ-14 (Россия)	120	360	3	90
СТМ-16 (Россия)	250-400	560	-	-

Отрицательной стороной является стоимость эксплуатации в связи с большим потреблением дизельного топлива. Расход горючего в час, в зависимости от производительности машины, изменяется от 300 до 700 литров. Сброс талой воды на расчищаемую территорию может быть использован только для местности с небольшими значениями отрицательных температур, во избежание образования гололеда. Попадание в машину бытового мусора приводит к выводу ее из строя, либо к засорению фильтров, которые необходимо чистить/менять. Также необходимо учитывать, что большинство машин рассчитаны на плавку свежевыпавшего снега и не справляются со снегом большой плотности и льдом.

В крупных городах России эксплуатируются снегоплавильные установки обоих типов. Наибольшее распространение получили установки российской, канадской и американской сборки (табл. 1). Канадские и американские установки, в отличие от российских, имеют большую производительность при меньшем расходе горючего (США -1,2 л/м³; Канада - 1,8 л/м³; Россия - 3 л/м³). Это приводит к уменьшению стоимости эксплуатации, что компенсирует то, что стоимость российских установок в 2 раза меньше зарубежных аналогов. Однако, канадские и американские установки быстро выходят из строя из-за наличия бытового мусора в снегу и требуют дорогостоящего ремонта.

Опыт эксплуатации канадского «Trecan» и американского «Snow Dragon» в Санкт-Петербурге показал их малую эффективность. Машины были закуплены для плавки снега в центре города, где нет возможности для его складирования. Однако, частые поломки и неготовность городской канализации к дополнительным объемам талой воды привели к тому, что снег продолжали сбрасывать в речные каналы.

Все три рассмотренных способа обращения со снегом требуют серьезного рассмотрения и не являются безопасными для окружающей среды. К сожалению, российское законодательство не регулирует обращение со снегом, накапливаемым на городской территории [5], и его уборка и уничтожение зависят от администрации на местах. Для уменьшения негативного воздействия на окружающую среду и оптимизации затрат на вывоз снега с городских улиц необходимо проводить комплексную оценку пригодной территории для размещения, хранения и плавления снега.

ЛИТЕРАТУРА

1. Водный кодекс Российской Федерации. М.: Юрайт-Издат, 2014. 43 с.
2. Лобкина В.А., Генсиоровский Ю.В. Экологические аспекты размещения снежных полигонов на урбанизированной территории (г. Южно-Сахалинск) // Экология и безопасность жизнедеятельности промышленно-транспортных комплексов: сб. трудов III Междунар. экол. конгр. Тольятти; Самара, 2011. Т. 6. С. 253–257.
3. Михалев М.В., Генсиоровский Ю.В. Распределение снеговых нагрузок на Южном Сахалине // Гляциология в начале XXI века: мат-лы Междунар. науч. конф. М., 2009. С. 107–109.
4. Об охране окружающей среды (Федеральный закон): Правовая библиотека. М.: Юрайт-Издат, 2014. 68 с.
5. Об утверждении федерального классификационного каталога отходов (Приказ Росприроднадзора № 445 от 18.07.2014 г.) М., 2014.

УДК 504.2 (571.642)

ПРИЧИНЫ И ПРЕДПОСЫЛКИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА САХАЛИНЕ*Р.Н. Сабиров, Н.Д. Сабирова*

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
r.sabirov@imgg.ru

Пожары в лесах возникали задолго до появления человека на Земле и повторяются неизбежно, являясь неотъемлемой частью природной среды. На протяжении тысячелетий лесные пожары были главным фактором, приводящим к нарушению состояния лесов на нашей планете и одновременно формирующим структуру этих экосистем. Существующее в настоящее время большое разнообразие лесных формаций и типов леса обусловлено, прежде всего, различными этапами послепожарных сукцессий. В условиях периодически повторяющихся пожаров возникали многообразные адаптации на уровне отдельных видов, групп и целых экосистем, существование которых уже невозможно без воздействия пожаров [10, 13, 14 и др.]. Повторяющиеся пожары создали в таёжной зоне основу для чередования коренных темнохвойных лесов с производными мелколиственными или светлохвойными лесами [3, 6, 8 и др.].

Безусловно, пожары наносят огромный ущерб лесам, после которых они долго не могут восстановить свой ресурсно-биологический потенциал, а последствия их отрицательно сказываются на многих отраслях экономики. Кроме этого, лесные пожары оказывают крайне негативное влияние на экологическую обстановку и реально угрожают жизни и здоровью людей. В этой связи, участвовавшие, особенно в последние годы, масштабные лесные пожары в различных частях нашей планеты вызывают большую тревогу, а эффективная борьба с ними приобретает важное, можно сказать, глобальное значение.

Горимость лесов зависит, прежде всего, от состояния и структуры лесного фонда: породного состава и возраста насаждений, полноты и типа леса, лесистости, нарушенности и захламленности лесных земель и т. д. Кроме этого, на пожарную обстановку большое влияние оказывают природно-климатические и геоморфологические условия, а также степень хозяйственной освоенности территории в целом [1, 11].

На острове Сахалин доминируют хвойные леса, обладающие высокой степенью горимости. При этом наивысшей степенью пожарной опасности отличаются светлохвойные леса. На острове таковыми являются лиственничники и заросли кедрового стланика. Разумеется, это касается, в первую очередь сухих типов леса, прежде всего, лишайниковых. Большая разреженность верхнего полога, характерная для таких лесных насаждений, способствует быстрому высыханию лишайникового покрова, который к тому же легко воспламеняется и быстро прогорает. Если здесь отсутствует молодняк лиственницы и кедровый стланик, то в основном происходит беглый низовой пожар. А при наличии под пологом древостоев значительного количества подроста или кедрового стланика, пожар, как правило, носит верховой, «повальный» характер, уничтожая на своем пути все живое. Аналогичная картина наблюдается при пожаре в сомкнутых сообществах кедровостланиковой формации. Во влажных и сырых типах леса пожары происходят гораздо реже, а для возникновения пожарной опасности и реальных возгораний требуется более длительный засушливый период. В случае развития пожаров на торфянистых почвах возможен переход в подземные формы и тогда они принимают затяжной и скрытый характер, при этом обнаружение и тушение их бывает крайне сложно [1, 7, 12 и др.].

Леса на Сахалине за свою многолетнюю историю развития регулярно подвергались лесным пожарам. С 1945 года, когда начали проводить мониторинг и учет лесных пожаров в регионе, по настоящее время произошло более 6 тыс. случаев возгораний и, соответственно,

ими было пройдено свыше 25 % площади гослесфонда. Особенно крупные лесные пожары произошли в 1945, 1949, 1950, 1954, 1956, 1963, 1989, 1998, 2003 гг. В частности, во время военных действий 1945 г. на юге острова выгорело свыше 800 тыс. га лесов. В 1949 г. случилось 236 лесных пожаров на площади 354 тыс. га, в 1950 г. произошло 237 возгораний на 207 тыс. га, а в 1954 г. было выявлено 265 очагов пожаров, охвативших около 435 тыс. га лесных земель (рис. 1).

За последние полвека лесные пожары происходили, главным образом, в северной части острова [9]. Так, за указанный период масштабный лесной пожар произошел в 1989 г., когда преимущественно на территории Охинского и Ногликского районов сгорело свыше 13 млн. м³ леса на площади немногим более 220 тыс. га. В 1998 г. было зафиксировано 350 случаев возгораний, и основные очаги лесных пожаров вновь были сосредоточены в северных и центральных районах Сахалина, где, по официальным данным, выгорело 80,9 тыс. га лесов.

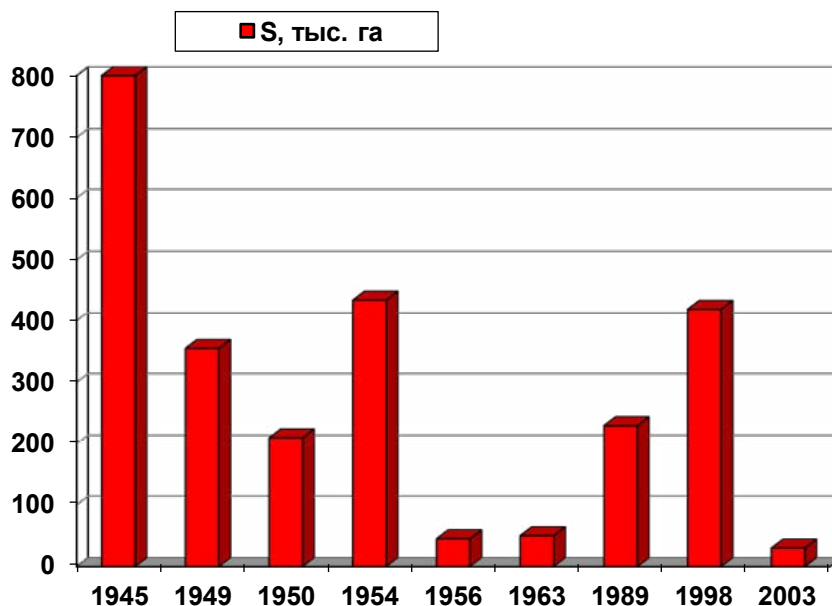


Рис. 1. Наиболее крупные лесные пожары на Сахалине с 1945 по 2014 гг.

Однако данные государственной статистики не всегда реально отражают истинные размеры лесных пожаров и зачастую оказываются весьма заниженными по сравнению с результатами спутникового мониторинга, о которых упоминалось неоднократно [2, 4, 5 и др.]. Так, результаты обработки космических снимков, выполненных специалистами Инженерно-технического центра «СканЭкс» (г. Москва), показали, что лесопокрытая площадь, охваченная пожарами на Сахалине в 1998 г., составила не менее 234, 8 тыс. га, а общая площадь всех типов земель, пройденная огнем, достигала около 420 тыс. га. Следовательно, реальные масштабы лесных пожаров на Сахалине более чем в 5 раз превышали данные статистической службы.

Безусловно, развитию пожаров такого катастрофического масштаба на острове способствовала аномально сухая погода. Количество выпавших осадков в летне-осенний период этого года было в 5 - 10 раз ниже многолетней нормы. Пожарная обстановка в 1998 г. в лесах острова начала обостряться уже в мае, после окончания таяния снега, прекращения дождей и установления жаркой, сухой погоды на большей части Сахалина и когда уже возникли первые 16 очагов пожаров. Из них самое крупное возгорание было зафиксировано в бассейне реки Чамгу, на участках недавних сплошных рубок. Этот пожар был одним из самых значительных по площади и с разной степенью активности действовал на протяжении всего лета и осени, вплоть до ноября, в результате которого выгорели леса практически всего бассейна реки. «Чамгинский» пожар распространился на прилегающие территории, и вследствие этого в июне было обнаружено уже 67 очагов возгораний на площади 8701 га [4]. В июле-августе возникло еще около сотни очагов возгораний, и пожарами было охвачено уже свыше 30 тыс. га лесных земель. Лесные пожары происходили не только в северной части острова, но также охватили ряд

районов центрального Сахалина. В сентябре пожарная обстановка в северных районах острова еще больше усугубилась, вышла из-под контроля, что было связано с усилением ветрового режима на фоне длительного отсутствия осадков. Леса перестали гореть лишь к началу ноября 1998 года, а результаты пожаров приобрели катастрофические масштабы. Часть этих пожаров произошла по старым гарям, а остальная из них охватила новые, не сгоревшие ранее участки лесных земель и, следовательно, значительные площади зональных лиственничных лесов были пройдены пожарами.

До появления человека на нашей планете главными причинами возгораний в лесах служили молнии, извержения вулканов, падение метеоритов и других космических тел, а впоследствии большая часть возникающих лесных пожаров напрямую или опосредованно связано с разносторонней деятельностью человека [1, 11, 15 и др.]. Основными участками возникновения лесных пожаров являются окрестности городов и поселков, зоны традиционного отдыха населения, стоянки охотников, рыбаков, туристов и браконьеров, обочины различных дорог, места сбора дикоросов, лесозаготовок и разработки минерально-сырьевых ресурсов и т. д. При этом причины возгораний могут быть самыми разнообразными: искры тепловозов, машин, механизмов и других агрегатов, работающих в лесу; сжигание порубочных остатков при огневой очистке лесосек; сельскохозяйственные палы, направленные на уничтожение прошлогодней сухой травы и обогащение почвы зольными элементами; применение в лесу взрывчатых веществ, а также непогашенные спички, окурки, костры, даже тлеющие охотничьи пыжи.

Анализ статистических данных о лесных пожарах свидетельствует, что за последние два десятилетия на Сахалине произошло около 1325 случаев возгораний. При этом 73,4% от их общего количества возникли по вине населения, 6,5% - от грозových разрядов, 3,4% - от предприятий и организаций, ведущих свое производство в лесу, 0,6 % - от сельскохозяйственных палов, 0,2% - от лесозаготовителей, и такая же доля выявленных лесных пожаров была зафиксирована во время осуществления экспедиционных работ. Наряду с этим весьма значительное количество возгораний в лесу происходит по невыясненным причинам и достигает 9,7 %. Безусловно, установить истинные причины возникновения лесных пожаров не всегда удастся, порой даже оказывается невозможным, поскольку отсутствуют свидетели, а также явные или скрытые источники возгораний. Однако достаточно тесная приуроченность очагов возникновения лесных пожаров к местам активной деятельности и отдыха людей, а также крайняя неравномерность размещения участков возгораний в лесу указывают в пользу антропогенных причин.

Таким образом, основным виновником лесных пожаров является человек, от неосторожного, порой даже небрежного отношения которого с огнем возникают до 90% возгораний в лесу. Пожары от молний в условиях муссонного климата региона происходят гораздо реже и не превышают 10% от их общего количества на острове. Неотъемлемым, фоновым условием для возникновения крупных лесных пожаров служит длительный засушливый период. Кроме аномальных засушливых лет, предпосылкой для возникновения лесных пожаров являются состояние и состав лесов, их захламленность и освоенность, а также условия увлажнения экотопа. В захламленных и нарушенных лесах, на вырубках и старых гарях вероятность возгораний, как правило, многократно возрастает. Опасность возникновения пожаров также высока в сухих и крайне сухих типах леса, которые широко распространены в северных районах Сахалина, где за последние годы и наблюдаются частые и масштабные лесные пожары.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арцыбашев Е.С. Лесные пожары и борьба с ними. М.: Лесная пром-ть, 1974. 148 с.
2. Беляев А.И., Коровин Г.Н., Лупян Е.А. Состояние и перспективы развития Российской системы дистанционного мониторинга лесных пожаров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН, 2006. № 3. С. 341-350.
3. Вакуров А.Д. Лесные пожары на севере. М.: Наука, 1975. 100 с.
4. Воробьев Ю.Л., Акимов В.А., Соколов Ю.И. Лесные пожары на территории России: состояние и проблемы. М.: ДЭКС-ПРЕСС, 2004. 312 с.
5. Галеев А.А., Котельников Р.В., Крашенинникова Ю.С. Сопоставление информации о лесных пожарах по данным спутниковых, наземных и авиационных наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН, 2008. № 5. С. 458-468.
6. Корчагин А.А. Влияние пожаров на лесную растительность и восстановление ее после пожара на Европейском Севере // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. III (Геоботаника). 1954. Вып. 9. С. 75-149.
7. Курбатский Н.П. Техника и тактика тушения лесных пожаров. М.: Гослесбумиздат, 1962. 153 с.
8. Мелехов И.С. Влияние пожаров на лес. М.-Л.: Гослестехиздат, 1948. 126 с.
9. Сабиров Р.Н., Сабирова Н.Д. Лесные пожары в северных районах Сахалина // Вестник Сахалинского музея. 2013. № 20. С. 235-244.
10. Санников С.Н. Лесные пожары как фактор преобразования структуры, возобновления и эволюции биогеоценозов // Экология. 1981. № 6. С. 24-33.
11. Стародумов А.М. Природа лесных пожаров на Дальнем Востоке. М.: Лесная пром-ть, 1966. 58 с.
12. Стародумов А.М. Лесные пожары и борьба с ними // Леса Дальнего Востока. М.: Лесная пром-ть, 1969. С. 319-347.
13. Уткин А.И. Леса Центральной Якутии. М.: Наука, 1965. 208 с.
14. Фуряев В.В. Анализ лесных пожаров для оценки лесообразовательного процесса // Лесоведение. 1988. № 1. С. 59-66.
15. Червонный М.Г. Охрана леса. М.: Лесная пром-ть, 1981. 240 с.

УДК 581.9(571.642)

ФЛОРИСТИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ЛЕСОВ ЮЖНОГО САХАЛИНА

Н.Д. Сабирова, Р.Н. Сабиров

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
n.sabirova@imgg.ru

Леса на острове Сахалин являются господствующим типом растительности и произрастают в самых различных экологических условиях. Разнообразие условий мест произрастания сказывается на флористическом составе лесов, их строении и структуре. Имеющиеся в настоящее время сведения о лесной растительности Сахалина фрагментарны, неполны, порой совсем устарели и, из-за многолетних промышленных рубок и масштабных пожаров, уже не отражают истинного состояния. В этой связи, с целью получения реальной картины современного состояния лесного покрова региона, требуется полная инвентаризация лесов и выявление в них всего биологического разнообразия.

По геоботаническому районированию острова [8], растительность рассматриваемой части Сахалина, расположенная к югу от 48° северной широты, отнесена к подзоне темнохвойных лесов с преобладанием пихты сахалинской (*Abies sachalinensis* Fr. Schmidt). Характерной чертой лесной растительности этой подзоны, по мнению проф. А.И. Толмачева [8], является относительно слабое развитие типичных зеленомошных темнохвойных лесов и значительное распространение елово-пихтовых лесов с ковром папоротников на горных склонах. Лиственничные леса сосредоточиваются целиком на низменных, заболоченных пространствах, а горные варианты их совсем отсутствуют. Кроме того, в характеризуемой подзоне широким распространением, по сравнению с более северными районами острова, отличаются заросли сазы курильской (*Sasa kurilensis* (Rupr.) Makino et Shibata). Флора этой подзоны значительно обогащена южными формами деревьев и кустарников, а также наблюдается большое разнообразие и обилие лиан [5, 8, 9, 10]. Указанная эскизная характеристика растительности в целом отражает общие закономерности дифференциации лесов региона [6]. Вместе с тем современные леса южной части острова имеют и некоторые отличительные черты, обусловленные не только природными условиями, но и многолетним техногенным влиянием, лесными пожарами, масштабным и длительным изъятием лесных древесных ресурсов, а также существенной урбанизацией и сельскохозяйственным освоением.

В настоящее время на месте бывшей коренной лесной растительности на юге острова доминируют различные варианты производных сообществ и искусственные лесонасаждения, сформированные как из аборигенных, так и инорайонных видов - лиственницы тонкочешуйной (*Larix leptolepis* (Siebold et Zuss.) Gord.), сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris* L.), сосны кедровой корейской (*Pinus koraiensis* Siebold et Zucc.), отчасти даже из ели европейской (*Picea abies* (L.) Karst.) и др. Зональные ненарушенные растительные комплексы имеют весьма ограниченное распространение, мозаично встречаются в виде небольших локальных участков, фрагментов и массивов, в основном по горным склонам и другим труднодоступным местам. По долинам рек и речек располагается интразональная лесная растительность – преимущественно ивовые, тополевые, ольховые сообщества или их различные комбинированные варианты.

В пределах рассматриваемой подзоны, в связи с горным характером рельефа, весьма отчетливо проявляется высотная поясность растительности. На нижних высотных отметках склонов гор, как правило, располагаются темнохвойные леса, выше которых распространены каменноберезняки (*Betula ermanii* Cham.), а вслед за ними встречаются заросли кедрового стланика (*Pinus pumila* (Pall.) Regel) и другие многочисленные сообщества подгольцовой и гольцовой растительности с участием монганских видов.

Безусловно, многолетние антропогенные преобразования нарушили исходную гомогенность растительного покрова и обусловили значительную его фрагментацию и мозаичность, а в итоге – формирование большого разнообразия растительных сообществ. В этой связи, с целью более полного охвата всего имеющегося разнообразия лесных сообществ, были проведены многолетние геоботанические и флористические исследования с использованием общеизвестных подходов и методик [2, 3, 4, 7, 11 и др.]. Полевыми исследованиями были охвачены все основные лесные формации и характерные лесные фитоценозы практически во всех районах южной части острова. В настоящее время на рассматриваемой территории широко распространены темнохвойные, каменноберезовые, лиственничные леса, а также заросли кедрового стланика и интразональные лесные комплексы, на исследование которых было уделено основное внимание. Разумеется, целый ряд видов растений, в силу своих экологических особенностей, произрастает не только в одной, а в нескольких сообществах и экотопах, следовательно, они были указаны во всех выявленных случаях и отнесены к соответствующим лесным формациям.

В результате проведенных исследований было установлено, что консолидированный состав флоры лесов в южной части острова включает 509 видов сосудистых растений, относящихся к 284 родам и 93 семействам, что составляет около 34% всего видового разнообразия флоры Сахалина. Разумеется, эти количественные выражения являются не окончательными и вполне могут быть дополнены при дальнейшем целенаправленном изучении островной флоры и современной лесной растительности.

Из исследованных лесных формаций наиболее высоким флористическим разнообразием отличаются каменноберезовые леса и включают 385 видов сосудистых растений. Это обусловлено, прежде всего, широким распространением на юге острова каменноберезняков, представленных не только коренными, но также и производными сообществами, возникшими на месте вырубленных или сгоревших зональных темнохвойных лесов. За каменноберезняками следует лиственничная формация, в составе которой выявлено 317 видов. Большую часть из них составляют гигрофиты и мезогигрофиты, обусловленные произрастанием лиственничных лесов по сырым, заболоченным экотопам. Такие условия местопроизрастания, как правило, формируются вокруг озер, заливов, болот, в устьях крупных рек, а также на других равнинных участках с застойным увлажнением. Кроме этого, здесь встречаются лиственничники, созданные искусственным путем. Безусловно, лиственничные леса, несмотря на ограниченное распространение на юге Сахалина, являются одними из наиболее богатых во флористическом отношении. Кроме сосудистых растений, в них хорошо выражена синузия мхов, включающая весьма широкий набор видов. Долинные интразональные лесные комплексы охватывают 295 видов. В этих лесах особенно богато представлены виды сахалинского крупнотравья: *Angelica ursina* (Rupr.) Maxim., *Cacalia hastata* L., *Filipendula camtschatica* (Pall.) Maxim., *Heracleum lanatum* Michx., *Petasites amplus* Kitam., *Senecio cannabifolius* Less. и др.

Флористическое разнообразие кедровостланиковых и темнохвойных лесов, из-за особенностей их строения и структуры, оказалось значительно ниже предыдущих и включают, соответственно, 86 и 208 видов. При этом особенно бедным видовым составом выделяется формация кедрового стланика. Последний является мощным эдификатором, активно захватывает освободившиеся ниши, в результате этого ограничивает жизненное пространство для заселения и произрастания других видов растений под его пологом.

Распределение сосудистых растений лесов исследованной части Сахалина по основным таксономическим группам показано в таблице 1. Как можно заметить из этой таблицы, сосудистые споровые представлены отделами хвощевидные (*Equisetophyta*), папоротниковидные (*Polypodiophyta*), плауновидные (*Lycopodiophyta*) и в совокупности включают 13 семейств с 40 видами. Как правило, они играют важную роль в травяном покрове многих лесных формаций, особенно широко представлены в елово-пихтовых и лиственничных лесах. Довольно значительную долю среди споровых растений занимают представители отдела папоротниковидные, что указывает на южный облик изучаемой флоры.

Таблица 1. Соотношение основных таксономических групп сосудистых растений во флоре лесов исследованной территории

Отделы	Количество таксонов и их доля во флоре лесов (%)		
	семейств	родов	видов
POLYPODIOPHYTA	10 (10.7%)	20 (7.0%)	26 (5.1%)
EQUISETOPHYTA	1 (1.1%)	1 (0.4%)	5 (0.9%)
LYCOPODIOPHYTA	2 (2.1%)	3 (1.1%)	9 (1.8%)
PINOPHYTA	3 (3.2%)	6 (2.1%)	8 (1.6%)
MAGNOLIOPHYTA	77 (82.9%)	254 (89.4%)	461 (90.6%)
ИТОГО:	93 (100%)	284 (100%)	509 (100%)

Голосеменные (*Pinophyta*) хотя и составляют наименьшую долю (1.6 %) во флористическом разнообразии характеризуемой территории, но, тем не менее, имеют здесь самое широкое распространение, а некоторые из них являются мощными ценозоообразователями, как, например, пихта сахалинская, лиственница Каяндера (*Larix cajanderi* Mayr), ель аянская (*Picea ajanensis* (Lindl. et Gorg.) Fisch. ex Carr.), ель Глена (*Picea glehnii* (Fr. Schmidt) Mast.), кедровый стланик. Разумеется, наиболее богато представлен здесь отдел покрытосеменные (*Magnoliophyta*) с 461 видами, что составляет 90.6 % от всего установленного флористического разнообразия. Многие виды растений покрытосеменных формируют наиболее характерные синузии в структуре лесных сообществ и формаций южной части Сахалина.

Важным показателем систематической структуры любой изучаемой флоры является количественное распределение видов по ведущим семействам. Спектр ведущих семейств, включающих наибольшее количество видов и родов, приведен в таблице 2.

Таблица 2. Спектр ведущих семейств и родов во флоре южной части Сахалина

НАЗВАНИЕ СЕМЕЙСТВА	ЧИСЛО ВИДОВ	ЧИСЛО РОДОВ	РОДЫ С НАИБОЛЬШИМ КОЛИЧЕСТВОМ ВИДОВ В НИХ
<i>Poaceae</i>	46	19	<i>Sasa</i> (9 видов), <i>Poa</i> (8), <i>Calamagrostis</i> (5), <i>Festuca</i> (3), <i>Agrostis</i> (3), <i>Elymus</i> (2), <i>Bromopsis</i> (2), <i>Trisetum</i> (2)
<i>Asteraceae</i>	40	25	<i>Cacalia</i> (4 вида), <i>Cirsium</i> (4), <i>Artemisia</i> (3), <i>Saussurea</i> (3), <i>Senecio</i> (2), <i>Solidago</i> (2)
<i>Cyperaceae</i>	34	2	<i>Carex</i> (33 вида)
<i>Rosaceae</i>	31	17	<i>Rubus</i> (5 видов), <i>Spiraea</i> (4), <i>Cerasus</i> (3), <i>Rosa</i> (2), <i>Sorbus</i> (2), <i>Filipendula</i> (2), <i>Padus</i> (2)
<i>Ranunculaceae</i>	27	16	<i>Ranunculus</i> (5 видов), <i>Aconitum</i> (4), <i>Thalictrum</i> (3), <i>Anemonoides</i> (3)
<i>Orchidaceae</i>	25	20	<i>Platanthera</i> (4 вида), <i>Cypripedium</i> (2)
<i>Ericaceae</i>	16	9	<i>Vaccinium</i> (4 вида), <i>Ledum</i> (3), <i>Rhododendron</i> (2)
<i>Apiaceae</i>	14	10	<i>Angelica</i> (5 видов)
<i>Brassicaceae</i>	11	8	<i>Cardamine</i> (4 вида)
<i>Polygonaceae</i>	11	7	<i>Aconogonon</i> (3 вида), <i>Fagoperum</i> (2), <i>Rumex</i> (2)
<i>Salicaceae</i>	10	2	<i>Salix</i> (8 видов), <i>Populus</i> (2)
Итого:	265	135	

Представленные в таблице 2 данные свидетельствуют, что наибольшим флористическим разнообразием выделяются 6 семейств: мятликовые (*Poaceae*), астровые (*Asteraceae*), сытевые (*Cyperaceae*), розовые (*Rosaceae*), лютиковые (*Ranunculaceae*), ятрышниковые (*Orchidaceae*), включающие не менее 25 таксонов в каждом из них. В целом указанные 11 ведущих семейств охватывают более половины видового состава флоры лесов рассматриваемой территории, а остальные 82 семейства представлены здесь преимущественно 1 - 3, реже 4 - 5 видами. В приведенных материалах отражается известная противоречивость облика флоры, характерная и для всего Сахалина в целом, соединяющей в себе бореальные черты с восточноазиатскими. Так, если многие виды сосудистых растений таких ведущих семейств как *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Asteraceae*, *Salicaceae* характеризуют флору этой части острова как флору бореального типа, то ее

восточноазиатская природа выражается в значительном количестве представителей семейств *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Orchidaceae* [10].

Между тем роды характеризующей флоры по убыванию видового разнообразия ранжируются следующим образом: *Carex* включает 33 вида (или 6.5 % от состава выявленной флоры), *Sasa* – 9 (1.7 %), *Poa* – 8 (1.6%), *Salix* – 8 (1.6 %), *Calamagrostis*, *Angelica*, *Rubus*, *Ranunculus* – по 5 (0.9 %), *Cacalia*, *Cirsium*, *Spiraea*, *Aconitum*, *Platanthera*, *Cardamine*, *Vaccinium* – по 4 (0.7 %), *Artemisia*, *Saussurea*, *Agrostis*, *Festuca*, *Cerasus*, *Thalictrum*, *Ledum*, *Aconogonon* – по 3 вида (0.6 %). В указанных 23 родах содержится 102 вида, что составляет 20 % от общего флористического разнообразия характеризующей территории. Как можно заметить, в структуре 10 ведущих родов наибольшим количеством видов отличаются роды *Carex*, *Poa*, *Calamagrostis*, *Salix*, *Angelica*, *Ranunculus*, *Rubus*, *Aconitum*, *Cerasus*, *Spiraea*, отражающие как бореальные, так и восточноазиатские черты флоры. Ведущая роль рода *Carex* определяется высокой экологической пластичностью слагающих его видов растений, позволяющей занимать им самые разнообразные экологические ниши. Вследствие этого они встречаются во всех лесных формациях, широко распространены на исследованной территории. Бореальные черты местной флоры, кроме рода *Carex*, обуславливаются также высокими ранговыми положениями родов *Salix* и *Poa*.

На юге Сахалина деревянистые растения представлены 126 видами, что составляет 24.8 % от общего количества выявленных здесь таксонов. По доли участия древесных видов и роли отдельных семейств, включающих таковых, флора этой территории имеет признаки флоры восточноазиатского типа. А присутствие во флоре таких родов, как *Kalopanax*, *Aralia*, *Eleutherococcus*, *Hydrangea*, *Schisandra*, *Viburnum* и некоторых других, еще больше усиливает эти специфические черты [1, 10 и др.].

Вместе с этим, во флоре характеризующей территории выявлено 75 видов адвентивных растений из 53 родов и 14 семейств, что составляет 14,7 % от всего установленного таксономического разнообразия. Наибольшим количеством адвентивных растений выделяются семейства *Asteraceae*, включающие 20 видов, *Poaceae* – 13, *Polygonaceae* – 11, *Fabaceae* – 7, *Brassicaceae* – 6, *Caryophyllaceae* – 5 видов. В совокупности они охватывают 82,7 % от всего состава адвентивной флоры. Весьма высокая доля адвентивных растений, безусловно, свидетельствует о существенном антропогенном влиянии на лесные экосистемы южной части Сахалина и синантропизации местной флоры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баркалов В.Ю., Таран А.А. Список видов сосудистых растений острова Сахалин // Растительный и животный мир острова Сахалин (Мат-лы Международного Сахалинского проекта). Часть 1. Владивосток: Дальнаука, 2004. С. 39-66.
2. Корчагин А.А. Видовой (флористический) состав растительных сообществ и методы его изучения // Полевая геоботаника. Т. 3. Л.: Наука, 1964. С. 39-62.
3. Крылов А.Г. Лесная геоботаника. Воронеж: ВГЛТА, 2010. 279 с.
4. Методы изучения лесных сообществ. СПб.: НИИХимии СПбГУ, 2002. 240 с.
5. Попов М.Г. Растительный мир Сахалина. М.: Наука, 1969. 137 с.
6. Сабиров Р.Н. Фитогеографические особенности лесов Сахалина // Вопросы общей ботаники: традиции и перспективы: мат-лы Международн. науч. конф. Казань: Изд-во КГУ, 2006. Ч. 2. С. 250-252.
7. Сукачев В.Н., Зонн С.В. Методические указания к изучению типов леса. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 144 с.
8. Толмачев А.И. Геоботаническое районирование острова Сахалина. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1955. 80 с.
9. Толмачев А.И. Широтные пределы распространения растений на Сахалине // Растительный покров Сахалина. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 5-14.
10. Толмачев А.И. О флоре острова Сахалина. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 102с.
11. Толмачев А.И. Введение в географию растений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 244 с.

УДК 550.34(571.66)

УЛУЧШЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА УЧАСТКАХ ПОВЫШЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ИЗЫСКАНИЙ ДЛЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ХРАМА В РАЙОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА Г. ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ)

Р.Р. Акбашев, А.Б. Бубнов, И.Н. Василиук

ООО «ИнжГеоКам», г. Петропавловск-Камчатский, Россия
inggeoram@mail.ru

Площадка исследований расположена в северо-восточной части г. Петропавловск-Камчатский. В соответствии с картой сейсмического микрорайонирования города исследуемая строительная площадка по сейсмическим свойствам относится к 10-балльной зоне (рис. 1).

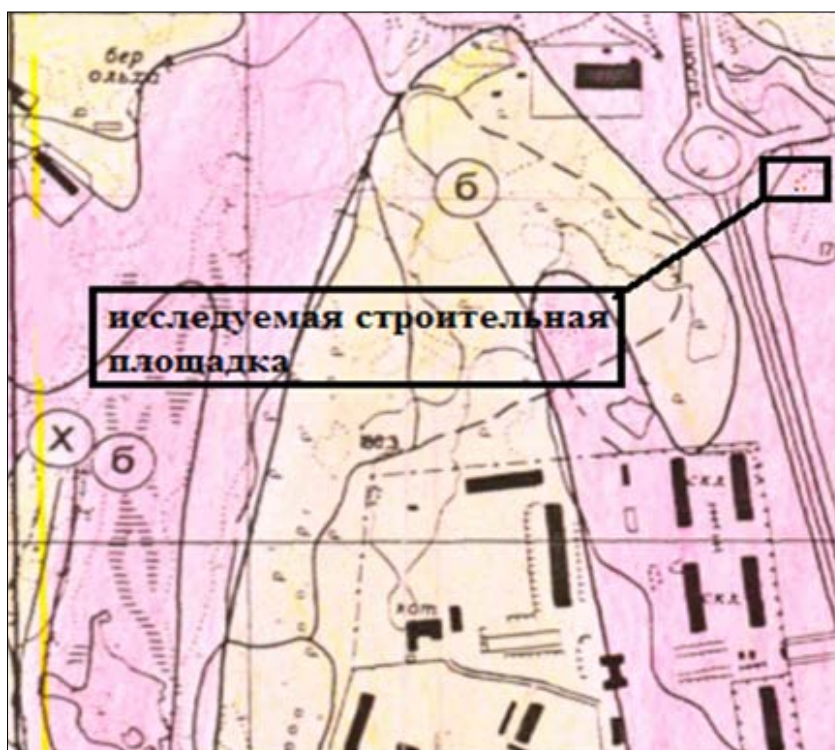


Рис. 1. Фрагмент карты СМР-74 города Петропавловск - Камчатский с обозначением места строительной площадки.

Для уточнения сейсмической опасности на этой территории ОАО «Камчатгеология» были пройдены скважины, составлен технический отчет, ООО «ИнжГеоКам» выполнены сейсморазведочные работы и рассчитаны приращения к исходной балльности. Предложены рекомендации по комплексу мер, направленные на улучшение сейсмических условий площадки, и выполнены повторные сейсморазведочные работы, подтверждающие эффективность предложенных мер.

Уточнение сейсмической опасности исследуемой площадки проведено относительно средних грунтовых условий города Петропавловск-Камчатский [1].

Сейсморазведочные работы проводились в модификации сейсмозондирований (СЗ) на поверхности земли. Регистрировались продольные волны V_p , поперечные волны V_s и поверхностные волны V_g . Работы проводились цифровой помехозащищенной сейсмостанцией «ЭЛЛИС-3».

В результате интерпретации получены скорости распространения продольных и поперечных волн, соответствующие им границы слоев, их мощность и плотность (рис. 2). По полученным данным произведен расчет суммарного приращения сейсмической интенсивности в баллах.

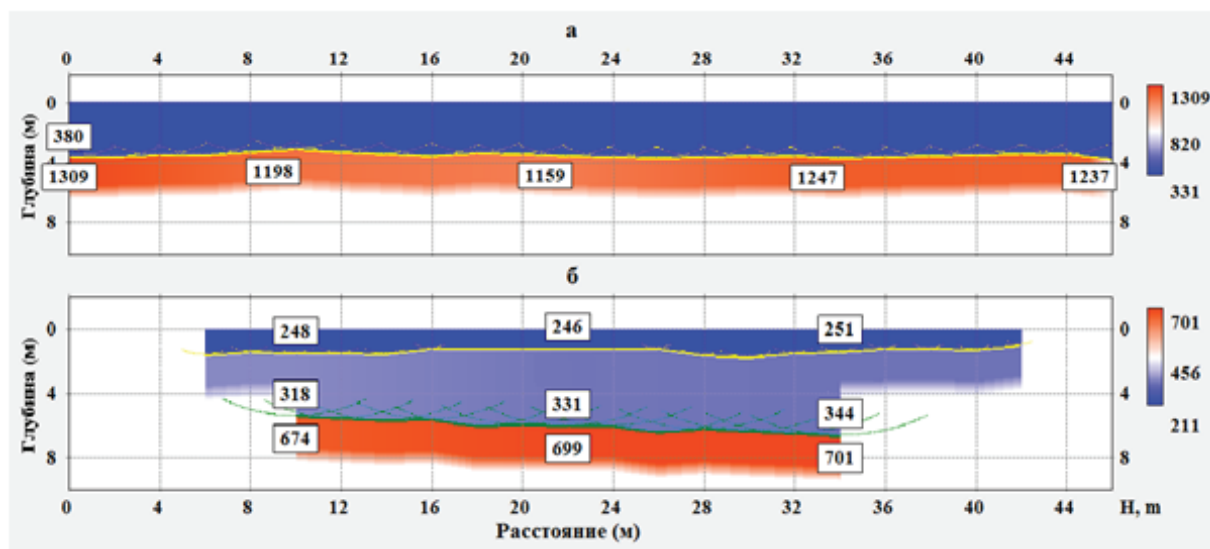


Рис. 2. Сейсмогеологическая модель: а - по продольным волнам, б - по поперечным волнам.

Оценка приращения сейсмической интенсивности грунтов исследуемого участка произведена относительно «средних грунтовых условий», принятых для Петропавловска-Камчатского [1, 2, 3]. Для расчета приращений сейсмической интенсивности использованы средние скорости продольных (V_{p_i}) и поперечных (V_{s_i}) волн и плотность грунтов (ρ_i), взятая по лабораторным данным. Уровень грунтовых вод на площадке изысканий вскрыт пройденными скважинами на отметке 3.2 м от поверхности земли, что подтверждается и сейсмозондировочными данными (рис. 2а). По результатам сейсмозондирования определена величина приращения сейсмической интенсивности (в баллах) относительно фоновой (9 баллов), которая составила +0,6 балла. Результаты расчетов представлены в таблице 1.

Таблица 1. Расчет приращений сейсмической интенсивности грунтов

№ сп/пк	Н, м	Скорости, м/с			Средневзвешенные скорости, м/с		$\rho, \text{г/см}^3$	$\rho_{cp}, \text{г/см}^3$	$\Delta J_c \text{ по } V_s, \text{ балл}$	$H_{угв}, \text{ м}$	$\Delta J_{угв}, \text{ балл}$	$\Sigma \Delta J, \text{ балл}$	J, балл
		V_{p_i}	V_{s_i}	V_p/V_s	$V_{p_{cp}}$	$V_{s_{cp}}$							
1/10	2	380	248	1.532	906	388	1.76	1.95	-0.05	3.2	0.66	0.61	10
	4	1198	318	3.767			1.98						
	4	1198	674	1.777			1.98						
1/22	1	380	246	1.545	930	403	1.76	1.96	-0.09	3.2	0.66	0.58	10
	5	1159	331	3.502			1.98						
	4	1159	699	1.658			1.99						
1/34	1	380	251	1.514	945	411	1.76	1.98	-0.11	3.2	0.66	0.56	10
	4	1247	344	3.625			2.01						
	4	1247	701	1.779			2.01						
Среднее значение приращения сейсмической интенсивности, балл												0.58	10

По результатам выполненных работ данная строительная площадка относится к 10-балльной зоне. В связи с этим даны рекомендации, направленные на улучшение сейсмичности площадки методами строительной подготовки этой территории.

Рекомендовано удаление верхнего двухметрового рыхлого слоя плотностью $\rho = 1.76 \text{ г/см}^3$ с заменой на дресвяно-щебенистые отложения с $\rho = 2.0 \text{ г/см}^3$ из Петропавловского карьера. Уплотнение грунта на строительной площадке выполнялось дорожно-строительными катками. Кроме того выполнены работы по очистке существующей дренажной системы, а также построены новые ее элементы непосредственно на строительной площадке.

Для уточнения и подтверждения эффективности строительной подготовки территории, направленной на улучшение сейсмических характеристик, выполнены повторные сейсморазведочные работы. Был отработан сейсморазведочный профиль длиной 23 м. Данная расстановка позволила получить характеристики грунтов мощностью до 7-8 м (рис. 3).

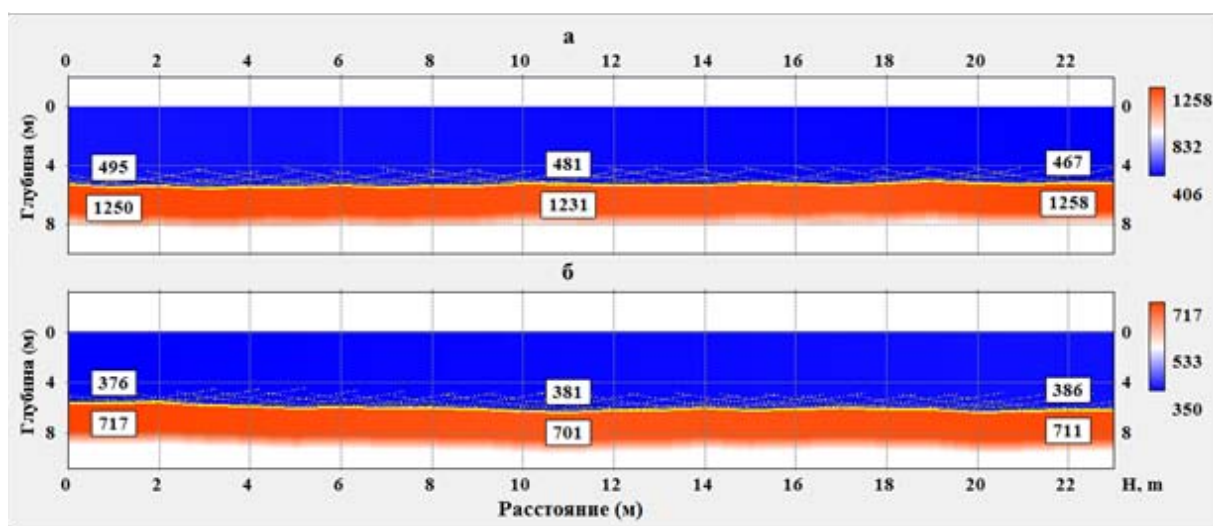


Рис. 3. Сейсмогеологическая модель: а - по продольным волнам, б - по поперечным волнам.

Этих данных достаточно для нового расчета приращения балльности территории, так как мощность измененных грунтов в результате строительной подготовки территории составила 2 - 2.5 м. Уровень грунтовых вод после очистки дренажных колодцев составил 5.3 м (по результатам сейсморазведочных работ). Результаты представлены в таблице 2.

Таблица 2. Приращение сейсмической интенсивности грунтов после строительных мер, направленных на улучшение сейсмических свойств грунтовых толщ.

№ сп/пк	Н, м	Скорости, м/с			Средневзвешенные скорости, м/с		$\rho, \text{ г/см}^3$	$\rho_{\text{ср}}, \text{ г/см}^3$	$\Delta J \text{ с по } V_s, \text{ балл}$	Н угв. м	$\Delta J \text{ угв. балл}$	$\Sigma \Delta J, \text{ балл}$	J, балл
		V_{p_i}	V_{s_i}	V_p/V_s	$V_{p_{\text{ср}}}$	$V_{s_{\text{ср}}}$							
1/10	5.8	495	376	1.3	663	470	2	1.99	-0.21	5.3	0.33	0.11	9
	4.2	1250	717	1.7			1.98						
1/22	6.2	481	381	1.3	626	461	2	1.99	-0.20	5.3	0.33	0.13	9
	3.8	1231	701	1.8			1.98						
1/34	6.1	467	386	1.2	619	470	2	2.00	-0.21	5.3	0.33	0.11	9
	3.9	1258	711	1.8			2.01						
Среднее значение приращения сейсмической интенсивности, балл												0,1	9

По результатам сейсмозондирования определены величины приращения сейсмической интенсивности (в баллах) относительно фоновой (9 баллов), которая составила для площадки после комплекса мер, направленных на улучшение сейсмических условий +0.1, что позволило отнести данную площадку к 9-балльной зоне.

ВЫВОДЫ

Определены исходные сейсмические условия площадки, относящие ее к 10-балльной зоне. Проведена строительная подготовка данной территории с целью улучшения грунтовых условий. Повторные сейсморазведочные работы подтвердили эффективность принятых мер, в результате данная площадка отнесена к 9-балльной зоне. Требуется проводить контроль за работой дренажной системы, понижающей уровень грунтовых вод до отметки 5.0 метров от поверхности земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинова Т.Г., Шарапов В.Г. О принципах построения карты сейсмического микрорайонирования территории г. Петропавловска-Камчатского. М.: Наука, 1977. С. 232-236.
2. СП 14.13330.2014 Строительство в сейсмических районах.
3. СП 11-105-97 Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть VI.

УДК 528.8+004.94(261.243)

**ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ
ПРИ МОНИТОРИНГЕ АКВАТОРИИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА
И БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ НЕВСКОЙ ГУБЫ**

Е.В. Белоненко

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия
kamushki1990@yandex.ru

Исследована акватория восточной части Финского залива по данным дистанционного зондирования среднего разрешения. Проведена оценка возможности применения мультиспектральных спутниковых снимков MODIS Aqua и Landsat для мониторинга изменения экологического состояния мелководных акваторий, а также оценки изменений береговой зоны. Исследования подтверждены натурными наблюдениями. Также разработана методика создания тематических карт с применением современных геоинформационных технологий. Для работы со спутниковыми данными и создания тематических карт использовалось программное обеспечение: ERDAS IMAGINE, SeaDAS, ArcGIS for Desktop, MapInfo Professional, MicroStation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алимов А.Ф., Голубков С.М. Изменения в экосистемах восточной части Финского залива // Вестник РАН. 2008. Т. 78, № 3. С. 223-230.
2. Бондур В. Г. Аэрокосмические методы в современной океанологии // Новые идеи в океанологии. М.: Наука, 2004. С. 55-117.
3. Виноградов Б.В. Аэрокосмический мониторинг экосистем. М.: Наука, 1984. 320 с.
4. Водоросли. Лишайники. // Жизнь растений. В 6-ти томах. М.: Просвещение, 1977. Т. 3. 487 с.
5. Востокова Е.А., Шевченко Л.А., Сушня В.А. и др. Картографирование по космическим снимкам и охрана окружающей среды. М.: Недра, 1982. 251 с.
6. Дейвис Ш.М., Ландгребе Д.А., Филлипс Т.Л. и др. Дистанционное зондирование: количественный подход, McGraw-Hill, Inc. All rights reserved. Пер. с англ. М.: Недра, 1983. 415 с.
7. Зданович В.Г., Рамм Н.С., Шариков Ю.Д. и др. Применение аэрометодов для исследования моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 546 с.
8. Кравцова В.И. Космические методы картографирования. М.: Изд-во МГУ, 1995. 240 с.
9. Копелевич О.В., Буренков В.И., Шеберстов С.В. Разработка и использование региональных алгоритмов для расчета биооптических характеристик морей России по данным спутниковых сканеров цвета // Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2006. Т. 3. № 2. С. 99-105.
10. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
11. Лаврова О.Ю., Митягина М.И. Спутниковый мониторинг антропогенных загрязнений прибрежной зоны // Земля и Вселенная. 2008. № 1. С. 26-34.
12. Мельников А.В. Комплексная оценка воздействия защитных сооружений от наводнений на состояние окружающей среды Санкт-Петербурга: дис. ... канд. техн. наук. Северо-Западный государственный заочный технический университет. Санкт-Петербург, 2007. 136 с.

с.

13. Наш общий Финский залив: сб. мат-лов I научной конференции СПбГУ, посвященной «Году Финского залива - 2014». СПбГУ, 2012.
14. Andersen, J.H., Korpinen, S., Laamane, M. Ecosystem Health of the Baltic Sea 2003–2007. HELCOM Initial Holistic Assessment // Baltic Sea Environment Proceedings. Helsinki Commission: Helsinki, Finland. 2010. № 122. 63 p.
15. Darecki, M., Stramski, D. An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea // Remote Sensing Environ. 2004. № 89. P. 326-350.
16. Хан, L., Rundquist, D.C. Spectral characterization of suspended sediments generated from two texture classes of clay soil // Remote sensing. 1996. Vol. 17, №3. P. 643-649.
17. Kutser, T., Metsamaa, L., Vahtmäe, E. et al. Field measurements of spectral backscattering coefficient of the Baltic Sea and boreal lakes // Boreal environment research. 2009. №14. P. 305-312.
18. Novo, E.M.M., Hansom, J.D., Curran, P.J. The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration // International Journal of Remote Sensing. 1989. № 10. P. 1283-1289.
19. Vazyulya, S., Khrapko, A., Kopelevich, O. et al. Regional algorithms for estimation of chlorophyll and suspended matter concentration in the Gulf of Finland from MODIS-Aqua satellite data // Oceanologia. 2014. (В печати).
20. 2014. Год Финского залива. <http://2014.da-voda.com/history.html>
21. Золотоносов М. Надо ли беспокоиться о заболачивании Финского залива. <http://www.online812.ru/2014/02/03/018/>
22. Океан из космоса. <http://oceanfromspace.scanex.ru/>

УДК 51.7+551.2+316.4

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И СОЦИАЛЬНЫХ КАТАСТРОФ

А.В. Викулин¹, А.А. Долгая^{1,2}, М.А. Викулина³

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;

² Камчатский государственный технический университет, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;

³ Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
vik@kscnet.ru

Достижения последних лет убедительно показывают, что наша планета является в буквальном смысле слова живым организмом, в котором все процессы взаимосвязаны, и такая взаимосвязь геофизически и социально обоснована. Одинаковую мощность природных катастроф и глобальных социальных явлений отмечал В.И. Вернадский. Большой объем накопленных по природным катастрофам и социальным явлениям последних 36 веков нашей истории данных [2-4] и первые результаты их анализа [2, 4] позволили поставить задачу исследования природных катастроф и социальных явлений в совокупности, как взаимосвязанных событий, отражающих закономерности единого геосоциального процесса [2].

Авторами составлен список сильных природных катастроф и значимых социальных явлений, включающий $N=2395$ событий, произошедших на планете в течение последних 36 веков нашей истории [2-4]. Данные представлены в таблице 1. События классифицируются по видам: природные – землетрясения (1), извержения вулканов (2), ураганы, наводнения (3), засухи, пожары природные (4) и климатические аномалии (5); социальные – войны, битвы (6), революции, восстания (7), геноцид, резня (8), эпидемии, пандемии (9), пожары социальные, по вине человека (10), и другие события (11), которые не удалось классифицировать по видам (1)-(10).

Табл. 1. Числа N_p , N_{II} , N_{III} и N_{Σ} , содержащихся в авторском списке природных ($n = 1, 2, \dots, 5$) и социальных ($n = 6, 7, \dots, 10$) катастроф баллов $J = I, II$ и III и всех в совокупности соответственно.

Классификация, n	N_I	N_{II}	N_{III}	N_{Σ}
1. Землетрясения	16	110	407	533
2. Извержения вулканов	1	5	47	53
3. Ураганы, наводнения	12	53	283	348
4. Засухи, пожары природные	8	30	56	94
5. Климатические аномалии	3	19	36	58
(1÷5)	40	217	829	1086
6. Войны, битвы	27	154	522	703
7. Революции, восстания,	2	19	38	59
8. Геноцид, резня	4	16	11	31
9. Эпидемии, пандемии	13	77	179	169
10. Пожары социальные	3	10	104	117
(6÷10)	49	276	764	1079
(1÷10)	89	493	1593	2165
11. Другие события	18	44	68	130
$N_{\Sigma} (1÷11)$	107	537	1751	2395

Проблема классификации катастроф. В качестве характеристик, единым образом характеризующих все события – природные катастрофы и социальные явления, которые в дальнейшем будем называть катастрофами, могут выступить социально значимые параметры в виде материальных потерь Q (\$), выраженных в долларах США и количестве человеческих жизней P . Такого типа логарифмическая шкала (J) была предложена М.В. Родкиным и Н.В. Шебалиным для классификации землетрясений [10]. Эта шкала авторами была модифицирована в соответствии с выявленными демографическими особенностями развития человечества [6] и изменением со временем курса валюты [4] и использована для классификации всех катастроф (природных и социальных) [2].

График повторяемости катастроф. В едином формате (дата катастрофы, регион ее проявления, краткое описание, значение балла и источники) авторами составлен список катастроф, включающий в себя 2395 природных и социальных событий.

По данным таблицы 1 на рисунке 1 методом средних квадратов построен график повторяемости катастроф: по всем данным за 36 веков (верхний график) и за интервал 1870–1994 гг. (нижний график). Данные за период конец XIX в. – XX в., за последние сто лет, по видимому, можно считать достаточно представительными, так как практически все достаточно сильные катастрофы с $J = I, II$ и III за этот интервал времени содержатся без пропусков.

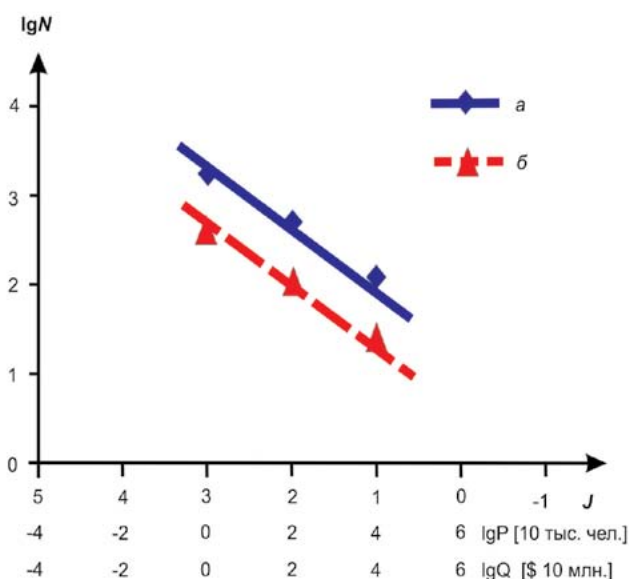


Рис. 1. График повторяемости катастроф $lgN \approx -0.6 \times J$, построенный по данным за последние 36 веков (а) и за 1870–1994 гг. (б).

Из данных, представленных на рисунке 1, видно, что угол наклона графика повторяемости катастроф, определенный в интервале баллов $III \leq J \leq I$, равен $\Delta lgN / \Delta J = -0.6$.

Из данных таблицы 1 видно, что природные (1÷5) и социальные (6÷10) катастрофы в списке представлены примерно поровну: $N1 \div 5 = 1086$, $N6 \div 10 = 1079$. Другими словами, обе эти совокупности могут рассматриваться как одинаково и значимые и представительные с позиций «живой» и «неживой» природы процессы, описываемые логарифмическим законом распределения с углом «наклона» равным -0.6.

Цикличность катастроф. На рисунке 2 представлены числа природных (а) и социальных (б) сильных ($J = I-II$) катастроф с усреднением по векам. Видно, что минимумы чисел катастроф на обеих кривых имеют тенденцию следовать через определенные интервалы времени: для природных катастроф (распределения 1–5, табл. 1) – через 230 ± 40 лет (рис. 2а), для социальных явлений (распределения 6–10, табл. 1) – через 330 ± 90 лет (рис. 2б) и для всех распределений (1–10), в среднем – через 280 ± 60 лет. При этом в интервале III–II до н.э. – XX вв. 10 из 12 минимумов обеих распределений приходятся на одни и те же века. Цикличности с такими же периодами характерны и для каждого из распределений 1–11, таблица 1, в отдельности.

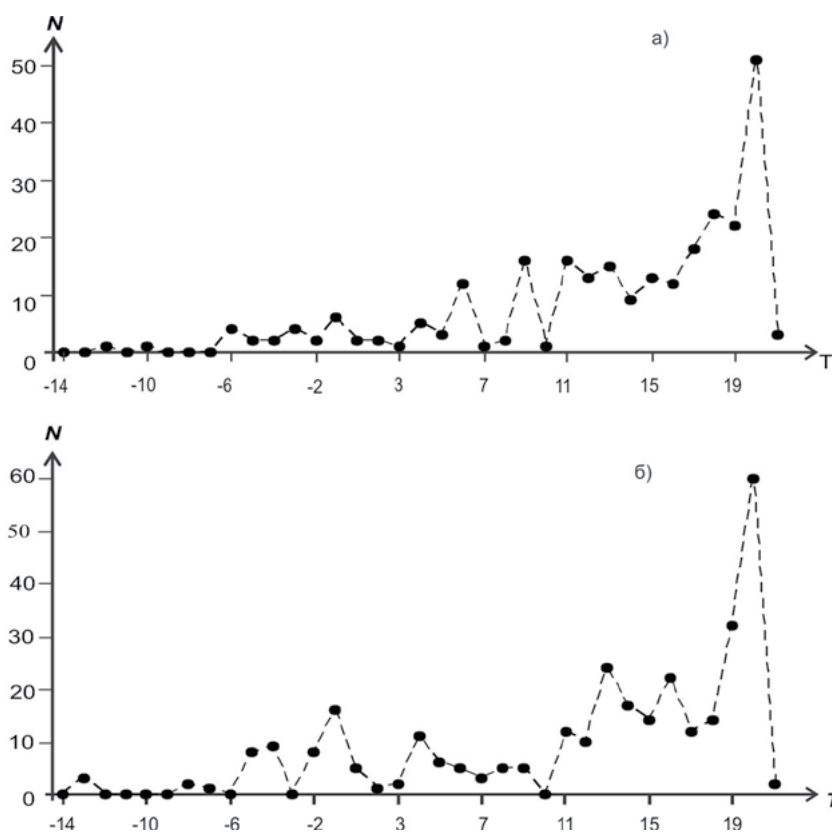


Рис. 2. Числа N природных (а) и социальных (б) значимых ($J=I+II$) катастроф с усреднением по векам T ; отрицательные числа – века до нашей эры.

Полученный результат подтверждает сформулированный ранее [1, 7, 13] и на большем материале подтвержденный нами [2,4] фундаментальный вывод о цикличности и природных и социальных катастроф и всех катастроф, в совокупности, с периодами, определяемыми масштабом рассмотрения: ~500 лет [7], 675 лет [1], 1200-1800 лет [13].

Группируемость катастроф. Исследовались статистики ближайших временных интервалов между сильными ($J = I + II$) событиями в наибольших по представительности выборках для землетрясений (515 до н.э. – 2011 гг., $N = 126$), войн (538 до н.э. – 2003 гг., $N = 177$) и всех событий, в совокупности (492 до н.э. – 2014 гг., $N = 622$). Оказалось, что для каждой из этих выборок более трети (34–45%) всех интервалов располагаются в достаточно узком диапазоне, продолжительность которого много меньше соответствующих средних временных интервалов; более половины (56–63%) – в пределах интервала, равного половине соответствующего среднего; около $\frac{3}{4}$ (71–75%) – в пределах интервала, равного соответствующему среднему, при максимальных по продолжительности временных интервалах между соседними событиями много больше соответствующих средних. Полученные данные позволяют предположить, что катастрофы имеют тенденцию группироваться на малых временных интервалах.

Для проверки этого предположения статистики временных интервалов между ближайшими природными (землетрясениями) и социальными (войнами) «сильными» ($J = I+II$) катастрофами моделировались экспоненциальным распределением Вейбулла-Гнеденко.

Выборки землетрясений и войн, каждая в отдельности, и всех событий, в совокупности, с достоверностью не хуже $\alpha = 0.19$ (с вероятностью $q = 1 - \alpha$ не менее 0.81) оказалось возможным описать распределениями Вейбулла-Гнеденко с параметрами формы $p < 1$, что может считаться доказательством эффекта группирования и природных, и социальных, и всех катастроф, в совокупности, на малых временах.

Взаимодействие между природными и социальными катастрофами. Степенное распределение Парето, как и распределение Вейбулла-Гнеденко, относится к классу распределений с «тяжелыми хвостами» [8].

Степенной характер определяет распределение Парето как более чувствительное распределение, по сравнению с распределением Вейбулла-Гнеденко, по отношению к тяжелой «длиннохвостовой» части. Поэтому можно ожидать, что распределения, соответствующие «более короткопериодным» (230 ± 40 лет) природным (землетрясения) и «более длиннопериодным» (330 ± 90 лет) социальным (войны) катастрофам, будут по разному описываться распределением Парето.

Описанные выше выборки землетрясений, войн и всех событий, в совокупности, моделировались распределением Парето. Оказалось, что все три выборки соответствуют распределению Парето с разной достоверностью α . Проверка значений достоверности α (вероятности q) на устойчивость путем «деформации» выборок за счет небольшого изменения (уменьшения) в них чисел событий показала следующее. Значения α (q) для выборок «войны» и «все события» изменяются в достаточно малых пределах $\alpha = 0.04-0.17$ ($q = 0.83-0.96$) и $\alpha = 0.99-0.999$ ($q = 0.001-0.01$), соответственно, являясь «устойчивыми» к «малым деформациям» исходных выборок. В то же время, для выборки «землетрясения» скорее являются неустойчивыми, поскольку построить соответствующие распределения Парето не всегда представляется возможным вследствие параметра формы $k < 0$.

Геосоциальный процесс. Все события, в совокупности, можно рассматривать как систему, состоящую из двух подсистем – природных и социальных катастроф. Наличие у такой системы в целом и каждой из подсистем в отдельности тождественных свойств – одинаковые наклоны графиков повторяемости катастроф, близкие периоды цикличности и группирование на малых временных интервалах, – с одной стороны, характеризует обе подсистемы как независимые. С другой – невозможность моделирования всей системы, в совокупности, и каждой из ее подсистем, в отдельности, распределением Парето позволяет предположить наличие у системы таких свойств, которые не могут быть выражены через свойства каждой из подсистем. Такое свойство в теории системного анализа называется эмерджентностью, и оно, по сути, определяет «природу системы» [12].

Приведенный анализ показал, что эффект группирования катастроф в масштабе всей системы никак не может быть объяснен посредством эффектов группирования в каждой из подсистем в отдельности: подсистема ничего не может «знать» о свойствах другой независимой от нее подсистемы. Именно «структура системы определяется ее эмерджентностью» [12]. Как видим, свойство эмерджентности в данном случае отражает специфический эффект взаимодействия природных и социальных катастроф между собой. Свойство независимости подсистем, их аддитивность относительно распределения Вейбулла-Гнеденко в данном случае следует понимать в смысле их статистической независимости.

Таким образом, проведенный анализ показал, что в составленном авторами достаточно статистически представительном списке событий (табл. 1) взвешенные по единой логарифмической шкале природные и социальные катастрофы, в совокупности, следует рассматривать как единый циклический геосоциальный процесс, отражающий взаимодействие «неживой» Природы и Социума, которое должно осуществляться в соответствии с графиком повторяемости с наклоном -0.6 .

Обсуждение результатов. Авторами составлен единый список взвешенных по величине сильных (I + II + III) природных и социальных катастроф за последние 36 веков нашей истории и установлены его свойства: повторяемость, цикличность, группируемость, наклон графика повторяемости катастроф, взаимодействие природных и социальных явлений между собой. Такие свойства всей совокупности катастроф позволили сформулировать и поставить проблему единого геосоциального процесса и начать его моделирование.

Имеющиеся данные показали, что регионы высокого геологического риска испытывают перманентное воздействие сложных процессов и продуктов их деятельности на глобальном и локальном масштабах [5]. Именно тектонические, сейсмические и вулканические процессы, фактически, во многом и определяют условия совместного проявления сложных медико-экологических и неблагоприятных социальных обстановок. Как видим, первые результаты исследований в области медицинской геологии указывают на тесную взаимосвязь условий проживания социума от уровня риска в результате региональных геодинамических процессов.

Такие данные можно рассматривать как подтверждение постановки задачи совместного исследования природных и социальных явлений в рамках единого геосоциального процесса.

Множество стран нашей планеты объединились в одно информационное поле с целью обсуждения, анализа и оперативного реагирования на последствия глобальных катастроф [9], что показывает: база с целью исследования таких важных для цивилизации природных и социальных явлений и медико-геологических региональных условий на современном уровне, фактически, уже заложена. Без проведения такого широкого геосоциально-медико-геологического комплекса исследований, его моделирования и построения соответствующих региональных моделей успешная реализация крупных инфраструктурных проектов в любой части Земного шара, включая и новые масштабные финансовые проекты Российской Федерации по развитию территорий Сибири и Дальнего Востока России, не возможны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блох Ю.И. Природные катастрофы и революции в религиях // Природа. 2011. № 6. С. 60-73.
2. Викулин А.В., Викулина М.А., Долгая А.А. Геосоциальный процесс // Система «Планета Земля»: 200 лет священному союзу. М.: ЛЕНАРД, 2015. С. 507-521.
3. Викулин А.В., Семенец Н.В., Викулина М.А. Глобальные катастрофы: геодинамика и социум // Геофизические процессы и биосфера. 2012. Т. 11, № 3. С. 11-45.
4. Викулин А.В., Викулина М.А., Семенец Н.В. Концепция катастрофизма в геологии и социуме // Система «Планета Земля». М.: ЛЕНАРД, 2014. С. 243-276.
5. Вольфсон И.Ф. Медицинская геология: состояние и перспективы. М.: РосГео, 2010. 219 с.
6. Капица С.П. Парадоксы роста: Законы глобального развития человечества. М.: Альпина нонфикшн, 2012. 204 с.
7. Мягков С.М. География природного риска. М.: МГУ, 1995. 224 с.
8. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: Приложения к анализу катастроф. М.: ГЕОС, 2007. 242 с. (Вычислительная сейсмология. Вып. 38).
9. Повестка действий в целях устойчивого развития. Доклад, представленный Генеральному секретарю ООН 23.10.2013 г. // Sustainable development solution network. A global initiative for the United Nation. 2013. 58 p.
10. Родкин М.В., Шебалин Н.В. Проблемы измерения катастроф // Изв. РАН. Сер. геогр. 1993. № 5. С. 106-116.
11. Рябухин А.Г., Короновский Н.В. Концепция катастрофизма в геологии // Вестник МГУ. Сер. 4: Геология. 1988. № 6. С. 6-15.
12. Тарасенко Ф.П. Прикладной системный анализ (Наука и искусство решения проблем): учебник. Томск: Изд-во ТГУ, 2004. 186 с.
13. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 436 с.

УДК 551.46.06

НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ МОНИТОРИНГА ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ*Е.Д. Вязилов, Н.В. Чуняев*

«Всероссийский научно – исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных» Росгидромета, г. Обнинск, Россия
vjaz@meteo.ru

Несмотря на использование высокоавтоматизированных систем измерений, сбора, хранения, обработки, прогноза и доведения информации о состоянии природной среды, размер ущерба от опасных природных явлений (ОПЯ) возрастает. Это связано с тем, что информация о среде, поступающая на промышленные объекты, используется недостаточно эффективно. Лица, принимающие решения (ЛПР), на информацию подобного рода обращают недостаточно внимания и не всегда выполняют превентивные мероприятия, необходимые для снижения или предотвращения ущерба. Только автоматизация поддержки решений позволит повысить эффективность управления в период ОПЯ и будет способствовать уменьшению ущерба.

В России создана Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО), в которой интегрированы наблюдаемые, аналитические, прогностические и климатические данные. Данные обновляются в автоматическом режиме с заданной периодичностью от нескольких мин до недели, в зависимости от частоты наблюдений.

Для повышения эффективности использования данных с помощью ЕСИМО можно организовать автоматическое оповещение ЛПР о возникших ОПЯ через программу-агент, работающую на мобильном интернет-устройстве; отобразить информацию в более компактном виде на экране ЛПР; оценить возможный ущерб и затраты на превентивные мероприятия; выдать сведения о воздействиях среды на промышленные предприятия, население и рекомендации для принятия решений; представить информацию в виде интерактивных карт, графиков, диаграмм, таблиц.

Средства автоматического оповещения ЛПР о возникших ОПЯ через программу-агент работают с использованием соответствующих критических значений показателей среды для каждого типового предприятия и технологического процесса, выполняемого им. Программа-агент активизируется при наступлении определенных ситуаций и предоставляет минимум информации. Программа-агент настраивается пользователем под конкретный объект, точку или регион, влияющие параметры среды.

Существует необходимость в режиме реального времени отображать информацию при помощи компактной схемы, отражающей параметры среды, влияющие на промышленный объект в виде приборов (термометр, aneroid, рейка, спидометр, гигрометр, термограф, барограф, осадкомер, др.) с возможностью индикации показателей, превысивших критические значения.

Для оценки необходимости проведения превентивных мероприятий ЛПР требуется также информация в виде возможного экономического ущерба от ОПЯ, стоимости превентивных мероприятий, выполняемых для уменьшения или предотвращения ущерба. При принятии решений ЛПР должен понимать возможные последствия от ОПЯ и опираться на рекомендации, выдаваемые системой для поддержки принятия решения. Выдача таких сведений о воздействиях и рекомендаций опирается на правила («если, то»), сформированные на основе накопленного опыта в прошлом. При этом должны учитываться

не только критические значения для каждого объекта и технологического процесса, но и тип информации (наблюдения, прогноз, климат, после явления), уровень принятия решений, сезон года, климатическая зона, где находится объект.

В настоящее время созданы базы данных критических значений, сведений о воздействиях и рекомендации для ОПЯ, включая геофизические и геологические явления. Применение ЕСИМО на практике повысит безопасность населения за счет более оперативного доведения информации об ОПЯ до ЛПР и населения, а также станет основой для получения более информативных данных.

УДК 550.34

НАУЧНО-ИНФОРМАЦИОННЫЙ САЙТ «ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ» – ИГРУШКА ИЛИ НЕОБХОДИМАЯ РЕАЛЬНОСТЬ?

Н.К. Гайдай^{1,2}, Л.Ю. Калинина^{1,2}, С.В. Курткин³

¹ Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан, Россия;

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан, Россия;

³ Магаданский филиал ГС РАН, г. Магадан, Россия
nataly_mag@rambler.ru

Возможные последствия сильных землетрясений известны практически любому жителю нашей планеты, но люди не могут заранее узнать о точных времени и месте сильных толчков. Несмотря на огромное количество проведенных на сегодняшний день исследований в области сейсмологии, на доказанное существование ряда предвестников землетрясений, по-прежнему невозможно однозначно сказать, когда и где наступит сейсмическое событие и какой силы при этом оно проявится. Такая неопределенность приводит к тому, что население либо чрезмерно пугается даже незначительных сейсмических колебаний, либо напротив, весьма несерьезно относится к мощным землетрясениям.

Сегодня успешно функционируют несколько международных сервисов, на которых в режиме online отражается информация о текущих сейсмических событиях на земном шаре [14, 15, 16, 20]. Как правило, это информация о достаточно мощных по энергетическому выходу сейсмических событиях. В некоторых регионах России созданы и работают русскоязычные территориальные сервисы (например, Байкальский, Камчатский, Сибирский) [17, 18, 19]. В Магаданской области подобного сайта в настоящее время не существует. Конечно, сейсмичность территории Магаданской области не так высока, как например, на Камчатке, однако периодически население ощущает толчки различной интенсивности (табл. 1) [1-10].

Таблица 1. Ощутимые землетрясения, произошедшие на территории Магаданской области в период 01.01.2002 – 01.01.2015 гг., с имеющимися результатами макросейсмических обследований

№	Дата	Время (Гринвич)	Магнитуда	Класс энергии (по Раутиану)	Интенсивность в эпицентре	Координаты эпицентра	
	дд.мм.гггг	чч:мм:сс		К		балл	с.ш.
1	26.11.2002	02:12:01.0	3.8	10.5	4.9	60.35	150.77
2	19.02.2002	16:14:01.3	4.0	10.9	5.2	63.11	151.89
3	19.02.2002	16:29:40.9	4.2	11.3	5.6	63.11	151.81
4	20.12.2002	05:08:08.5	3.5	9.9	4.5	59.99	151.85
5	14.05.2003	04:49:56.8	4.1	11.1	5.4	63.11	148.37
6	28.12.2003	16:07:33.2	4.5	11.9	6.1	59.78	151.90
7	05.04.2004	17:50:55.3	3.7	10.4	5.0	62.45	147.46
8	16.09.2004	15:35:41.0	4.3	11.5	5.6	63.40	150.41
9	03.11.2004	22:18:17.5	4.1	11.1	3.7	59.41	150.44
10	28.12.2004	14:46:50.5	3.3	9.6	4.1	59.80	152.12
11	17.04.2005	05:32:21.1	4.6	12.2	6.2	59.78	151.68
12	11.12.2005	15:15:07.9	3.8	10.6	5.0	60.09	151.86

Продолжение таблицы 1.

№	Дата	Время (Гринвич)	Магнитуда	Класс энергии (по Раутиану)	Интенсивность в эпицентре	Координаты эпицентра	
	дд.мм.гггг	чч:мм:сс	mb	К	балл	с.ш.	в.д.
13	28.05.2006	20:19:08.8	4.4	11.8	5.9	58.38	148.30
14	14.10.2006	05:44:02.2	2.9	8.7	3.8	60.29	151.13
15	19.10.2006	07:15:34.4	5.3	13.7	6.0	64.09	149.13
16	13.04.2007	18:16:50.2	3.5	10	4.8	62.20	156.75
17	19.04.2007	18:12:10.8	3.2	9.4	3.1	56.65	151.67
18	29.03.2008	14:55:10.8	4.4	11.8	6.1	58.86	147.69
19	08.09.2008	04:21:39.1	3.8	10.5	4.9	61.13	158.13
20	04.10.2008	18:17:31.8	5.1	13.2	5.5	60.53	142.98
21	06.01.2009	00:05:37.8	3.9	10.7	5.3	60.13	149.30
22	21.01.2009	17:37:40.4	4.6	12.1	6.3	61.39	156.32
23	29.01.2009	19:27:49.5	3.3	9.6	4.2	63.12	151.95
24	27.07.2009	00:15:33.4	4.7	12.4	5.2	63.96	145.27
25	26.12.2009	23:22:00.2	5.1	13.1	6.6	59.72	151.14
26	12.01.2010	19:56:18.1	2.7	8.4	3.2	59.74	150.82
27	10.06.2010	13:06:50.9	3.1	9.1	3.6	59.77	150.78
28	04.07.2010	00:53:33.1	3.4	9.7	4.2	59.76	150.83
29	27.07.2010	07:09:24.9	2.9	8.7	3.2	59.75	150.777
30	02.08.2010	14:17:16.9	5.6	14.3	7.1	61.78	145.57
31	21.11.2010	13:23:15.3	3.7	10.3	5.0	66.89	-173.31
32	04.03.2011	08:53:15.3	4.2	11.3	5.8	59.80	146.20
33	23.11.2011	07:11:16.0	4.2	11.4	5.3	61.73	146.00
34	15.01.2012	06:29:21.0	4.3	11.5	5.5	58.83	147.24
35	20.04.2012	14:54:28.4	4.0	10.9	4.9	62.20	158.67
36	15.01.2013	13:36:43.5	3.4	9.8	4.6	59.78	150.07
37	20.01.2013	10:48:46.3	5.4	13.8	6.6	64.84	146.56
38	29.03.2013	18:00:18.7	4.1	11.1	5.6	58.51	149.13
39	22.04.2013	12:25:54.5	3.5	9.9	3.9	59.06	149.41
40	24.05.2013	05:44:47.9	2.4	7.7	0.0	54.89	153.34
41	03.11.2013	23:10:16.3	4.4	11.7	5.7	60.35	150.77
42	18.01.2014	01:49:33.9	3.1	9.2	3.6	62.55	155.81
43	26.03.2014	03:28:28.2	2.9	8.8	3.2	59.81	150.86
44	04.07.2014	09:15:38.1	4.9	12.8	6.2	63.23	150.93

В 1963 году председателем облисполкома Магаданской области был подписан приказ об организации работы сейсмической станции в Омсукчанском районе. Это событие стало точкой отсчета в создании сети временных сейсмических станций на территории области. Некоторые из них, начиная с 1967 г., были оставлены для наблюдений в постоянном режиме. С этого времени началось формирование сети постоянных сейсмических станций Северо-Восточного научно-исследовательского института Дальневосточного научного центра Академии наук СССР.

С момента начала наблюдений по февраль 2014 г. в радиусе 100 км от г. Магадан зарегистрировано более 190 землетрясений энергетического класса $K \geq 8$, из них 6 сильных событий энергетического класса $K \geq 12$ (энергетический класс K связан с энергией землетрясения E (Дж) соотношением $K = \lg E$ [13]). За последние 10 лет в радиусе 50 км от Магадана зарегистрировано два сильных землетрясения с $K \geq 12$. Памятное многим местным

жителям землетрясение 26 декабря 2009 г. энергетического класса $K = 13.1$ ощущалось силой в 6 баллов в г. Магадан (24 км от эпицентра), 5 баллов в поселках Ола (21 км), Стекольный (40 км), Талая (174 км).

Вблизи крупнейших ответственных объектов горнодобывающего комплекса, расположенных на территории Магаданской области, также регистрировались достаточно крупные сейсмические события. Например, в радиусе 100 км от серебряного месторождения Дукат, одного из крупнейших в мире, за период инструментальных наблюдений зарегистрировано более 286 сейсмических событий различных энергетических классов более 8, из них 5 сильных землетрясений с энергетическим классом $K \geq 12$.

Однако информация об этих событиях в настоящее время является достоянием только узких специалистов. И в случаях, когда вдруг ощущаются даже незначительные толчки, телефоны оперативного дежурного МЧС и дежурного сейсмической станции г. Магадан становятся недоступными из-за большого количества звонков особо интересующихся граждан.

Все вышеперечисленное говорит об актуальности проекта создания научно-информационного сайта, основной целью которого является создание условий для оперативного информирования населения Магаданской области о произошедшем сейсмическом событии (месте, времени, его характеристиках), сбор информации об ощущении населением землетрясения в различных районах конкретного населенного пункта с последующим отображением результатов макрорайонирования. Кроме этого, сайт должен выполнять также просветительскую функцию.

Для получения ожидаемого результата предполагается решение следующих задач:

- установление оперативной связи с сейсмологической станцией с целью получения информации о происходящих на территории Магаданской области сейсмических событиях;
- размещение на сайте карты Магаданской области и отдельно – карт ее отдельных населенных пунктов и оцифровка зданий и сооружений, находящихся на их территории, с созданием каталога характеристик построек;
- внесение в базу информации обо всех зарегистрированных ранее на территории Магаданской области землетрясениях;
- разработка интерактивной анкеты для опроса населения с целью сбора информации о макросейсмических проявлениях ощутимых землетрясений и отработка схемы оперативного сбора данной информации;
- разработка программы обработки результатов опроса населения и построения изосейст (макрорайонирование).

Результатом разработки ожидается создание сайта, на котором население Магаданской области сможет в режиме реального времени:

- получать информацию о параметрах землетрясения, произошедшего на территории Магаданской области (географическое положение эпицентра, время события, его энергетический класс);
- участвовать в опросе о своих ощущениях произошедшего землетрясения;
- получать информацию о проявлениях землетрясения в различных точках населенного пункта (как в графическом режиме, так и в численном выражении);
- анализировать сейсмичность отдельных участков Магаданской области за различные промежутки времени.

Ожидаемые результаты будут представлять интерес для населения, частично снимут нагрузку со специалистов служб МЧС, сейсмической станции. Создаваемый сервис предполагает размещение информации, которая будет также полезна для узких специалистов различных отраслей. Так, например, специалисты в области сейсмогеологии с помощью уже апробированной программы смогут оценить плотность разломов и сейсмическую активность различных участков Магаданской области [11, 12], специалисты строительной отрасли по результатам макросейсмического районирования получают возможность оценить масштаб последствий конкретного землетрясения на земной поверхности и произвести корректировку в расчетах на сейсмостойчивость зданий и сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Лещук Н.М., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии в 2002 году. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 226-231.
2. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Комарова Р.С., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии, 2003 год. Обнинск: ГС РАН, 2009. С. 193-200.
3. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Комарова Р.С., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии, 2004 год. Обнинск: ГС РАН, 2010. С.199-206.
4. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Карпенко Л.И., Комарова Р.С., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии, 2005 год. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 228-233.
5. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Карпенко Л.И., Комарова Р.С., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 214-219.
6. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Карпенко Л.И., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии, 2007 год. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 215-224.
7. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Карпенко Л.И., Седов Б.М. Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск: ГС РАН, 2014 (в печати).
8. Алешина Е.И., Гунбина Л.В. Землетрясения России в 2009 году. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 46-49.
9. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Курткин С.В. Землетрясения России в 2010 году. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 48-51.
10. Алешина Е.И., Гунбина Л.В., Курткин С.В. Землетрясения России в 2011 году. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 49-52.
11. Брачун Т.А., Калинина Л.Ю., Беспалов Д.А. SeismoAc - программа для расчета сейсмической активности в Магаданской области. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2013618006 от 28.08.2013.
12. Калинина Л.Ю., Гайдай Н.К., Беспалов Д.А. Сейсмический режим Магаданской области. Программа для расчета сейсмической активности // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: мат-лы Девятой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 160-163.
13. Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км// Труды Института физики Земли АН СССР. 1964. № 32 (199). С. 88-93.
14. <http://www.ceme.gsras.ru/> (дата обращения 6.11.2014).
15. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/> (дата обращения 20.11.2014).
16. <http://www.emsc-csem.org/Earthquake/> (дата обращения 20.11.2014).
17. <http://www.emsd.ru/> (дата обращения: 6.01.2015).
18. <http://eq24.ru/> (дата обращения: 20.11.2014).
19. <http://seis-bykl.ru/> (дата обращения: 20.11.2014).
20. http://2012god.ru/seismic_monitor/ (дата обращения: 6.01.2015).

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ И МЕХАНИЗМАХ ОТКЛИКА ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ НА СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

В.В. Ершов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
v.ershov@imgg.ru

В настоящее время считается аксиомой факт реакции флюидодинамических систем на любые изменения напряженно-деформированного состояния земных недр [3]. К таким системам относятся магматические и грязевые вулканы, артезианские скважины, залежи нефти и газа, гейзеры и т.п. Однако многие вопросы о конкретных механизмах и особенностях этой связи пока остаются без ответа. В частности, это касается проявлений региональной сейсмичности в деятельности флюидодинамических систем, чему посвящено большое количество публикаций [1-4, 6-16 и др.]. Данная проблема рассмотрена на примере грязевых вулканов, исследованием которых автор занимается достаточно длительное время.

Согласно работе [4] отклик флюидодинамических систем на землетрясения обусловлен действием двух факторов: квазистатическими изменениями напряженного состояния среды, вызванными сейсморазрывом, и динамическими изменениями напряжения, вызванными прохождением сейсмических волн. При этом первый фактор эффективно действует только в ближней зоне землетрясения – на расстояниях, сопоставимых с размером очага. В работе [15] указана эмпирическая формула $\lg R_{\max} = 0.45M - 0.95$, позволяющая в зависимости от магнитуды M землетрясения оценить максимальное эпицентрального расстояние R_{\max} (в км) для возможных различных флюидодинамических проявлений этого землетрясения – извержений грязевых и магматических вулканов, разжижений грунта, изменений температурного режима термальных источников и др. Похожая формула – с небольшими отличиями в числовых коэффициентах – приводится и в работе [8]: $\lg R_{\max} = 0.44M - 0.79$. Однако физический смысл этих формул остается малопонятным. В работе [14] рассматривается другое соотношение: $\lg R_{\max} = 0.48M - 0.33 \lg e$, где e – объемная плотность энергии сейсмических колебаний в данной точке среды (в Дж/м³). Там же указано, что разжижения грунта, извержения грязевых вулканов и увеличение потока геофлюидов происходят при $e > 0.1$ Дж/м³, а изменения температуры природных вод в термальных источниках при $e > 0.01$ Дж/м³. Из приведенного соотношения видно, что эффекты, вызываемые землетрясениями, должны определяться энергией сейсмических волн, приходящих в данную точку. В работах [11, 12] по результатам наблюдений за грязевыми вулканами Калифорнии приходят к выводу, что реакция вулканов на землетрясения обусловлена увеличением проницаемости грязевулканического канала. Отмечается частотная зависимость отклика грязевых вулканов на сейсмические события – вулканы более чувствительны к длиннопериодным сейсмическим волнам, чем к волнам с меньшим периодом той же самой амплитуды. Отклик объясняется тем, что в неоднородной пороупругой среде создаются градиенты давления, которые пропорциональны амплитуде динамических напряжений. Эти градиенты приводят к перемещению (мобилизации) частиц и пузырей газа, которые ограничивали проницаемость канала, препятствуя свободному потоку жидкостей и газа. Время мобилизации пропорционально периоду сейсмических волн. В работе [4] отклик геофлюидных систем на сейсмическое воздействие объясняется декольматацией трещин за счет возникновения избыточного давления при прохождении сейсмического импульса, что приводит к увеличению эффективной проницаемости трещин и дополнительной миграции флюидов. Для оценок величины динамических напряжений используется выражение для акустического давления на фронте плоской волны, в которое входит массовая скорость V_m . После соответствующих преобразований имеем соотношение $\lg R = 0.67M - 0.671 \lg V_m - 1.95$,

из которого видно, что эффекты, вызываемые землетрясениями, должны определяться максимальной массовой скоростью в цуге сейсмических волн, то есть импульсом давления при прохождении сейсмических волн через данную точку среды.

Наблюдаемые после Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006 – 2007 гг. аномальные изменения в деятельности Южно-Сахалинского грязевого вулкана [1, 2] мы также склонны объяснять изменениями давления при прохождении сейсмических волн. Амплитуда акустического давления сейсмической волны при этих землетрясениях составляла порядка 10^5 Па. Однако мы предлагаем несколько иной механизм отклика грязевого вулкана на сейсмическое воздействие, который, впрочем, не исключает наличие прочих механизмов. Этот механизм возможен при наличии определенных условий, которые имеют место в случае грязевых вулканов. Считается, что основной движущей силой грязевого вулканизма является природный газ, большие скопления которого, вероятно, находятся в нижней части грязевулканического канала на глубинах 5–10 км. Деятельность грязевых вулканов продолжается в течение длительного промежутка времени. За это время столб водогрязевой смеси в канале вулкана насыщается растворенным газом путем молекулярной и конвективной диффузии. Объем растворенного в жидкости газа пропорционален давлению газа (закон Генри). В водогрязевой смеси находится во взвешенном состоянии большое количество обломков горных пород, которые имеют размеры от 10^{-6} до 10^{-3} м. Другими словами, для водогрязевой смеси характерна высокая концентрация зародышей кавитации. Сейсмические волны от землетрясения вызывают перепад давления в канале вулкана, что может вызвать акустическую кавитацию – разрыв сплошности водогрязевой смеси и появление парогазовых пузырьков. Часть растворенного газа переходит в свободную фазу, что приводит к наблюдаемому увеличению дебита и изменению химического состава свободных газов, истекающих из грифонов вулкана. После землетрясения наблюдается тренд к постепенному восстановлению прежнего состава свободных газов [2], что отражает, по нашему мнению, процесс повторного насыщения водогрязевой смеси газом, который поступает из питающей вулкан газовой залежи. Время релаксации (восстановления исходного состава) составляет для разных грифонов от 70 до 140 суток. В течение этого времени грязевой вулкан будет слабо чувствителен к последующим возможным землетрясениям. Используя температурные зависимости константы Генри и коэффициента Сеченова для CH_4 и CO_2 [5], получено распределение по глубине содержания растворенных газов в канале вулкана. Сделаны оценки количества газа, переходящего в свободную фазу при изменениях давления в канале, обусловленных динамическими напряжениями от сейсмической волны.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-01768).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ершов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006-2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газовой доломитокластитового (грязевого) вулкана // ДАН. 2008. Т. 423, № 4. С. 533-537.
2. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Обжиров А.И. Изотопно-геохимические характеристики свободных газов Южно-Сахалинского грязевого вулкана и их связь с региональной сейсмичностью // ДАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 256-261.
3. Касьянова Н.А. Экологические риски и геодинамика. М.: Научный мир, 2003. 332 с.
4. Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М. и др. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. 2011. № 12. С. 50-62.
5. Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
6. Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. 204 с.
7. Bonini M. Mud volcano eruptions and earthquakes in the Northern Apennines and Sicily, Italy // Tectonophysics. 2009. Vol. 474. P. 723-735.
8. Manga M., Brodsky E. Seismic Triggering of Eruptions in the Far Field: Volcanoes and Geysers // Annual Review of Earth and Planetary Science. 2006. Vol. 34. P. 263-291.
9. Manga M., Brumm M., Rudolph M.L. Earthquake triggering of mud volcanoes // Marine and Petroleum Geology. 2009. Vol. 26. P. 1785-1798.
10. Mellors R., Kilb D., Aliyev A. et al. Correlations between earthquakes and large mud volcano eruptions // Journal of Geophysical Research. 2007. Vol. 112. doi: 10.1029/2006JB004489.
11. Rudolph M.L., Manga M. Frequency dependence of mud volcano response to earthquakes // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39. doi:10.1029/2012GL052383.
12. Rudolph M.L., Manga M. Mud volcano response to the 4 April 2010 El Mayor-Cucapah earthquake // Journal of Geophysical Research. 2010. Vol. 115. doi:10.1029/2010JB007737.
13. Wang C.-Y., Manga M. Earthquakes and Water. Springer, 2010, 218 p.
14. Wang C.-Y., Manga M. Hydrologic responses to earthquakes and a general metric // Geofluids. 2010. Vol. 10. P. 206-216.
15. Wang C.-Y., Wong A., Dreger D.S., Manga M. Liquefaction limit during earthquakes and underground explosions: implications on ground-motion attenuation // Bulletin of the Seismological Society of America. 2006. Vol. 96. P. 355-363.
16. Yang T.F., Fu C.C., Walia V. et al. Seismo-geochemical variations in SW Taiwan: multi-parameter automatic gas monitoring results // Pure and Applied Geophysics. 2006. Vol. 163. P. 693-709.

УДК 550.34

СИСТЕМА ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА НЕФТЕГАЗОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ИМ. Ю. КОРЧАГИНА (СЕВЕРНЫЙ КАСПИЙ)

*С.А. Ковачев, Л.И. Лобковский,
А.А. Крылов, А.И. Иващенко*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия
kovachev@ocean.ru

Система геодинамического мониторинга (СГДМ), разработанная, изготовленная в ИОРАН и установленная в июне 2010 г., предназначена для регистрации слабых (микро-) землетрясений тектонической и техногенной природы, а также сильных колебаний и наклонов главной палубы морской ледостойкой платформы (МЛСП) на месторождении им. Ю. Корчагина (ООО «ЛУКОЙЛ-Нижевожскнефть, Северный Каспий») [1].

Система состоит из трех донных сейсмографов (южного, восточного и западного), установленных на дно Каспийского моря на расстояниях 1-1.5 км от платформы (рис. 1). Для передачи цифровой информации сейсмографы связаны донными кабельными линиями с блоком сбора и обработки данных, расположенным на МЛСП им. Ю. Корчагина.

СГДМ также непрерывно регистрирует наклоны по крену и дифференту нефтедобывающего модуля МЛСП и три компоненты его виброскорости с помощью датчиков, расположенных непосредственно на платформе.

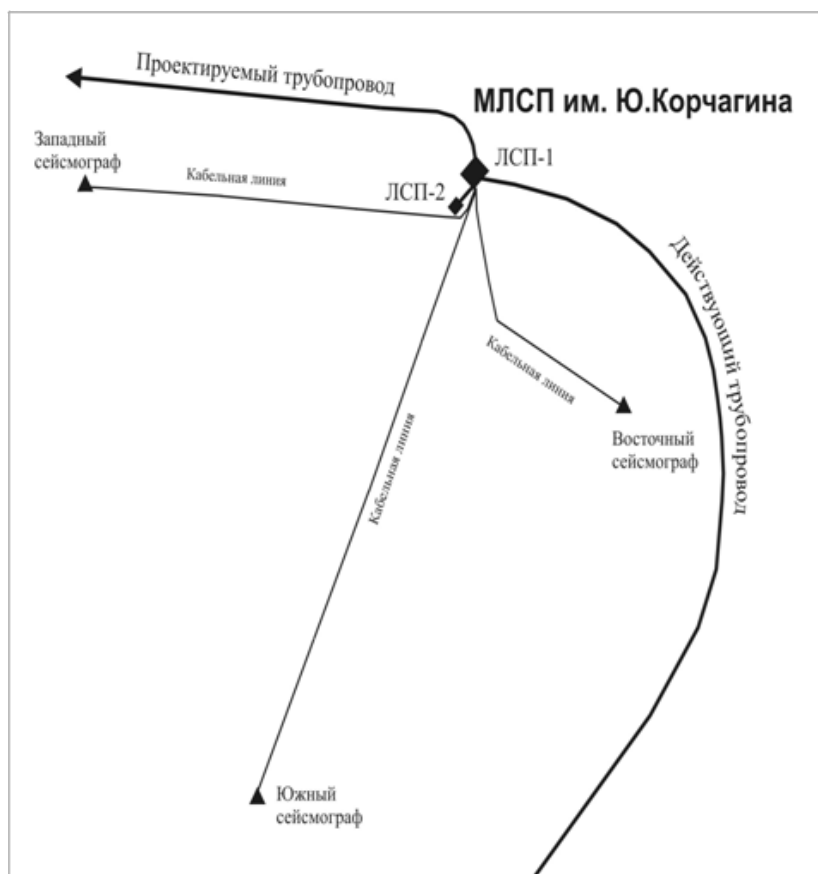


Рис. 1. Схема установки донных сейсмографов в районе МЛСП им. Ю. Корчагина.

В состав датчиков каждого донного сейсмографа (рис. 2) входят три сейсмоприемника (два горизонтальных и один вертикальный) и гидрофон.

Сигнал вертикального сейсмоприемника (тип СВ-5) регистрируется в диапазоне частот 3-30 Гц, сигналы горизонтальных сейсмоприемников (тип СГ-10) – 8-30 Гц, сигнал гидрофона – 0.3-30 Гц. Динамический диапазон регистрации каждого канала составляет 96 дБ. Точное время принимается GPS-приемником, установленным на платформе.



Рис. 2. Донный сейсмограф СГДМ.

За период работы СГДМ на записях донных сейсмографов обнаружены многочисленные сигналы региональных землетрясений Каспийского моря и его обрамления, вошедших в каталог Геофизической службы РАН [2].

Землетрясения происходили в радиусе свыше 1000 км от МЛСП им. Ю. Корчагина. Их магнитуды (m_b) попали в диапазон от 3.0 до 5.5. Очаги землетрясений находились в районе Западного и Восточного Кавказа, в акватории Каспийского моря, в Туркменистане и Иране. Пример записи одного из землетрясений приводится на рисунке 3.

Гидрофонами системы регистрируются также сильные землетрясения ($M > 7$), происшедшие на телесеismicких расстояниях свыше 8000 км (рис. 4).

Местные землетрясения в районе месторождения им. Ю. Корчагина обнаруживаются крайне редко и имеют незначительные магнитуды ($M_L < 1.5$).

Данные, поступающие с датчика наклонов, показывают, что тренды наклонов главной палубы МЛСП по крену и дифференту минимальны и не превышают 0.04° .

На спектре наклонов по крену, рассчитанному за весь период наблюдений, выделяются полусуточный и суточный максимумы, соответствующие лунным и солнечным приливным колебаниям в твердой Земле.

В соответствии с новой редакцией СНиП II-7-81* [3] подобные системы должны устанавливать на всех морских нефтегазодобывающих объектах в акваториях, где сейсмические воздействия могут достигать 7 баллов шкалы MSK-64 (уровень проектного землетрясения).

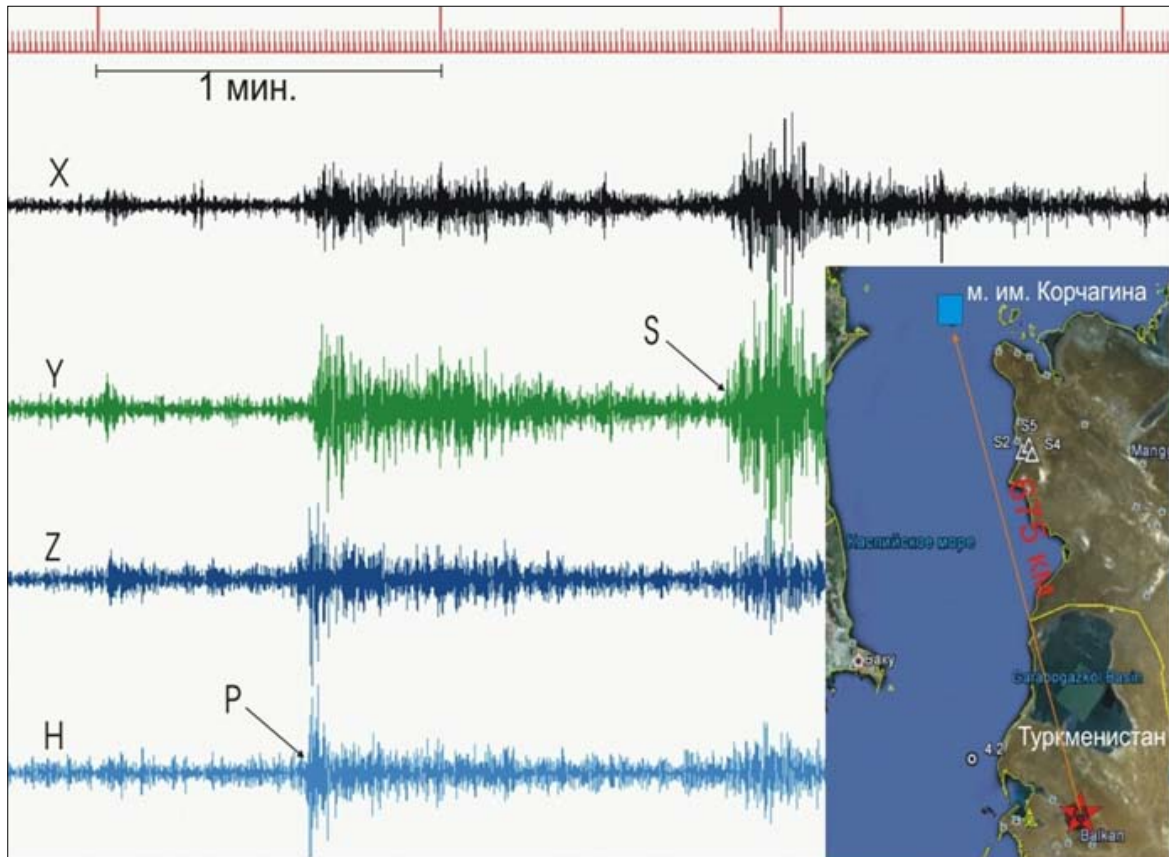


Рис. 3. Запись землетрясения 28 августа 2010 г. с эпицентром в Туркменистане с магнитудой $M_s=5.2$, полученная южным сейсмографом СГДМ.

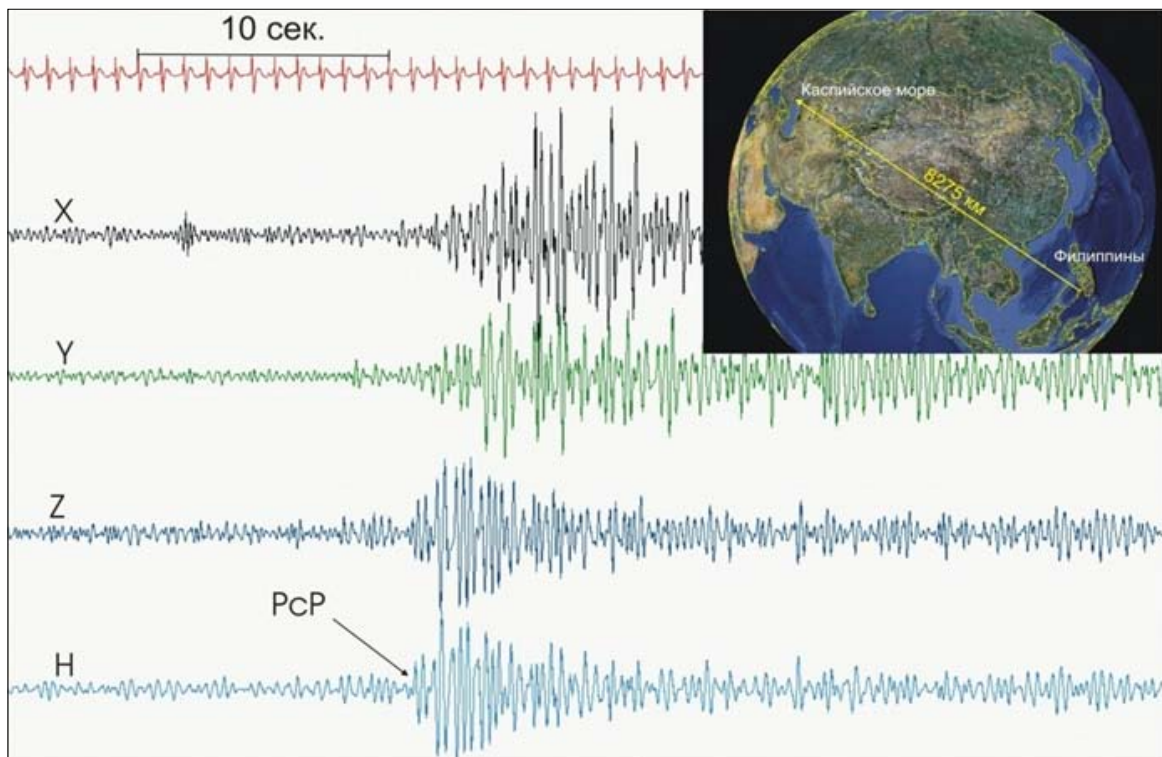


Рис. 4. Запись землетрясения 23 июня 2010 г. (23 час. 15 мин. по Гринвичу) с эпицентром в районе Филиппинских островов с магнитудой $M_B=6.8$, полученная западным сейсмографом СГДМ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лобковский Л.И., Ковачев С.А. Система геодинамического мониторинга морской нефтегазодобычи на шельфе на примере морского нефтегазового месторождения имени Ю. Корчагина // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. 2010. №11. С. 11-14.
2. Российская академия наук. Геофизическая служба. <http://www.ceme.gsras.ru> (дата обращения: 28.03.2015).
3. СНиП II-7-81* Строительство в сейсмических районах. Свод правил. Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства Российской Федерации. 2014. 80 с.

УДК 550.34

АВТОМАТИЧЕСКОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ВЫДЕЛЕНИЕ ФАЗ В ЗАПИСЯХ СИСТЕМЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА НА ШЕЛЬФОВЫХ НЕФТЕДОБЫВАЮЩИХ ПЛАТФОРМАХ

А.А. Крылов, А.И. Иващенко, С.А. Ковачев

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия
artyomkrlv@ocean.ru

Рост мировой потребности в углеводородном сырье и истощение его запасов на суше привели в последние десятилетия к существенному росту морской нефте- и газодобычи. Геодинамические факторы, связанные преимущественно с сейсмической опасностью, относятся к числу основных факторов опасности для проектируемых на шельфе нефтегазопромысловых сооружений. В связи с этим возникает необходимость как в оценке сейсмической опасности района будущего строительства морской буровой платформы или подводного трубопровода, так и в сейсмологическом мониторинге уже в процессе эксплуатации этих объектов.

Для решения этих задач существует целый ряд теоретических и экспериментальных методов, требующих применения современных вычислительных алгоритмов, численного моделирования, аппаратных и программных комплексов.

В настоящее время работает созданная в Институте океанологии система геодинамического мониторинга на МЛСП им. Ю. Корчагина на Северном Каспии, состоящая из постоянно функционирующей сети сейсмографов как на самой платформе, так и на дне в ее окрестности. Для передачи цифровой информации сейсмографы связаны донными кабельными линиями с блоком сбора и обработки данных, расположенным на МЛСП. Система предназначена для регистрации слабых землетрясений тектонической и техногенной природы, сильных колебаний и наклонов буровой платформы, а также просвечивания верхнего слоя осадков с использованием поверхностных волн. Сеймотектоническая обстановка в пределах акватории Северного и Среднего Каспия весьма сложная и требует постоянного контроля за геодинамическими процессами, происходящими здесь. Ситуация может усугубиться во время эксплуатации месторождений и, как следствие, появлением землетрясений техногенной природы. Поэтому по мере сооружения новых буровых платформ на шельфе необходимо наращивать постоянно действующую систему геодинамического мониторинга. Так, на ряде платформ на месторождении им. Филановского в том же районе будет установлена усовершенствованная система.

Использование сети донных сейсмографов как при оценке сейсмической опасности площадок строительства платформ, так и при непрерывном геодинамическом мониторинге функционирующих платформ ставит исследователей перед проблемой обработки большого объема записей. Для решения этой задачи необходима разработка надежного алгоритма автоматического обнаружения землетрясений и выделения фаз вступления сейсмических волн на записях, полученных с помощью донных сейсмографов.

В настоящее время известно много таких алгоритмов. Существует большое семейство методов, основанных на так называемом STA/LTA-алгоритме (анализ отношения значений какой-либо характеристической функции в коротком и длинном временных скользящих окнах) [2, 4]. Широко распространены корреляционные методы [5], авторегрессионные методы [6], алгоритмы, основанные на вейвлет-анализе [3], поляризованном анализе [7], методы распознавания, основанные на нечеткой логике [1], на использовании нейронных сетей [8].

Вышеперечисленные подходы различны по сфере применимости, вычислительным затратам, имеют свои преимущества и недостатки, исходя из желаемой точности, особенностей конкретных записей и т.д.

Задача автоматического выделения фаз на записях донных сейсмографов имеет целый ряд особенностей, которые делают большинство существующих алгоритмов малоэффективными:

- наличие низкочастотных морских микросейсм, связанных с волнением моря;
- обилие коротких высокоамплитудных шумовых импульсов (возможно, рыбы или держки кабеля), спектр которых перекрывается со спектром полезного сигнала, а потому они не фильтруются полосовыми фильтрами;
- наличие таких морских шумов, как шум винтов кораблей, пневмопушек (бывает, что в районе платформ проводятся геофизические работы);
- необходимость надежного обнаружения как слабых локальных сейсмических событий, так и региональных и телесеismicических. Вследствие этого, большая вариация волновых форм сигнала;
- необходимость быстрых алгоритмов, с невысокими вычислительными затратами, т.к. предполагается их использование на рабочих станциях непосредственно на платформах.

Например, наличие коротких высокоамплитудных импульсов делает неэффективными алгоритмы STA/LTA и авторегрессионные методы для решения поставленной задачи, т.к. они основаны на обнаружении резких изменений амплитуды сигнала. Корреляционные методы и нейронные сети хорошо применимы для обнаружения детерминированных сигналов. Для них требуется обширная база данных шаблонов возможных полезных сигналов. В нашем случае нет точного априорного знания искомой волновой формы. Поляризационный анализ и алгоритмы с применением вейвлетов больше подходят для уточнения при выделении и различии P-фазы и S-фазы, чем для обнаружения землетрясений в условиях высокой фоновой и импульсной зашумленности. Кроме того, вычисления в большинстве из названных методов достаточно трудоёмки, что делает их неприменимыми на рабочих станциях.

Исходя из опыта ручной обработки записей сети донных сейсмографов, авторами был предложен иной подход для решения поставленной задачи. Во-первых, целесообразнее разделить задачи обнаружения землетрясения и аккуратного выделения фаз, т.к. последняя особо чувствительна к наличию шумов. Во-вторых, из-за специфики донных шумов, в качестве анализируемых величин лучше брать длительность сигнала и корреляцию по сейсмографам и каналам (в нашем распоряжении сеть из нескольких донных сейсмографов). В-третьих, для дальнейшего выделения фаз вступления волн, использовать записи уже обнаруженных землетрясений, т.е. вырезанные куски непрерывной записи.

На рисунке 1 представлена блок-схема алгоритма. На первом этапе для улучшения отношения сигнал-шум используются полосовые фильтры. Они помогают снизить уровень низкочастотных морских шумов и высокочастотную часть спектра шумов от винтов кораблей. Затем рассчитывается характеристическая функция (оггибающая), которая описывает длительность сигнала. На этом этапе важно, чтобы оггибающая не была как излишне «изрезанной», так и слишком плавной. Выбрана функция в виде максимального абсолютного значения в окне длительностью 2 секунды. Далее определяется адаптивный порог детектирования в виде среднего абсолютного значения по временному окну длительностью в 10 минут. Применение адаптивного порога позволяет избежать ложного срабатывания детектора при плавном изменении шумов, таких как шумы винтов корабля или суточные изменения фонового шума. Затем по характеристической функции определяется длительность сигнала по уровню адаптивного порога. Отсеиваются слишком короткие сигналы (< 5 сек) и слишком длинные (> 10 мин). Времена вступления остальных сигналов вносятся в соответствующие массивы для каждого канала и каждого сейсмографа. На следующем этапе алгоритм проверяет корреляцию между этими вступлениями по разным каналам и сейсмографам. Принимается решение о наличии сейсмического события, если сигнал подходящей длины обнаружен хотя бы по двум каналам на двух сейсмографах. Эти сигналы вырезаются из непрерывной записи и в дальнейшем используются для последующего аккуратного выделения P-фазы и S-фазы с помощью поляризационного анализа [7]. На рисунке 2 представлено, как алгоритм реагирует на различные виды полезных сигналов и шумов.

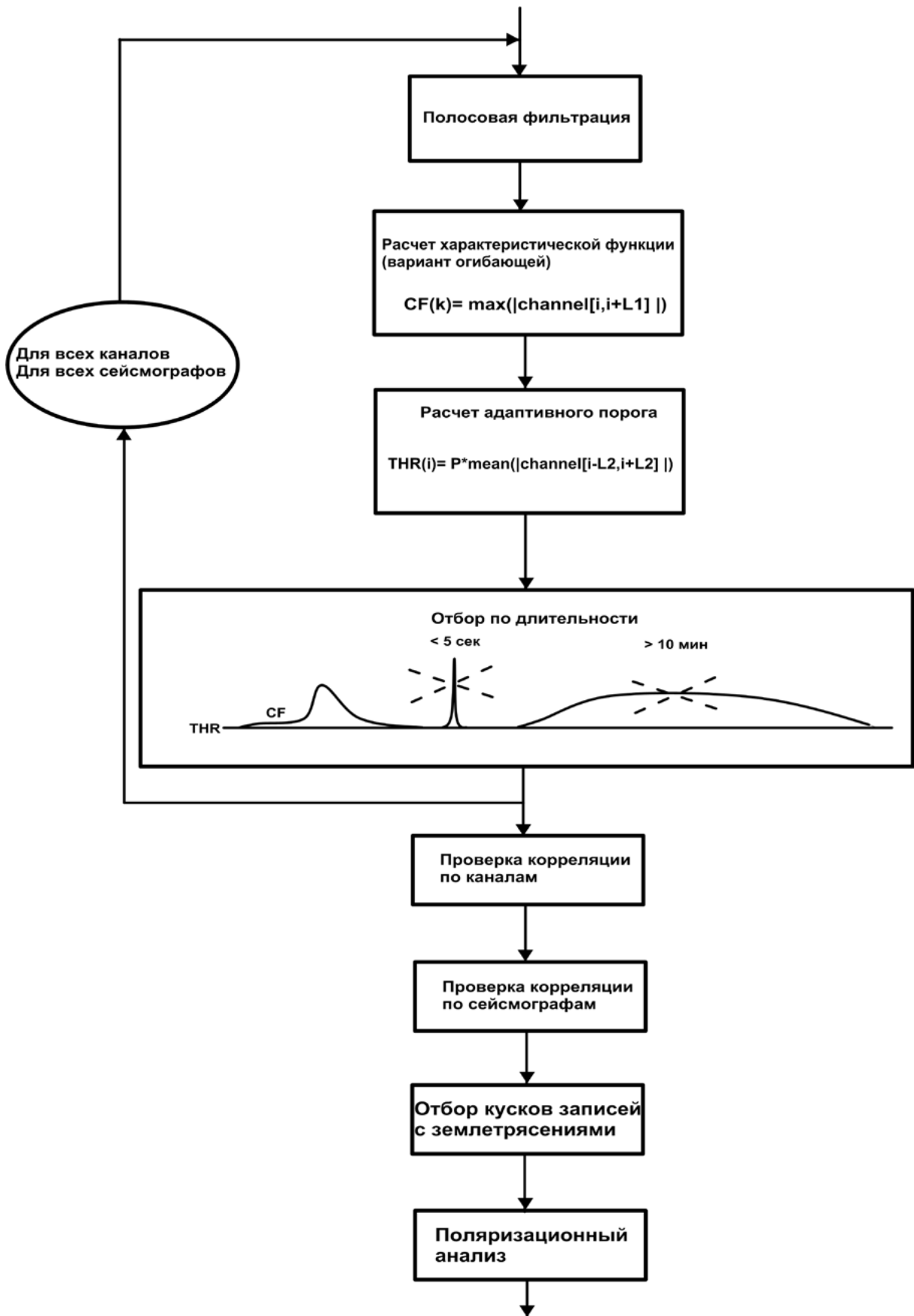


Рис. 1. Блок-схема алгоритма автоматического обнаружения землетрясений с помощью сети донных сейсмографов.

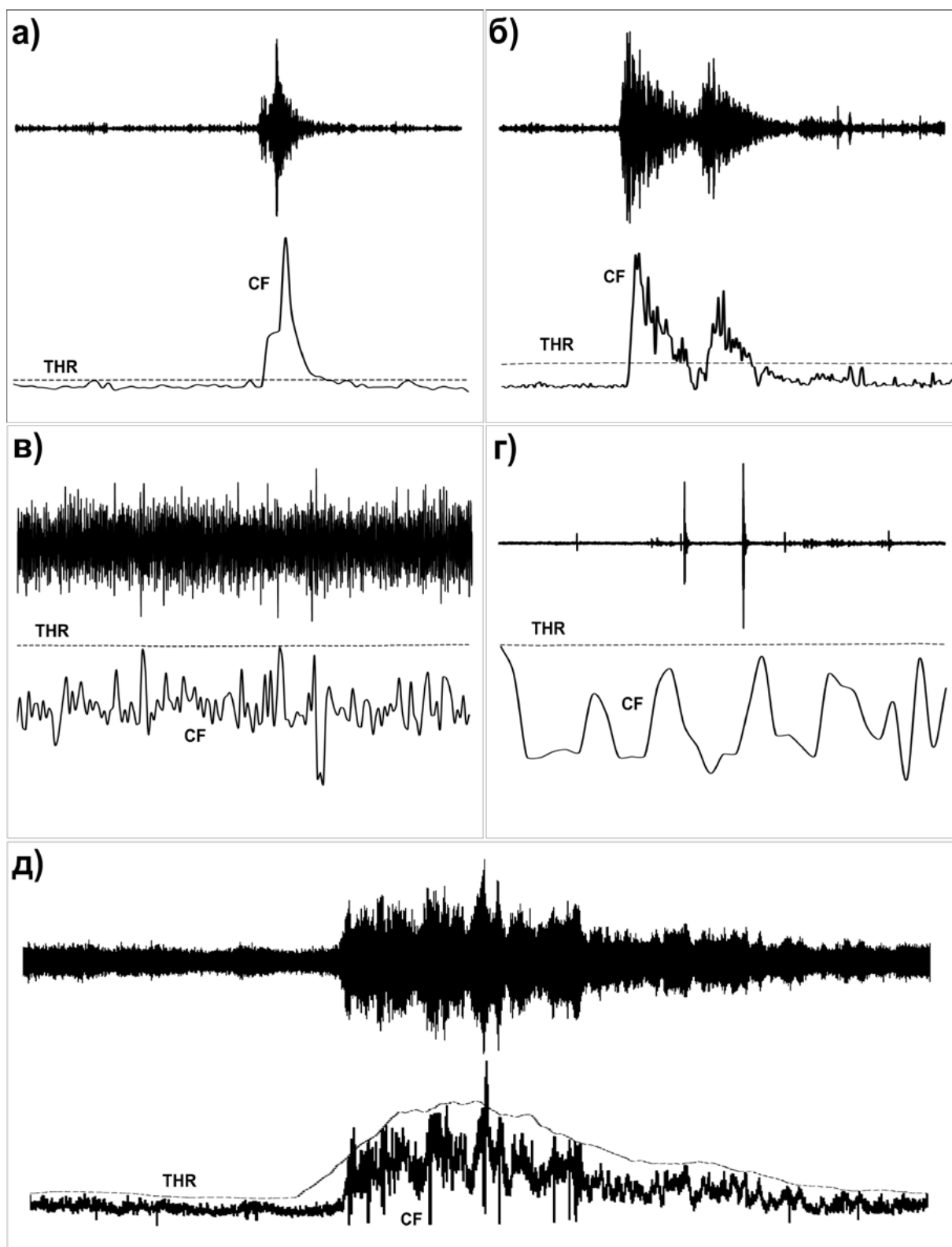


Рис. 2. а) локальное землетрясение; б) региональное землетрясение; в) фоновый шум; г) высокоамплитудные шумовые импульсы (видно, что алгоритм их отсеивает); д) длительные помехи (видимо, корабль), адаптивный порог огибает сигнал, отдельные выбросы не коррелируются по каналам.

На рисунке 3 изображен результат поляризационного анализа по трехкомпонентной записи после выполнения алгоритма обнаружения.

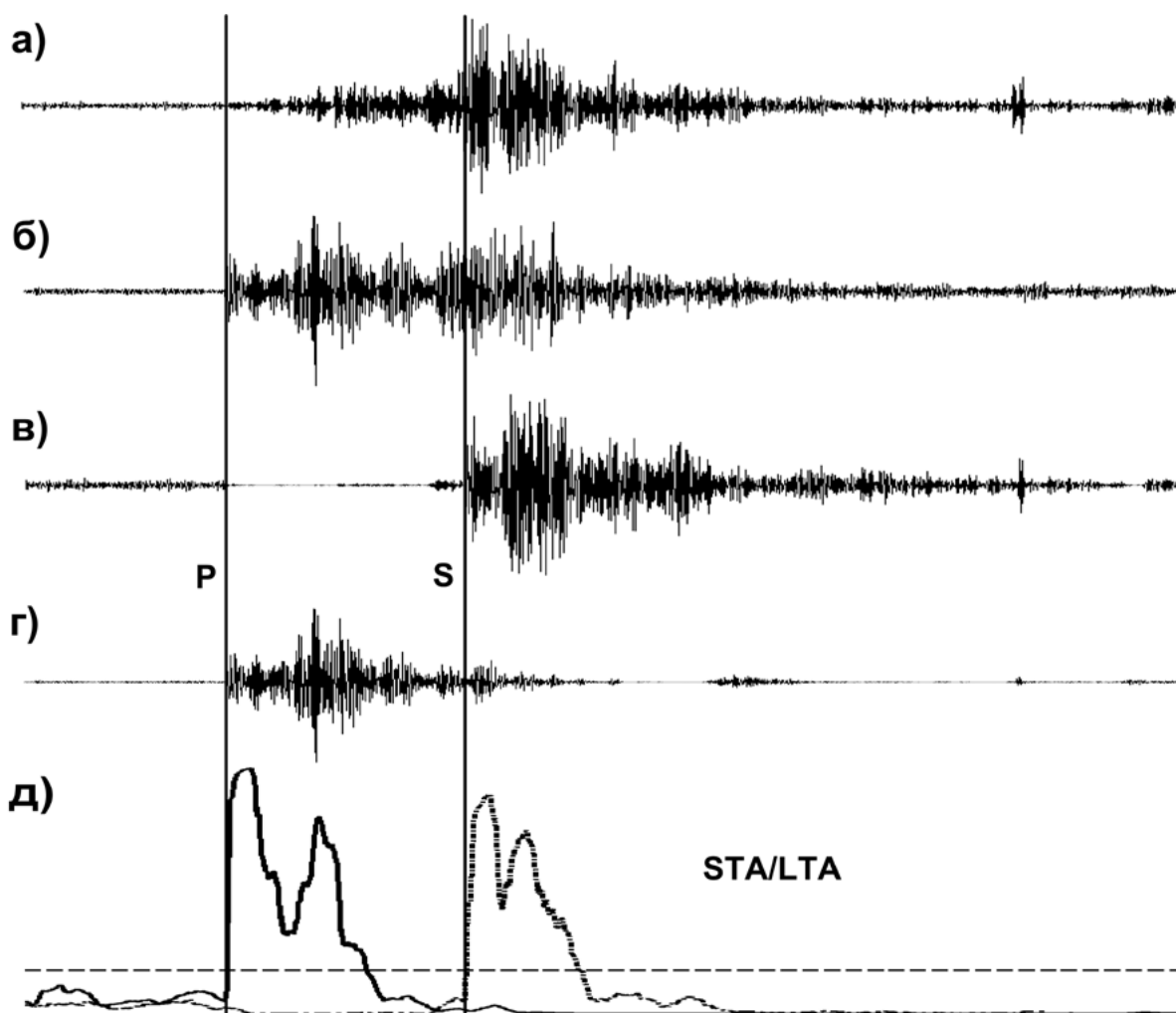


Рис. 3. Поляризационный анализ записи локального землетрясения [7] а) горизонтальная компонента; б) вертикальная компонента; в) горизонтальная компонента после S-поляризационного фильтра; г) вертикальная компонента после P-поляризационного фильтра; д) применение алгоритма STA/LTA к поляризованным компонентам для выделения фаз (сплошная – вертикальная, пунктирная – горизонтальная).

Представленный алгоритм был апробирован на записях сети донных сейсмографов, полученных в ходе эксперимента на северо-востоке Черного моря, а также данных геодинамического мониторинга на МЛСП им. Ю. Корчагина на Северном Каспии. Предварительные результаты показали процент обнаружения землетрясений больше 80% от найденных вручную, что считается хорошим показателем в практике разработки автоматических алгоритмов. Из-за малой вычислительной емкости планируется внедрение алгоритма непосредственно на рабочие станции на нефтедобывающих платформах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. Определение аномалий на временных рядах методами нечеткого распознавания // ДАН. 2008. Том 421, №1. С. 101-105.
2. Allen R. V. Automatic earthquake recognition and timing from single traces // Bull. Seism. Soc. Am. 1978. Vol. 68. P. 1521-1532.
3. Anant K.S., Dowla F.U. Wavelet Transform Methods for Phase Identification in Three-Component Seismograms // Bull. Seism. Soc. Am. 1997. Vol. 87. P. 1598-1612.
4. Earle P. S., Shearer P. M. Characterization of global seismograms using an automatic-picking algorithm // Bull. Seism. Soc. Am. 1994. Vol. 84. P. 366-376.
5. Gibbons S.J., Ringdal F. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 165. P. 149-166.
6. Leonard M., and Kennett B. L. N. Multi-component autoregressive techniques for the analysis of seismograms // Phys. Earth Planet Int. 1999. Vol. 113. P. 247-263.
7. Ross Z. E., Ben-Zion Y. Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 199. P. 368-381.
8. Zhao Y., Takano K. An Artificial Neural Network Approach for Broadband Seismic Phase Picking // Bull. Seism. Soc. Am. 1999. Vol. 89. P. 670-680.

УДК 550.34

**ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ
СЕМИБАЛЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 24(25) НОЯБРЯ 1971 ГОДА
В Г. ПЕТРОПАВЛОВСКЕ-КАМЧАТСКИЙ И
ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 20(21) АПРЕЛЯ 2006 ГОДА**

О.А. Лунгул

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
ok_204@mail.ru

Представление и обработка пространственной информации всегда занимали важное место в самых разных сферах деятельности человека, а ее ассоциация с базой данных привела к созданию качественно нового вида организации информации - геоинформационных систем (ГИС). Современные ГИС являются мощным инструментом при комплексных геолого-геофизических исследованиях, проводимых как в научных, так и в производственных целях.

Результаты данной работы демонстрируют способность ГИС-технологий (путем использования пакета Arc View 3.2a) картировать и анализировать объекты и события, происходящие на территории Камчатского края. При создании ГИС-проектов использовался вышеназванный пакет.

Основной целью автора в 2010-2012 гг. было создание ГИС-проекта по землетрясению 24(25) ноября 1971 г. года вблизи города г. Петропавловск-Камчатский.

В настоящее время на территории Петропавловска-Камчатского ведется активная застройка, реконструируются значительные части города, возводятся и открываются новые здания и сооружения. При столь динамичном развитии города возрастает потребность в получении подробной системы сразу и в полном виде. При этом важное значение приобретают вопросы снижения сейсмического риска для исследуемой территории. Поэтому данный ГИС-проект отвечает требованию масштабируемости по функциональности и объему данных. По мере осознания его реальной полезности и выделения дополнительных ресурсов увеличивалась мощность системы, количество и разнообразие хранимых в ней данных. Все имеющиеся данные (растровые и текстовые) были организованы в базу геоданных, на основе которых автором (под девичьей фамилией Коновалова) был создан ГИС-проект «Повреждаемость зданий и сооружений при семибалльном землетрясении 1971 года» [2], результатом которого стала «Электронная карта сейсмического микрорайонирования г. Петропавловска-Камчатского масштаба 1:10000» (рис. 1).

В 2014 году работа по наполнению и актуализации баз данных была продолжена. В состав вновь добавленных покрытий были включены улицы и дороги местного значения (с подъездами транспортных средств к жилым и общественным зданиям, учреждениям, предприятиям и другим объектам городской застройки внутри районов и микрорайонов), жилые дома, общественные здания, учреждения дошкольного, школьного образования и здравоохранения. С увеличением масштаба изображения постепенно увеличивается детальность отображения картографических объектов.

Благодаря географической привязке и вновь созданным покрытиям работа является актуальной и востребованной в сфере геолого-геофизических исследований и инженерно-строительных изысканий.

Данный ГИС-проект является вторым шагом по созданию обширной базы данных для хранения, систематизации, анализа и интерпретации данных, изначально полученных в рамках проекта № 1665 «Научно-методическое обеспечение снижения уровня сейсмического риска для профилактики чрезвычайных и кризисных ситуаций на объектах высших учебных

заведений и школ в условиях Камчатского края» аналитической ведомственной целевой программы «Развитие научного потенциала высшей школы (2009-2010 годы)».

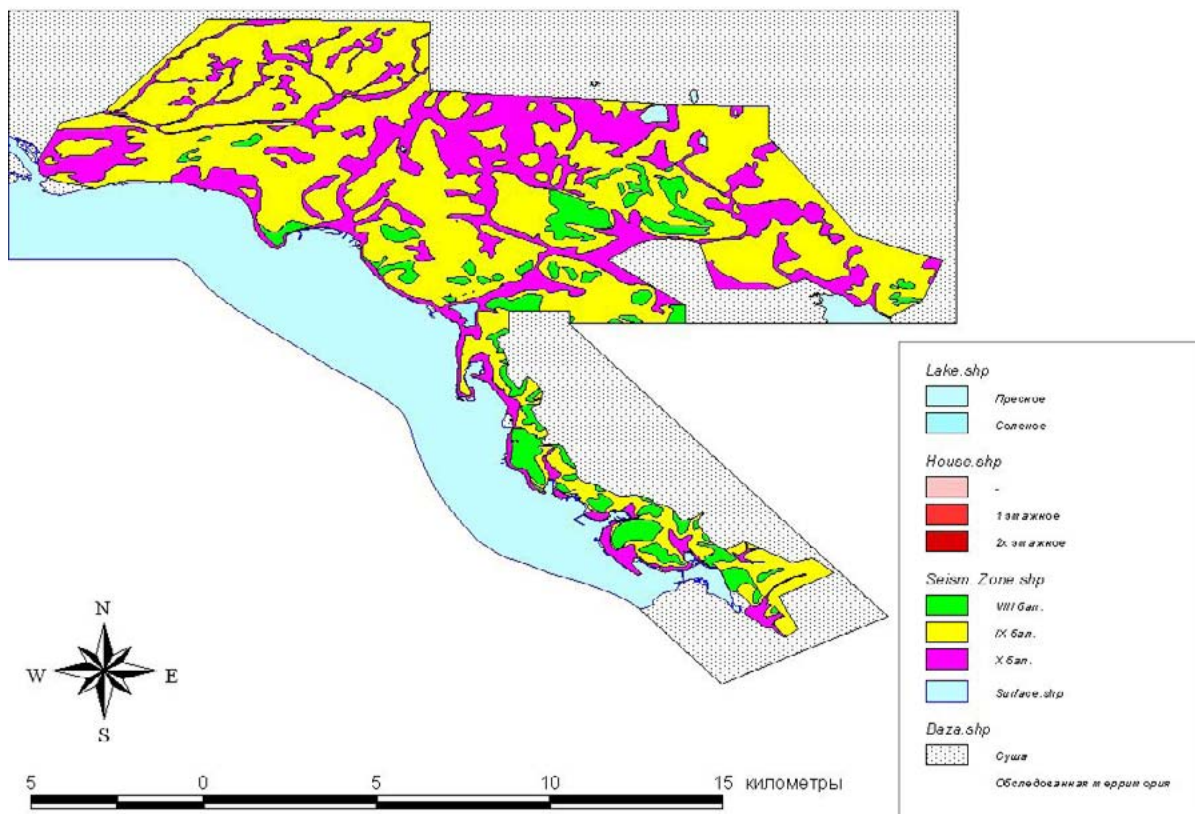


Рис. 1. Электронная карта сейсмического микрорайонирования г. Петропавловска-Камчатского масштаба 1:10000 [3].

20(21) апреля 2006 г. в Олюторском районе Камчатского края (на момент землетрясения – Корякского Автономного округа) произошло сильное землетрясение с магнитудой $M_w=7.6$. Сотрудники Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН через день после этого события были направлены для проведения оперативного макросейсмического обследования в эпицентральную зону и пострадавший от землетрясения поселок Корф. Результаты макросейсмического обследования [5, 6], а также архивные материалы прошлых изысканий ОАО «КамчатГИСИЗ» заложены в основу ГИС-проекта по Олюторскому землетрясению.

За основу была принята «Карта инженерно-геологического районирования территории п. Корф, совмещенная с картой фактического материала м-ба 1:2000. 1989 г. КамчатГИСИЗ» [1].

Исходя из результатов макросейсмического обследования, известно, что повреждены и разрушены жилые дома, объекты коммунального, социального и общественного назначения, повреждены и непригодны к эксплуатации детские сады и школы. В поселке Корф вышла из строя взлетно-посадочная полоса.

На карту ГИС-проекта были нанесены все обследованные здания. Информация о зданиях (номер на схеме, адрес здания, этажность, тип постройки, район, фундамент, степень повреждения, описание повреждений и фото поврежденного здания) отображена в качестве атрибутивных таблиц.

При строительстве зданий и сооружений существует риск возведения одного здания на двух типах грунтов, поэтому границы раздела разных грунтов необходимо выделять. На карту ГИС-проекта границы таких стыковок нанесены как «Районы» в качестве шейп-файла «Rayon1.shp». Согласно изысканиям ОАО «КамчатГИСИЗ», район П-2 закрашен красным цветом, а I-1 – розовым, это означает, что районы неблагоприятны для строительства; I-2 и П-1 – в желтый и зеленый цвета соответственно и являются условно благоприятными для

строительства районами. Вся информация о них (район, подрайон, геоморфологический элемент, схематический разрез района, степень неблагоприятности для строительства, неблагоприятные явления, характерные для данного района) содержится в атрибутивных таблицах.

Для выявления стыковок грунтов изысканиями ОАО «КамчатГИСИЗ» проводились инженерно-геологические и инженерно-геофизические работы (бурение скважин) [1]. Скважины нанесены на карту. В атрибутивной таблице отображены номер скважины, район, в котором находится данная скважина, и сводная колонка скважины.

Автором данного ГИС-проекта была построена Сплайн-интерполяция по степени повреждения зданий [4]. Для этого в ГИС-проекте указывался геометрический центр здания, при этом подразумевалось все здание в целом. При интерполяции функций соблюдалось условие, что функция непрерывна и монотонна в любой точке пространства.

Исходя из результатов макросейсмического обследования на территории поселка Корф, степень разрушения зданий d составила 2.0, 2.5, 3.0, 3.5 [6]. Поэтому шаг изолиний был выбран как 0.5 единиц. Полученная интерполяционная картина накладывалась на «Электронную карту инженерно-геологических условий территории поселка Корф, совмещенную с картой фактического материала» (рис. 2).

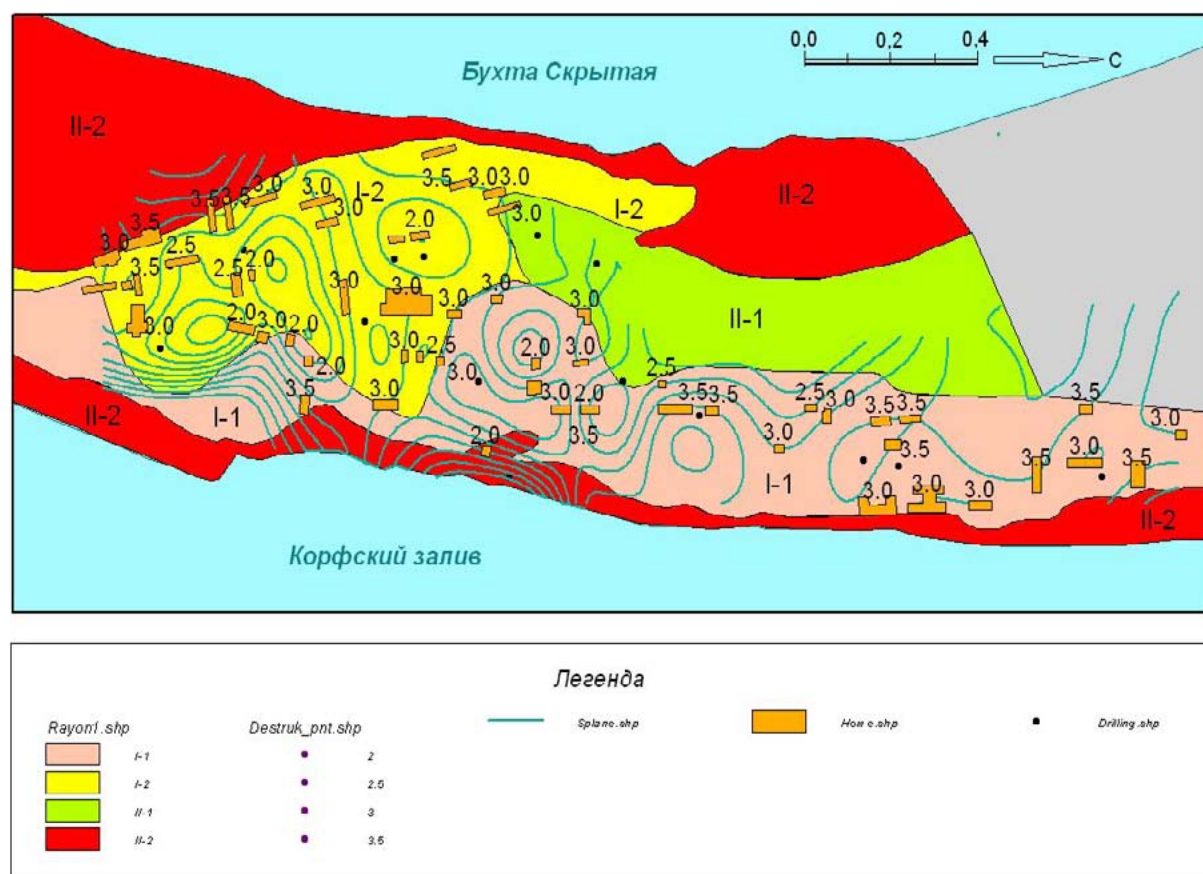


Рис. 2. Электронная карта инженерно-геологических условий территории поселка Корф, совмещенная с картой фактического материала [4].

Из рисунка 2 видно, что сгущение изолиний указывает на резкое изменение градиента d (менее благоприятный участок для строительства). По интерполяционной картине можно наблюдать его падение к северу от поселка. Внутри зоны степень разрушения одинакова. Видно как изолинии секут границы районов, установленные изысканиями ОАО «КамчатГИСИЗа», что можно объяснить увеличением мощности рыхлых отложений и возникновением градиентной волны на данном участке. Это подтверждается береговым расположением линий максимальных разрушений.

Таким образом, исследования, проведенные автором в процессе создания ГИС-проекта по Олюторскому землетрясению, подтвердили результаты прошлых изысканий ОАО «КамчатГИСИЗа» о том, что благоприятных районов для строительства в поселке Корф не обнаружено.

ЛИТЕРАТУРА

1. КамчатГИСИЗ. Разработка генерального плана совмещенного с проектом детальной планировки п. Корф Олюторского района. Отчет об инженерно-геологических изысканиях. Фонды ОАО «КамчатГИСИЗа». Петропавловск-Камчатский, 1989.
2. Коновалова О.А. ГИС-проект «Повреждаемость зданий и сооружений в г. Петропавловске-Камчатском при семибалльном землетрясении 1971 года» // Мат-лы IX Региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки», 12-13 апреля 2010 г. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. 2010. С. 61-70. http://www.kscnet.ru/ivs/publication/young_conf/2010/2/art6.pdf
3. Лунгул О.А. ГИС-проект «Электронная карта сейсмического микрорайонирования города Петропавловска-Камчатского масштаба 1:10000» // Инновации в науке. 2014. 12(37). Новосибирск: Издательство НП «СибАК». С. 175-182. <http://sibac.info/17182>, <http://elibrary.ru/item.asp?id=22737901>
4. Лунгул О.А. Применение ГИС-технологий при изучении инженерно-геологических условий и макросейсмических проявлений в зоне Олюторского землетрясения (20(21).04.2006 г., $M_w=7.6$) // Инновации в науке. 2014. Новосибирск: Издательство НП «СибАК». № 11(36). С. 195-201. <http://sibac.info/16712>, <http://elibrary.ru/item.asp?id=22596415>
5. Пинегина Т.К., Константинова Т.Г. Землетрясение в Корякии // Природа. 2006. № 9. С. 57-6.
6. Пинегина Т.К., Константинова Т.Г. Макросейсмическое обследование последствий Олюторского землетрясения 21 апреля 2006 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №1. С. 169-173.

УДК 550.34

РАЗВИТИЕ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫХ АЛГОРИТМОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ ДЛЯ ДАННЫХ СЕТИ НА ЮГЕ О. САХАЛИН

А.А. Никитин^{1,2}, А.С. Сердюков^{1,2}, А.А. Татаурова², А.А. Дучков^{1,2}, А.В. Коновалов³

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия;

² Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия;

³ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
nikitinaa@ipgg.sbras.ru

ВВЕДЕНИЕ

Одним из широко используемых методов уточнения скоростной модели по данным сейсмологических сетей является лучевая сейсмическая томография. В работе приводится реализация томографического алгоритма с использованием для расчета времен пробега сейсмических волн конечно-разностного решения уравнения эйконала. Для ускорения численного решения уравнения эйконала был разработан параллельный алгоритм на основе метода Fast Sweeping [1] для вычислительных систем с распределенной памятью.

В работе были рассмотрены основные вычислительные проблемы, связанные с программной реализацией предлагаемого томографического подхода. Во-первых, требуется использовать мелкие шаги по пространству при аппроксимации исследуемых трехмерных скоростных разрезов. В результате возникает необходимость хранения масштабных трехмерных сеток в оперативной памяти. Во-вторых, важной задачей является ускорение вычислений, т.к. необходимо обрабатывать большие объемы данных. Решением рассматриваемых проблем является использование высокопроизводительных вычислительных платформ с распределенной памятью. В настоящее время нами была разработана трехмерная версия алгоритма для систем с распределенной памятью, проводится её тестирование и оптимизация.

Также нами была рассмотрена задача анализа разрешающей способности метода. Данная задача является важной, т.к. позволяет не только исследовать достоверность результатов томографии, но и выдать рекомендации по оптимизации системы наблюдений. В качестве иллюстрации возможностей томографического метода в работе приведены предварительные результаты построения скоростного разреза по сейсмологическим данным для сетей о. Сахалин на основе программы LOTUS.

АЛГОРИТМ ВЫЧИСЛЕНИЯ ВРЕМЕН ПРОБЕГА

Основу используемой схемы сейсмической томографии составляет расчет времен пробега сейсмических волн с помощью численного решения уравнения эйконала:

$$|\nabla u(\mathbf{x})| = f(\mathbf{x}), \quad \mathbf{x} \in R^n \quad (1.1)$$

В качестве базового численного алгоритма решения уравнения эйконала на регулярных сетках для параллельной реализации в данной работе был выбран Fast Sweeping Method (FSM) [1] – итеративный метод, использующий схемы первого порядка с разностями против потока для дискретизации частных производных и итерации Гаусса-Зейделя с чередующимся направлением обхода.

В рамках данной работы была разработана и использована следующая параллельная реализация алгоритма FSM для работы в системах с распределенной памятью. Для распределения задач по процессам используется декомпозиция трехмерной вычислительной сетки по двум

измерениям между процессами, и локальная декомпозиция по третьему измерению внутри процессов на подзадачи (рис. 1). При таком распределении данных образуется виртуальная топология «решетка», в которой каждый процесс отвечает за вычисление фиксированного блока сетки.

Исходя из зависимостей по данным в алгоритме FSM, между соседними по топологии процессами производится обмен теневыми гранями на границах блоков: в процессе текущей итерации Гаусса-Зейделя по направлению обхода, а до начала следующей итерации завершается обмен гранями против направления текущего обхода. Двумерная декомпозиция между процессами позволяет запускать вычисления в двух соседних процессах по топологии одновременно, а разбиение блока по третьему измерению внутри процесса на подзадачи позволяет избежать пересылок больших объемов данных между процессами и быстрее запускать вычисления в соседних процессах, чем это было бы возможно при использовании только двумерной декомпозиции сетки. Запуск вычисления подзадачи в процессе производится, как только в его память поступят все необходимые данные, то есть будут обновлены теневые грани. Пример расчета времен пробега показан на рисунке 1.

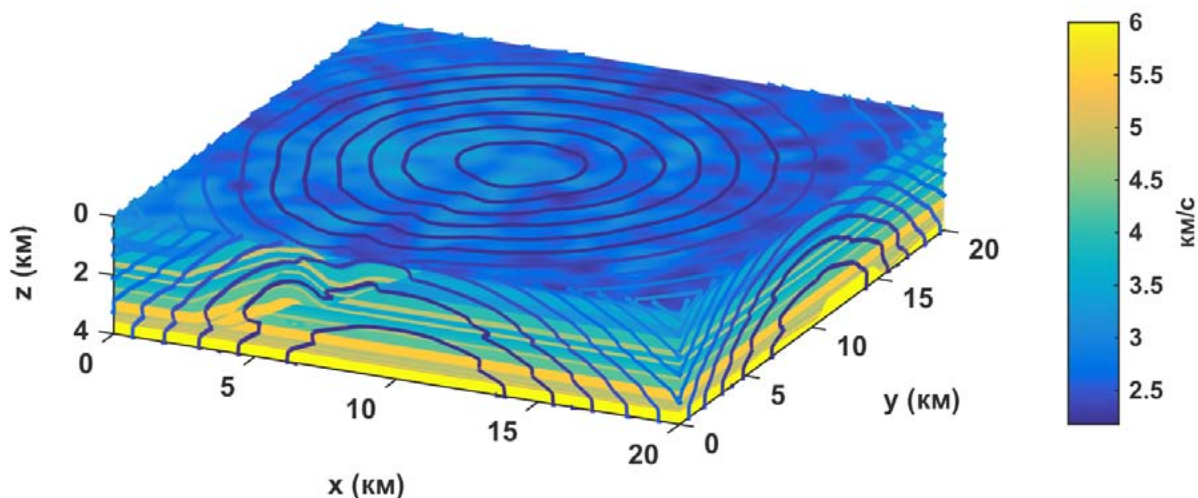


Рис. 1. Результат расчета времен пробега для тестовой модели SEG/EAGE 3D Overthrust. Контурами обозначены изохроны времен первых вступлений р-волн.

АЛГОРИТМ ТОМОГРАФИИ НА ПЛАТФОРМАХ С РАСПРЕДЕЛЕННОЙ ПАМЯТЬЮ

В данном разделе мы кратко опишем нашу реализацию метода сейсмической томографии. В настоящее время при численном решении задач сейсмической томографии преобладает матричный подход [3]. При таком подходе уточнение скоростной модели сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений большого размера:

$$Ax = b, \quad (1.2)$$

где b – вектор невязок времен пробега для наблюдаемых и синтетических данных, x – неизвестное приращение медленности, A – томографическая матрица. Эффективные методы построения матрицы (1.2) основаны на использовании вычисленных полей времен пробега. В случае классической лучевой сейсмической томографии может быть использована простая и эффективная процедура обратного лучевого трассирования. Она сводится к построению лучей, соединяющих источники с приемниками, путем построения линий тока векторного поля градиента вычисленных времен пробега. Данная процедура была реализована нами для систем с распределенной памятью на основе приведенного выше алгоритма расчета времен пробега сейсмических волн. Томографическая матрица A является разреженной и плохо обусловленной, поэтому для решения системы уравнений требуется регуляризация. Нами был использован метод усеченного сингулярного разложения [4].

Поиск старшей части сингулярного спектра в рассматриваемой ситуации целесообразно

проводить при помощи итерационных процедур вычисления собственных чисел и векторов разреженной матрицы AA^* типа Арнольди [6]. Для эффективной реализации структур хранения разреженных матриц была использована библиотека PETSc [5], а для реализации алгоритма усеченного разложения библиотека SLEPc [6]. Результаты тестирования алгоритма показаны на рисунке 2.

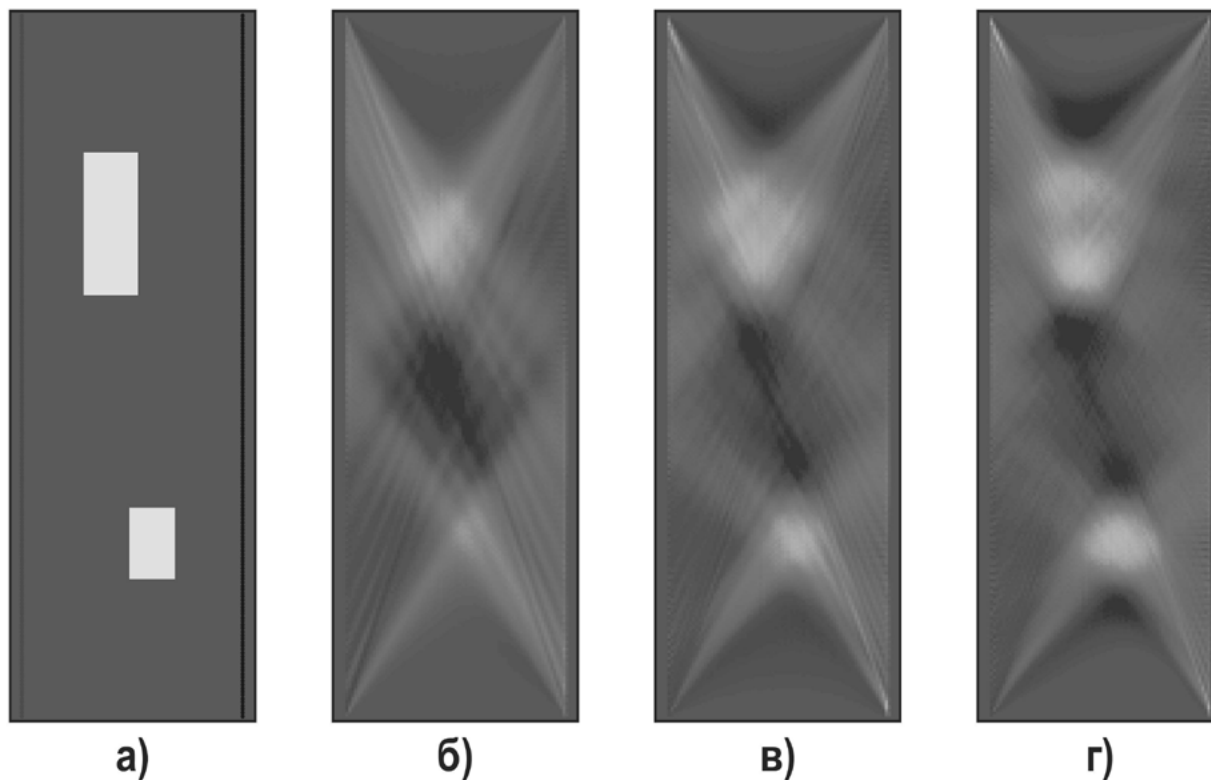


Рис. 2. Результаты работы алгоритма лучевой сейсмической томографии на тестовом примере для разных значений параметра регуляризации k (число сингулярных векторов).

- а) Реальная скоростная модель, скорость в неоднородностях 2.1 км/с, в остальной области 2 км/с., в качестве предполагаемой начальной модели взята однородная среда со скоростью 2 км/с.
 б) Результат работы алгоритма сейсмической томографии для $k = 100$, в) $k = 300$, г) $k = 600$.

ПРИМЕР ОБРАБОТКИ РЕАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В работе использовались бюллетени, предоставленные Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН для Такойского (2001 г.), Горнозаводского (2006 г.) и Невельского (2007 г.) землетрясений и их афтершоков, которые были зарегистрированы местной сетью станций [8]. Общее количество станций составило 10. В бюллетени включены времена первых вступлений, глубина гипоцентра и координаты эпицентра, а также времена прихода для P- и S-волн.

Использовались события, которые были зарегистрированы минимум пятью станциями. Магнитуда и прочие характеристики источников при отборе информации не рассматривались. Для построения начального приближения скоростного разреза (референтной модели) использовался скоростной разрез, представленный на рисунке 3, построенный Кимом [9] по данным о взрывах в Лиственничном карьере. На рисунке 4 представлены аномалии скоростей для P волн для глубин от 2 до 30 км. Поскольку трехмерная версия нашего алгоритма находится в стадии тестирования и доработки, результаты были обработаны при помощи пакета LOTOS, разработанного Кулаковым И.Ю., и созданного для работы с данными регионального уровня [7]. Заметим, что приведенные результаты инверсии данных являются предварительными. Для оценки степени их достоверности требуется анализ разрешающей способности и точности томографических алгоритмов для конкретной системы наблюдений.

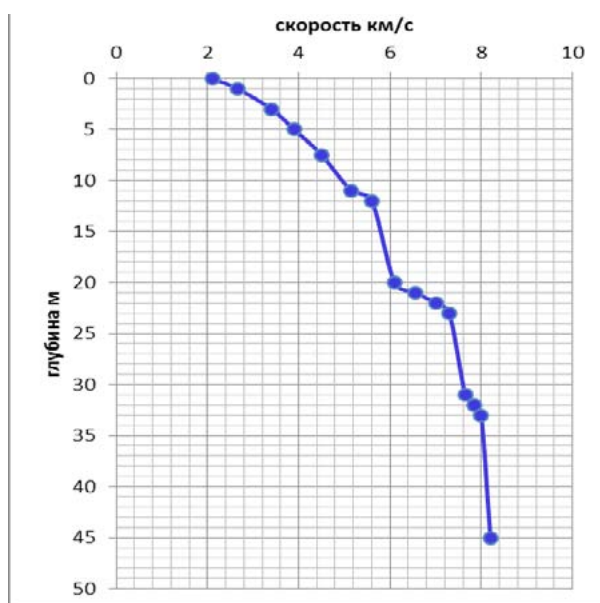


Рис. 3. Скоростной разрез по данным о взрывах в Лиственичном карьере.

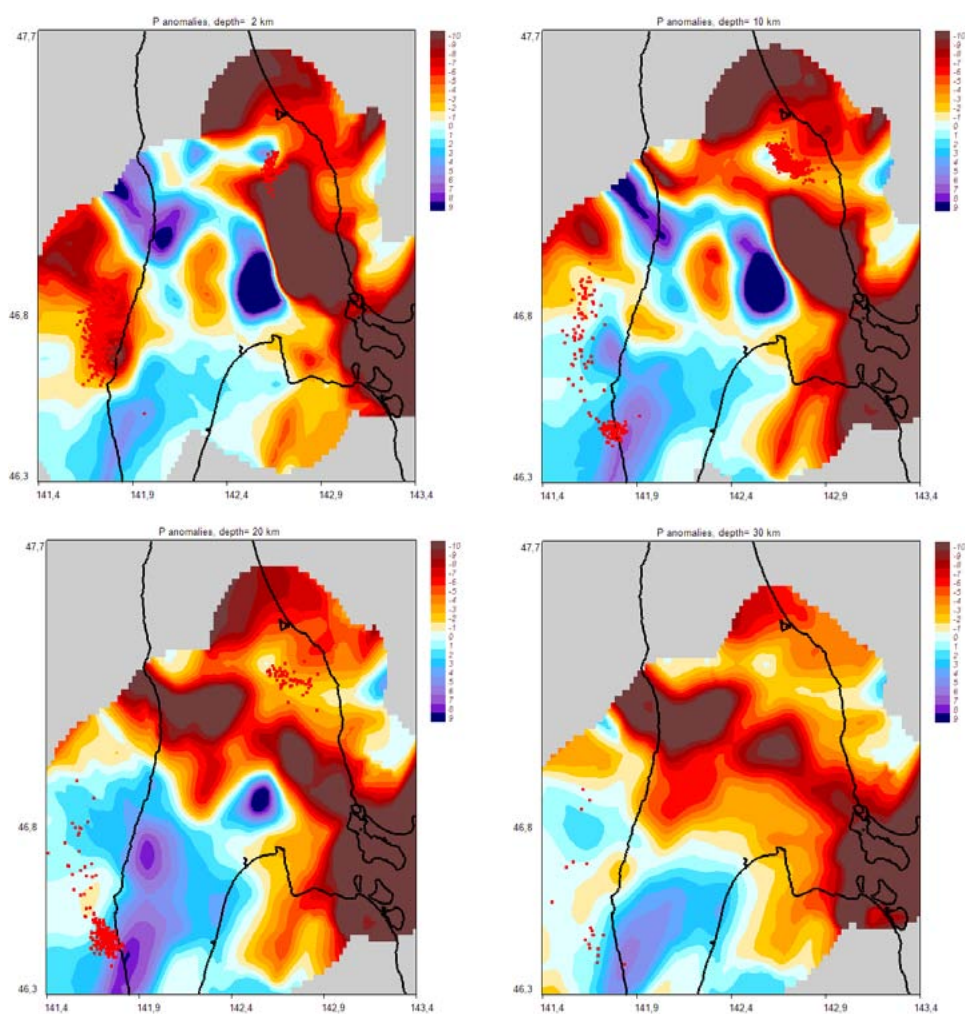


Рис. 4. Аномалии Р-скорости для Южного Сахалина, горизонтальные сечения.
Верхний ряд: слева – глубина 5 км, справа – 10 км.
Нижний ряд: слева – глубина 20 км, справа – 30 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе предложена схема реализации метода сейсмической томографии на вычислительных платформах с распределенной памятью на основе нового параллельного алгоритма расчета времен пробега сейсмических волн. Подобный подход является перспективным при обработке данных региональных систем наблюдения с использованием большого количества сейсмических событий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-06752) и грантов компании ВР для молодых ученых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Zhao H. A fast sweeping method for eikonal equations // Mathematics of computation. 2005. Т. 74. №. 250. С. 603-627.
2. Detrixhe M., Gibou F., Min Ch. A parallel fast sweeping method for the Eikonal equation // Journal of Computational Physics. 2013. Т. 237. С. 46–55.
3. Natterer F. The mathematics of computerized tomography. 1986. Vol. 32. Siam.
4. Чеверда В. А., Костин В. И. R-псевдообратный для компактного оператора // Сибирские электронные математические известия. 2010. Т. 7. С. 258-282.
5. Balay S. et al. PETSc Users Manual // Argonne National Laboratory, Tech. Rep. ANL-95/11 - Revision 3.5. 2014.
6. Roman J. E., Campos C., Romero E., Tomas A. SLEPc Users Manual // D. Sistemes Informatics i Computació, Universitat Politecnica de Valencia, Tech. Rep. DSIC-II/24/02 - Revision 3.5. 2014.
7. Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion: benchmarks for testing tomographic algorithms // Bulletin of the Seismological Society of America. 2009. Т. 99. №. 1. С. 194-214.
8. Коновалов А. В., Сычев А. С., Соловьев В. Н. Массовые оценки скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений на юге о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. №. 3. С. 66-75.
9. Ким Ч.У., Сен Р.С. Результаты сейсмических исследований в окрестности Южно-Сахалинска с использованием цифровых станций // Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1997. С. 163-175. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. V).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ВЕЛИЧИН МАЛЫХ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ СМЕЩЕНИЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ GNSS-ИЗМЕРЕНИЙ

В.В. Пупатенко¹, Н.В. Шестаков^{2,3}

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия;

²Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, Россия;

³Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток, Россия
pvv2.dv@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Оперативное определение параметров землетрясения – одна из проблемных задач сейсмологии. За последнее десятилетие системы раннего предупреждения о землетрясении созданы и функционируют в Японии, Тайване и Мексике, разрабатываются и тестируются в Калифорнии, Турции, Румынии, Китае и Италии [1]. Однако существующие сети сейсмических станций не позволяют в течение первых минут и даже часов определять магнитуду и моделировать очаг сильнейших землетрясений ($M_w \geq 8$). Системы раннего предупреждения, использующие первые вступления Р-волн, в принципе не способны выдать оценку магнитуды больше, чем 6.5–7. А точная оценка магнитуды важна, например, для своевременной оценки последствий землетрясения, в том числе, возможности возникновения цунами.

После катастрофических землетрясений в Индонезии 26.12.2004 г. и в Японии 11.03.2011 г., сопровождавшихся цунами и унесших жизни сотен тысяч человек, различные группы ученых начали исследовать применение GPS-данных в системах раннего предупреждения о землетрясении [1, 2, 3]. Было показано, что использование GPS-данных позволяет построить модель очага и получить оценку магнитуды с приемлемой точностью уже через 2-5 минут [3].

Отличительной особенностью указанных работ является ориентировка на землетрясения, которые вызывают на нескольких пунктах наблюдений косейсмические смещения больших величин – 10 см и более. Однако современная точность GPS-измерений позволяет определять смещения и существенно меньшей величины.

В настоящей работе предложена методика определения величин малых (менее 10 см) косейсмических смещений по данным кинематической обработки GNSS-измерений; по результатам экспериментов с подвижной GNSS-антенной исследована точность их получения в режиме постобработки и реального времени.

ОСОБЕННОСТИ ДЕТЕКТИРОВАНИЯ МАЛЫХ СМЕЩЕНИЙ

Можно выделить два варианта организации работы системы раннего предупреждения о землетрясении на основе обработки данных глобальных навигационных спутниковых систем (GNSS-данных) в режиме реального времени. Первый, помимо непосредственно определения величины смещения, предполагает самостоятельное детектирование землетрясения. Обеспечивая независимость и самодостаточность системы, такой подход приводит к пониженной чувствительности системы к землетрясениям недостаточно сильным или произошедшим в районе с недостаточным покрытием сетью станций.

Второй вариант – использование сейсмических данных в качестве основного триггера наряду с данными обработки GNSS-измерений – рассмотрен, например, в [1]. Правильно организованные сейсмические сети и системы обработки сейсмических записей позволяют быстро и точно определять время и координаты произошедшего землетрясения в течение

первых нескольких минут. Такой подход исключает возможность пропуска недостаточно сильных событий без увеличения вероятности ложных срабатываний.

Знание места и времени произошедшего землетрясения позволяет определять смещение с априори известным моментом возникновения, что дает значительный выигрыш в надежности и точности получаемых результатов.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Для определения точности и надежности получения величин малых косейсмических смещений при помощи двухчастотных GNSS-измерений был проведен эксперимент по их имитации. В эксперименте использовалась установка (рис. 1), представляющая собой GNSS-антенну, закрепленную на подвижной платформе. Платформа имеет одну степень свободы в горизонтальной плоскости и может быть перемещена на фиксируемое расстояние до 130 мм. Величина перемещения определяется по линейке с точностью 1 мм. Для перемещения платформы на максимальное расстояние требуется около 1 минуты. Пузырьковый уровень позволяет привести платформу в горизонтальное положение.

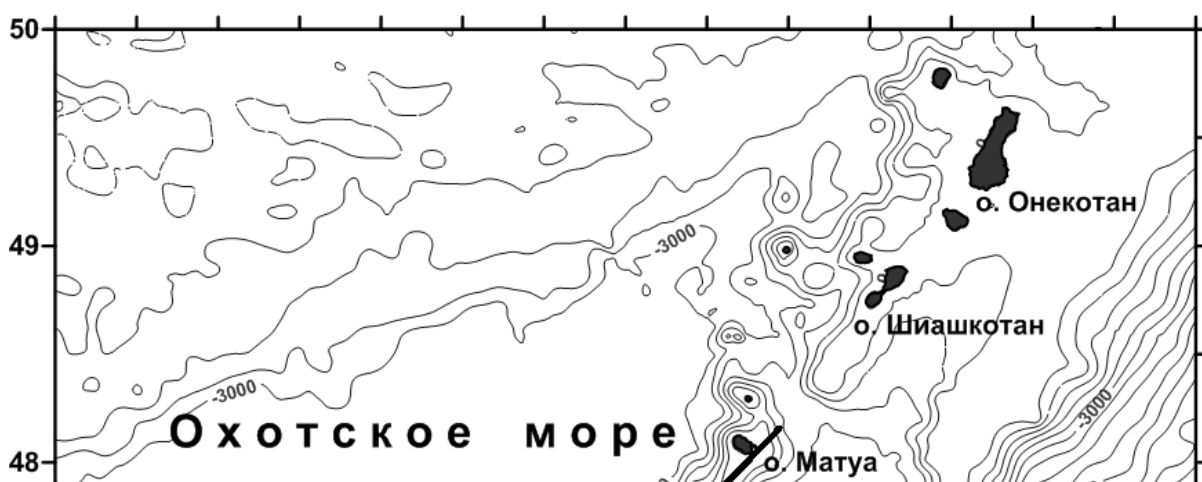


Рис. 1. Внешний вид экспериментальной установки: слева – в г. Владивосток (декабрь 2013 г.), справа – в г. Хабаровск (май-июль 2014 г.)

Эксперимент состоял из 72 смещений различной величины, от 10 до 130 мм. Смещения производились в разное время, при разном количестве наблюдаемых спутников.

Запись спутниковых сигналов в GNSS-приемник осуществлялась с шагом дискретизации 1 сек. Результаты наблюдений обрабатывались в режиме абсолютного позиционирования без привязки к другим GNSS-станциям (Precise Point Positioning, PPP) двумя способами. Во-первых, все данные обрабатывались в режиме постобработки при помощи web-приложения CSRS-PPP (The Canadian Spatial Reference System Precise Point Positioning – <http://webapp.geod.nrcan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php>). Во-вторых, последние 14 смещений были обработаны в режиме реального времени программой BKG Ntrip Client (BNC) версии 2.10 с использованием поправок, предоставляемых PPP-wizard. В обоих случаях использовались данные GPS и ГЛОНАСС. В web-приложении при обработке данных использовалась модель приливов GOT4.1, в программе BKG такая возможность не предусмотрена.

На рисунке 2 показаны примеры получаемых рядов координат и схема определения смещения, которая заключалась в следующем. Из ряда координат исключался участок длиной L , содержащий реализацию самого смещения. Отрезки временного ряда длиной W до и после «события» аппроксимировались заданной функцией. Смещение определялось как расстояние между этими функциями в середине «события». В качестве аппроксимирующей функции были опробованы горизонтальная и наклонная прямые, полиномы различных степеней. Однако анализ результатов показал, что наибольшую точность дает аппроксимация горизонтальной

прямой, что эквивалентно усреднению. Использование различных дополнительных процедур обработки (замена арифметического усреднения на медиану, частотная фильтрация, исключение «выбросов» в рядах координат) либо не привело к повышению точности, либо незначительно повышало точность только при короткой продолжительности вырезаемого «события», существенно понижая ее в других случаях.

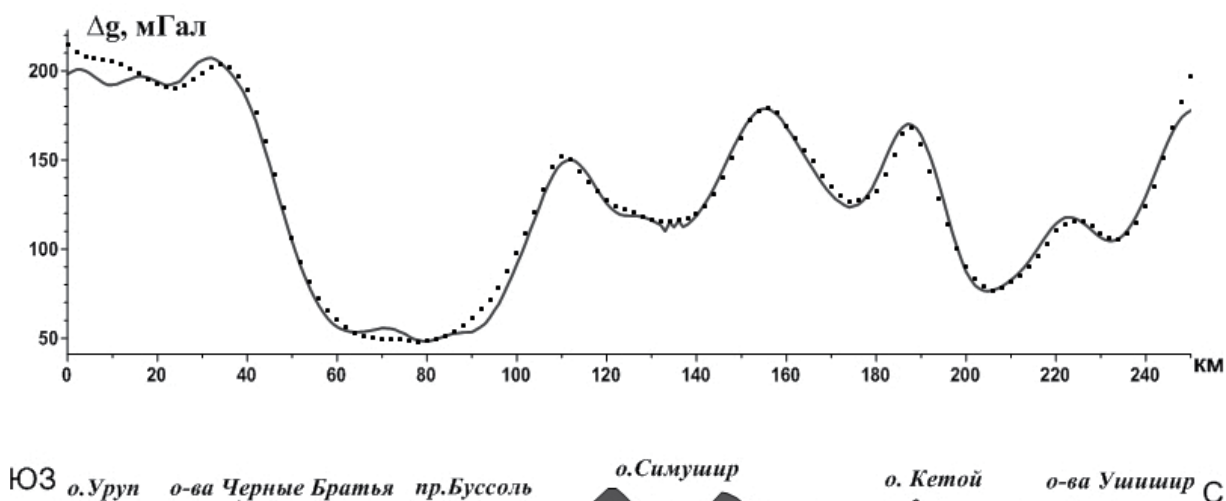


Рис. 2. Примеры получаемых рядов координат (слева) и схема определения смещения (справа).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Точность и величина задержки получения величины тестового смещения по GNSS-данным определялись выбором двух параметров: L – длина вырезаемого участка записи со смещением и W – длина отрезка ряда координат (ширина окна). Правильный выбор первого параметра позволяет исключить из записи физическую реализацию самого смещения, а в случае реального сейсмического события – колебания большой амплитуды. Он складывается из разности времен прихода P и S волн (от 14 до 112 сек для эпицентральных расстояний от 1° до 10° и глубины очага 35 км) и времени затухания наиболее сильных колебаний (вероятные значения – от 50 до 100 сек в зависимости от магнитуды). Искусственное ограничение, накладываемое на ширину окна, заключалось в том, что смещения следовали друг за другом с интервалом от 5 минут и более. Как показали полученные результаты, значения ширины окна более 200 сек не приводили к повышению точности определения смещений.

Таким образом, был рассмотрен исключаемый диапазон длиной $L = 70\text{--}220$ сек и ширина окна $W = 10\text{--}200$ сек. Для указанных значений параметров были рассчитаны и построены карты значений среднеквадратических ошибок (СКО) определения смещений, пример которых показан на рисунке 3а. По этим данным можно определить оптимальную ширину окна W в зависимости от необходимого значения длины L . Для дальнейшего анализа было взято значение $L = 100$ сек, которому соответствовало оптимальное значение $W = 85$ сек. СКО определения смещений по компоненте восток-запад составила 5.9 мм, по компоненте север-юг – 7 мм.

На рисунке 4а показана функция распределения модулей абсолютных ошибок определения смещений при постобработке. Видно, что по компоненте восток-запад 68% смещений определены с ошибкой не более 6.2 мм, 95% смещений – с ошибкой не более 11 мм. По компоненте север-юг – не более 6 мм и 13.5 мм соответственно. При условии сопоставимости точности обработки тестовых измерений и данных, получаемых на пунктах регулярных GNSS-наблюдений, можно ожидать такие же ошибки с указанными вероятностями.

В режиме реального времени было обработано только 14 смещений, поэтому провести аналогичный вышеописанному анализ было невозможно. При тех же параметрах СКО определения смещений по компоненте восток-запад составила 12.1 мм, а по компоненте

север-юг – 12.4 мм. 68% ошибок не превысили 9.5 мм по компоненте восток-запад и 12.5 мм по компоненте север-юг.

Алгоритм был также проверен на данных, не содержащих смещений, обработанных в режиме реального времени. Использовались данные наблюдений, выполненные неподвижной антенной нашей экспериментальной установки, продолжительностью около 4 суток с началом 15.09.2014. Обработка выполнялась программой BNC с использованием поправок CLK11, предоставляемых Международной сервисной службой ГНСС (IGS). Были определены величины 802 «смещений». На рисунке 3б показан пример карты СКО определения смещений в зависимости от параметров L и W. В отличие от результатов, полученных при постобработке смещений, величина СКО не так сильно зависит от параметра L и продолжает уменьшаться до ширины окна W около 200 сек. Если при W = 85 сек СКО определения смещений по компоненте восток-запад составила 9.7 мм, по компоненте север-юг – 14.6 мм, то при W = 200 сек – 7.5 мм и 11.3 мм соответственно.

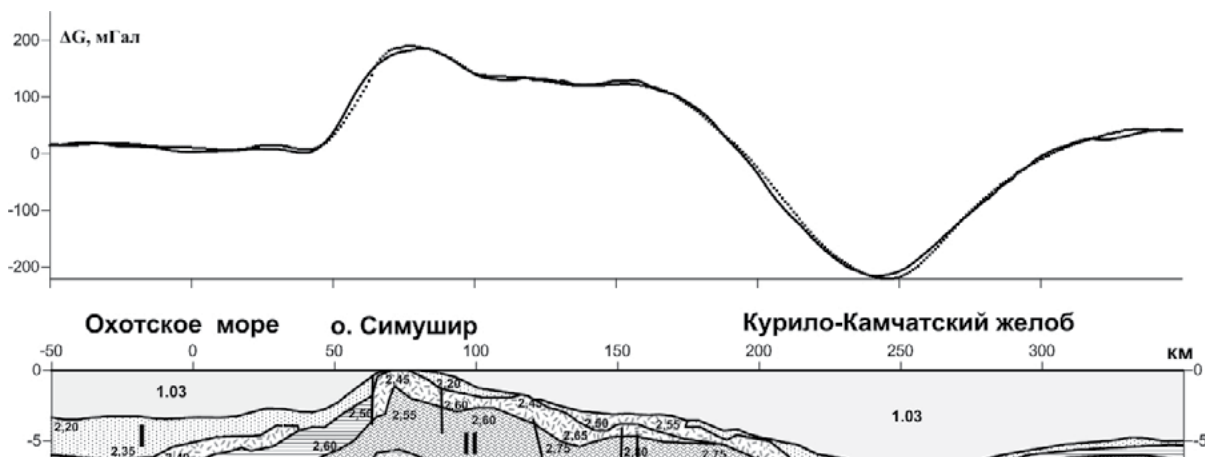


Рис. 3. Значения СКО определения смещений по компоненте восток-запад в зависимости от параметров L и W: а) при постобработке 72 смещений; б) при обработке в режиме реального времени данных без смещений.

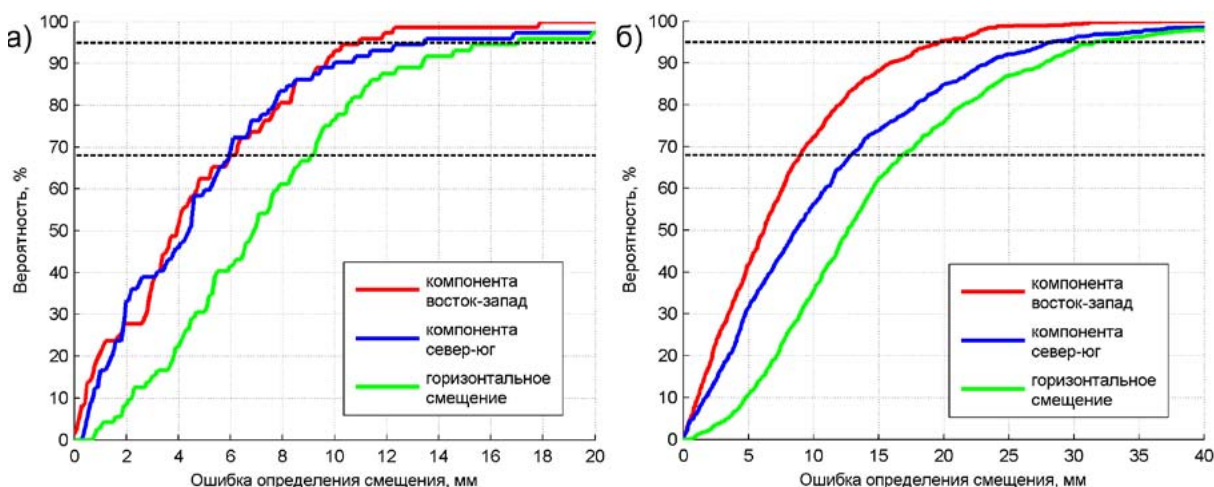


Рис. 4. Функция распределения модулей ошибок определения смещений: а) при постобработке 72 смещений; б) при обработке в режиме реального времени данных без смещений.

Для определения величин надежно определяемых смещений были построены функции распределения модулей ошибок определения «смещений» для W = 85 сек (рис. 4б) и W = 200 сек. При W = 85 сек (что соответствует задержке получения результата около 3 минут) 95% ошибок определения смещений не превосходят 20 мм по компоненте восток-запад, 28 мм – по компоненте север-юг. При W = 200 сек (задержка 5 минут) 95% ошибок определения

смещений не превосходят 15 мм по компоненте восток-запад, 23 мм – по компоненте север-юг. Соответствующие величины ошибок получения горизонтальных смещений не превосходят 32 и 26 мм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе получены абсолютные ошибки определения тестовых (заранее известных) величин горизонтальных смещений спутниковой GNSS-антенны. Построены и проанализированы функции распределения их модулей. Точность результатов, полученных в режиме постобработки, оказалась приблизительно в 1.9 раза выше, чем при обработке данных в режиме реального времени.

Итоги эксперимента позволяют утверждать, что в настоящее время при помощи GNSS-методов в режиме реального времени без специальных процедур фильтрации уже через 3 минуты надежно определяются горизонтальные смещения, превышающие 64 мм, а через 5 минут – превышающие 52 мм.

Полученные результаты могут быть использованы при проектировании систем раннего предупреждения о цунами, т.к. возможности GNSS-систем регистрировать косейсмические смещения могут быть применены для оперативного определения магнитуды и моделирования очага сильнейших землетрясений.

Настоящая работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ДВО РАН “ДАЛЬНИЙ ВОСТОК” (гранты ДВО РАН 15-I-2-014 и 15-II-2-005) и при поддержке Дальневосточного федерального университета, проект № 14-08-01-05_м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Colombelli, S., R.M. Allen, A. Zollo. Application of real-time GPS to earthquake early warning in subduction and strike-slip environments // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2013. Vol. 118. P. 1-14.
2. Ohta, Y., et al. Quasi real-time fault model estimation for near-field tsunامي forecasting based on RTK-GPS analysis: Application to the 2011 Tohoku-Oki earthquake (Mw 9.0) // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. B02311.
3. Wright, T. J., Houlié, N., Hildyard, M. and Iwabuchi, T. Real-time, reliable magnitudes for large earthquakes from 1 Hz GPS precise point positioning: The 2011 Tohoku-Oki (Japan) earthquake // Geophysical research letters. 2012. Vol. 39. L12302.

УДК 004.6(571.6)

**ИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА ДЛЯ РАБОТЫ
С ДАННЫМИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ
С ЦЕЛЬЮ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И МОНИТОРИНГА
ОПАСНЫХ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ
НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ**

*А.А. Сорокин¹, С.П. Королев¹, И.П. Урманов¹,
А.Л. Верхотуров¹, Н.В. Шестаков^{2,3}, О.А. Гирина⁴*

¹ Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия;

² Институт прикладной математики ДВО РАН, г. Владивосток, Россия;

³ Дальневосточный федеральный университет, г. Владивосток, Россия;

⁴ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
alsor@febras.net

ВВЕДЕНИЕ

С 2009 года в Дальневосточном отделении РАН реализуется Комплексная программа фундаментальных научных исследований “Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России”. В рамках ее мероприятий учеными ведутся исследования механизмов возникновения и реализации катастрофических землетрясений, извержений вулканов, генерации и распространения волн цунами.

Основным источником информации при проведении указанных работ являются данные инструментальных сетей сейсмологических [4] и геодинамических наблюдений [7] ДВО РАН, объединяющих высокоточные сейсмические станции REFTEK 130-01 и GPS/ГЛОНАСС приемники Trimble NetR5 и R9, установленные на территории юга Дальнего Востока России. Дополнительными источниками данных можно считать и систему видеонаблюдения за вулканами Камчатки, созданную группой KVERT [3] (ИВиС ДВО РАН) совместно с ВЦ ДВО РАН при поддержке Целевой программы “Информационно-телекоммуникационные ресурсы ДВО РАН”.

Анализ причин и последствий природных катастрофических явлений требует проведения исследований, для которых необходимо обеспечить комплексное решение задач по сбору, интеграции и обработке большого числа неоднородных данных из всех доступных источников. Помимо этого, актуальным является вопрос паспортизации собственных сетей наблюдений, учет и оценка состояния технических средств регистрации сигналов, разграничения доступа к данным, а также организации взаимодействия с внешними центрами научной информации.

Производителями научного оборудования уже разработаны программные продукты (например, REFTEK RTPD server), позволяющие решать указанные задачи относительно своей, специализированной инструментальной сети, учитывая ее особенности (протоколы передачи данных, форматы хранения и записи информации и т.п.) и назначение. Вопросы же создания единой системы, аккумулирующей данные различных видов наблюдений по одной территории или объектам, являются актуальными и требуют индивидуального подхода. Это связано с разным режимом работы сетей наблюдений, составом оборудования, телекоммуникационной и инженерной развитостью территорий, на которой они создаются и спецификой решаемых научных задач.

Авторами ведется разработка программной платформы АИС “Сигнал” (далее – АИС), которая должна обеспечить единую информационную среду для работы с данными различных сетей инструментальных наблюдений ДВО РАН и управления их ресурсами.

МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИИ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ

За основу АИС взята информационная система “Сигнал-С” [8], предназначенная для организации работы сети сейсмологических наблюдений ДВО РАН. Она подходит под прототип АИС, так как в ней реализованы базовые требования, которые справедливы и для создаваемой платформы, а именно:

- централизованное хранение информации по всем видам исследований и работ (инструментальные данные и результаты их обработки, информация о состоянии оборудования и каналов связи, результаты работы подсистем и т.п.);
- паспортизация объектов и оборудования сетей наблюдений;
- многопользовательский режим работы, разграничивающий права пользователей для доступа к различным архивам данных, запуска сервисов по обработке информации, выполнения операций по учету объектов сетей и т.п.;
- наличие универсального интерфейса пользователя с единым центром аутентификации.

Создаваемая платформа состоит из набора компьютерных модулей и подсистем, схема взаимодействия которых представлена на рисунке 1. Их можно разделить на 3 вида:

1. *Системные*, отвечающие за реализацию перечисленных выше базовых требований к АИС. Права на выполнение операций и доступ к данным могут быть установлены как для отдельной, так и всем сетям наблюдений. В АИС заложены возможности создания дополнительных элементов управления и контроля, что позволяет оперативно описывать соответствующие права для новых объектов и источников данных.

2. *Тематические*, обеспечивающие сбор, проверку и прикладную обработку инструментальных данных различных сетей наблюдений. В качестве таких программных средств могут быть как комплексные решения, поставляемые производителем оборудования, так и авторские разработки на основе открытых стандартов и технологий. В результате их работы для пользователей АИС (на основе установленных прав) становятся доступны наборы данных, представляющие собой структурированные наборы файлов и различная метainформация, помещаемая в базу данных MySQL.

3. *Сервисные*, расширяющие возможности системного и тематического программного обеспечения. На данный момент, это касается работы с инструментальной информацией и результатов ее обработки с использованием геоинформационных технологий (GeoServer, Leaflet), распределенного хранения данных (OpenStack Swift) и мониторинга состояния измерительных средств (Zabbix).

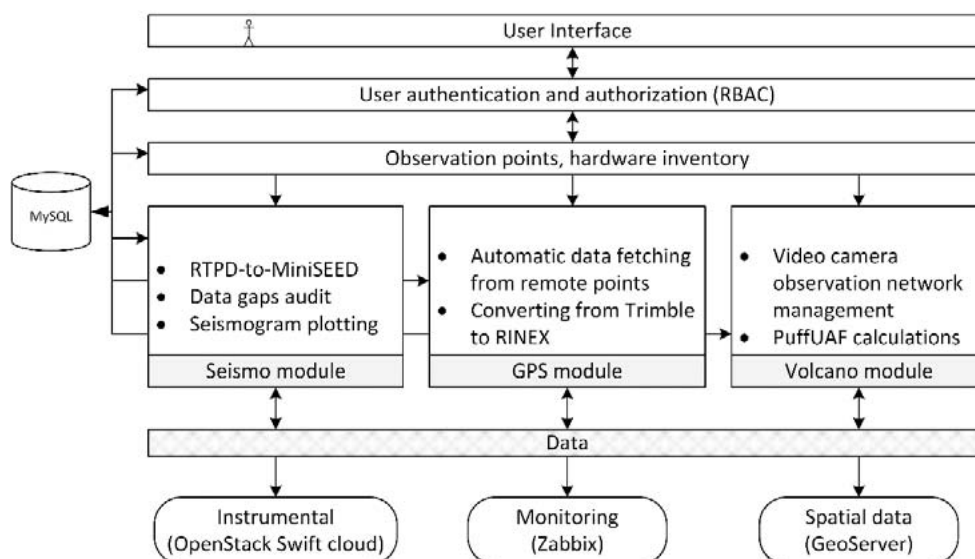


Рис. 1. Архитектура АИС: концептуальная схема.

Выполнение всех операций и доступ к накопленным архивам данных осуществляются с помощью интерфейса пользователя, реализованного в виде приложения для web-браузера (рис. 2).

Программные компоненты интерфейса созданы в рамках концепции “Модель-Представление-Контроллер” (MVC) [1]. Такой подход позволяет расширять функционал системы на каждом из ее уровней, обеспечивать взаимодействие с различными источниками данных, системами хранения, а также создавать специализированные модули для обработки инструментальных данных. В качестве программной реализации MVC использован фреймворк Yii [5].

ВНЕДРЕНИЕ РАЗРАБОТАННЫХ ПРОГРАММНЫХ СРЕДСТВ

В настоящее время создаваемая АИС является основной программной платформой, обеспечивающей работу инструментальных сетей наблюдений ДВО РАН. В их состав входит 37 аппаратных комплексов, установленных в 23 пунктах наблюдений на территории Дальнего Востока России.

В дополнении к вышеописанному базовому функционалу АИС реализованы несколько RESTful Web-сервисов, позволяющих организовать взаимодействие и обмен данными с внешними информационными системами, в частности с IRIS. По запросам исследователей можно организовать выборку и копирование инструментальных данных, комбинированно по сети ДВО РАН и глобальной сети наблюдений IRIS (рис.2а). Фактически создан инструментарий по формированию виртуальных сетей наблюдений, которые в зависимости от задач могут состоять из большого числа станций разных регионов и ведомств.

Не менее важной является созданная совместно с ИВиС ДВО РАН подсистема, связанная с задачами мониторинга вулканической активности в регионе [6]. Используя модель PuffUAF, метеоданные NOAA и разработанные программные средства в составе АИС “Сигнал”, можно выполнять моделирование траектории движения пепловых облаков. Полученные результаты в формате GeoJSON экспортируются во внешние прикладные системы для совместного анализа с данными других видов наблюдений, в частности, дистанционного зондирования Земли [2].

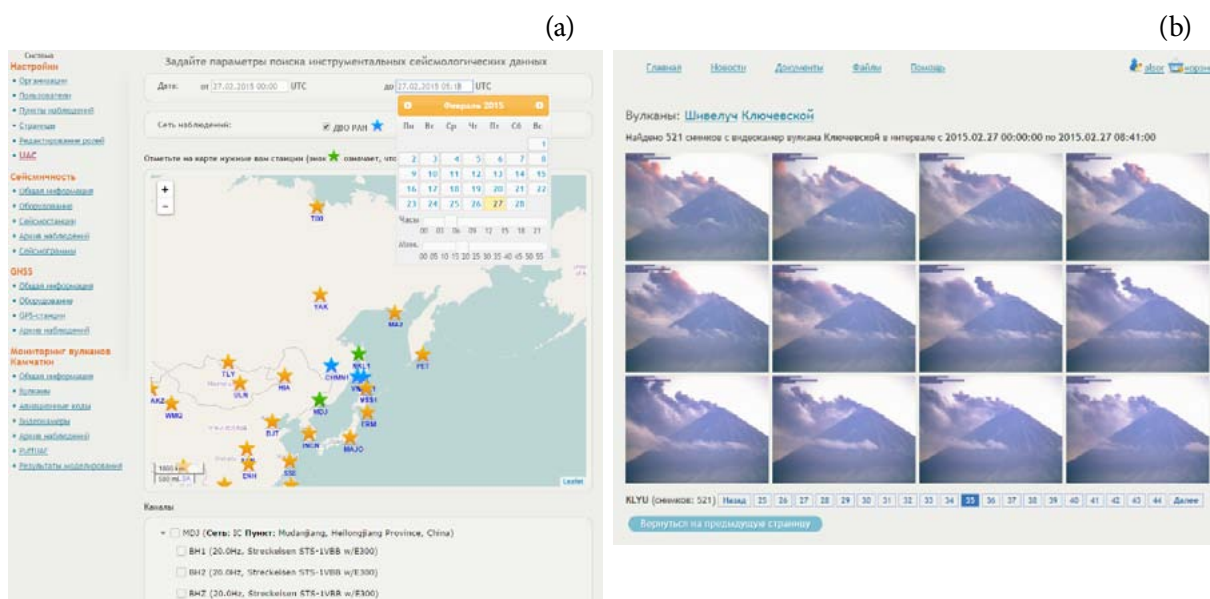


Рис. 2. Пример экранной формы АИС: а - работа с архивами сейсмологических данных; б - работа с архивами фотоматериалов.

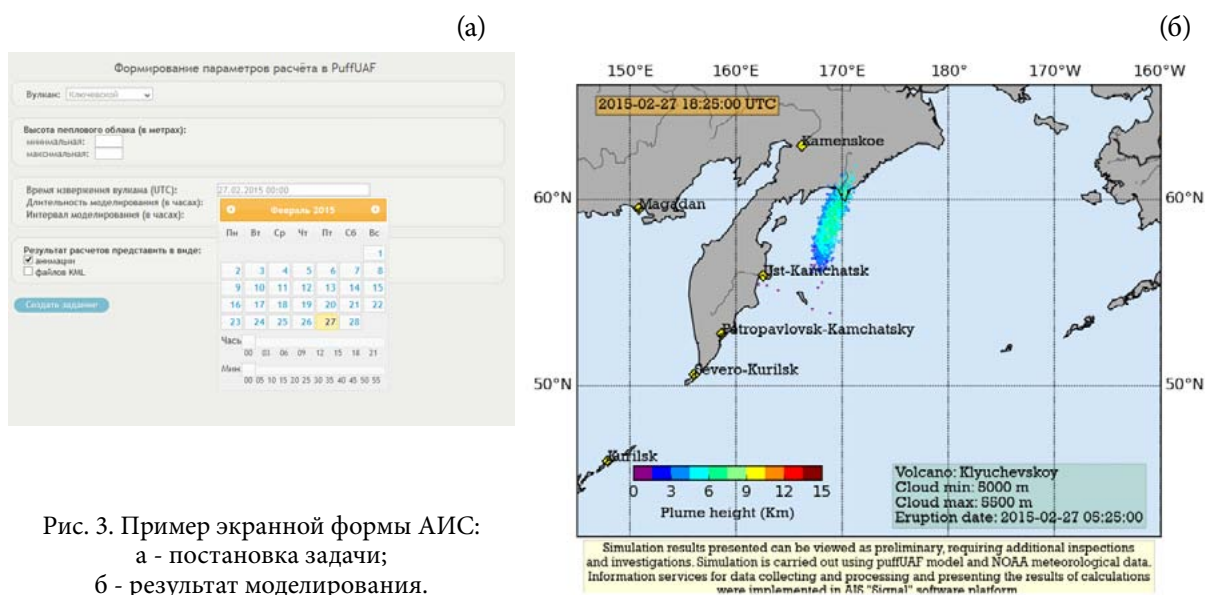


Рис. 3. Пример экранной формы АИС:
 а - постановка задачи;
 б - результат моделирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанные программные алгоритмы и создаваемая на их основе программная платформа АИС «Сигнал» предоставляют возможности для решения большинства задач, связанных с организацией работы сетей наблюдений и доступом к архивам инструментальных данных. Предложенная архитектура позволяет при необходимости включать в состав платформы дополнительные компоненты для специализированной обработки научной информации.

Полученные результаты легли также в основу программных средств, разрабатываемых в рамках международного проекта «Изучение современных геодинамических процессов в северозападной Пацифике и северо-восточной Азии и их отклика в литосфере и атмосфере на основе GPS/ГЛОНАСС наблюдений», выполняемом совместно Дальневосточным федеральным университетом и Институтом сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета, г. Саппоро, Япония, при участии специалистов Дальневосточного и Сибирского отделений РАН.

Работы проведены при частичной поддержке Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проекты №15-I-4-0о, 15-I-4-072, 15-I-4-071), грантов Российского фонда фундаментальных исследований № 13-07-12180, 15-37-20269, Дальневосточного федерального университета (проект №14-08-01-05_m).

ЛИТЕРАТУРА

1. Fowler M. Patterns of Enterprise Application Architecture. M.: Addison-Wesley Professional, 2002. 560 p.
2. Girina O.A. On Precursor of Kamchatkan Volcanoes Eruptions Based on Data from Satellite Monitoring // Journal of Volcanology and Seismology. 2012. Vol. 6, № 3. P. 142-149.
3. Gordeev E.I., Girina O.A. Volcanoes and their hazard to aviation // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2014. Vol. 84, № 2. P. 134-142.
4. Khanchuk A.I., Konovalov A.V., Sorokin A.A., Korolev S.P., Gavrilov A.V., Bormotov V.A. & Serov M.A. Instrumental and IT-technological provision of seismological observations in the Russian Far East // Bulletin of FEB RAS. 2011. No 3 (157). P. 127-137.
5. Makarov A. Yii 1.1 Application Development cookbook. M.: Packt publishing, 2011. 371 p.
6. Neal C.A., Girina O.A., Senyukov S.L. et al. Russian eruption warning systems for aviation // Natural Hazards. 2009. Vol. 51, № 2. P. 245-262.

7. Shestakov N.V., Hiroaki Takahashi, Mako Ohzono et al. Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations // Tectonophysics. 2012. Vol. 524-525C. P. 76-86.
8. Sorokin A.A., Korolev S.P., Mikhaylov K.V., Konovalov A.V. “SIGNAL-S” – Automated information system for seismological data processing. RussiaPacificComputer 2010 FEB RAS. Vladivostok, 2010. P. 283-284.

УДК 550.34(571.642)

СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА И НОВЫЕ ТЕХНОЛОГИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

А.А. Степнов, А.А. Сычев, А.В. Гаврилов, А.В. Коновалов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
a.stepnov@imgg.ru

Остров Сахалин – регион России, в котором отмечается высокий уровень тектонической активности. Вместе с тем, на территории острова и его прибрежном шельфе расположены объекты нефтегазодобывающей промышленности и инфраструктурные сооружения для транспортировки полезных ископаемых. «Сахалин-1» и «Сахалин-2» – наиболее известные проекты в этой сфере. Основные нефтегазовые объекты на севере острова расположены в зоне активных тектонических нарушений разного ранга и возраста. Эти зоны характеризуются высоким сейсмическим потенциалом. Начиная с конца 2006 года на севере о. Сахалин выполняются детальные сейсмологические наблюдения за естественной и наведённой сейсмичностью. Большое число сейсмических событий, постоянный рост объёма зарегистрированной информации, необходимость непрерывной регистрации и рутинной обработки данных послужили основанием для создания и развития комплексной системы сейсмического мониторинга.

В рамках проведения прикладных научных исследований и экспериментальных разработок (ПНИЭР), была создана архитектура комплексной автоматизированной системы сейсмического мониторинга с учетом сформулированных технических требований. В основу разработанной архитектуры была положена концепция «виртуальной сейсмической сети» (ВСС) – централизованной сети, где цифровые данные, собранные с удаленных узлов, непрерывно и оперативно поступают в центр обработки данных для последующего процессинга, анализа и хранения информации. Данные поступают в систему в режиме, близком к реальному времени, – информация собирается со всех узлов непрерывно, задержка может варьироваться от 5 сек до 12 часов в зависимости от загруженности внешних каналов связи.

Система имеет модульную структуру, реализованную в виде служб. В настоящий момент функциональное разделение исполняемых служб построено следующим образом: служба сбора и обработки данных, служба приложений и терминального доступа, служба веб-доступа и служба мониторинга системы (рис. 1).

Архитектура системы (рис. 2) была разработана на базе научно-технического задела [2], полученного при реализации комплекса мероприятий, направленного на получения исходного материала для анализа сейсмичности на севере о. Сахалин.

В процессе осуществления сейсмического мониторинга с конца 2006 г. на севере о. Сахалин было зарегистрировано более 3000 землетрясений с магнитудой $M_L \geq 1.0$. Высоким уровнем фоновой сейсмичности характеризуются глубинный Хоккайдо-Сахалинский разлом, сегментами которого являются Охинский, Эхаби-Пильтунский и Гаромайский активные разломы; к его сейсмоактивной зоне относятся и оперяющие разломы – Верхне-Пильтунский (Нефтегорский сейсморазрыв 1995 г.) и Гыргыланьи-Дагинский. Значительное число слабых и микро-землетрясений также регистрировалось в районе между 51-й и 52-й параллелями, являясь приуроченными к зоне кулисного сочленения сегментов Аукан-Лунского разлома и их пересечения с Хоккайдо-Сахалинским активным разломом, а также к системе малых новых (плиоцен-четвертичных) субширотных разрывов в районе 51-й параллели, пересекающих Центрально-Сахалинский разлом (рис. 3).

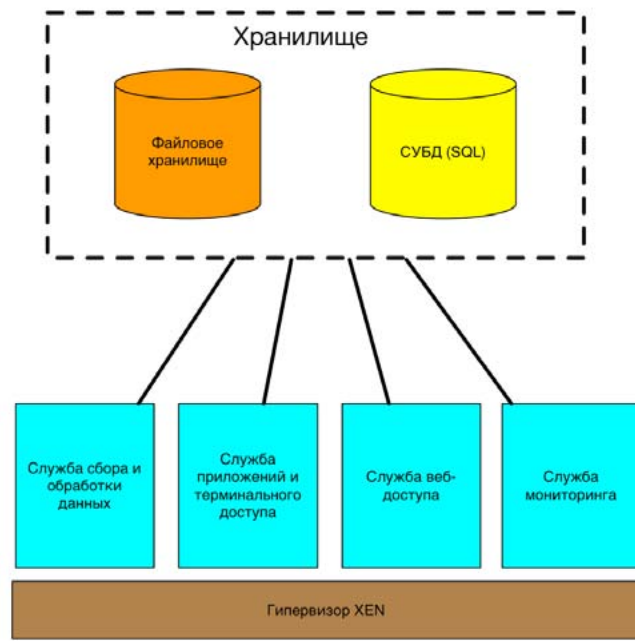


Рис. 1. Архитектура системы.

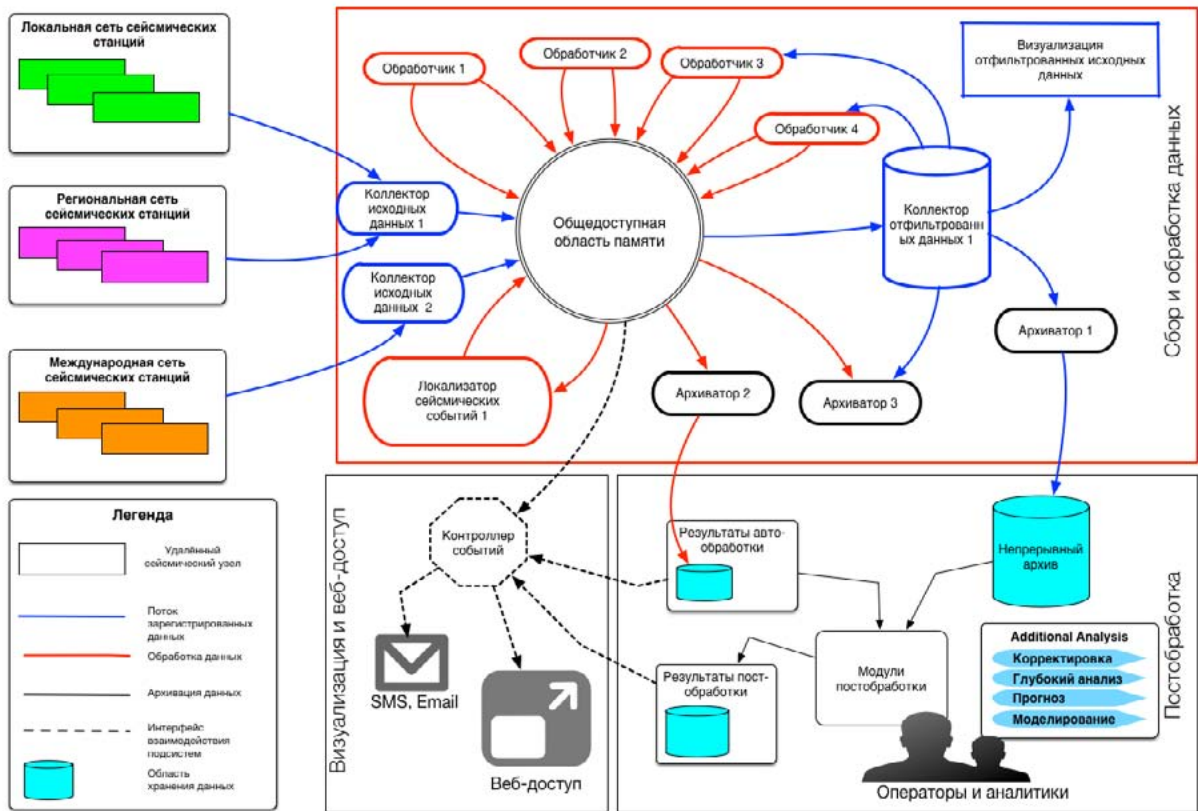


Рис. 2. Жизненный цикл данных в системе.

Следует отметить также сейсмическую активность в виде слабых и умеренных землетрясений, регистрируемых в шельфовой зоне острова, в основании восточного крыла Восточно-Одоптинской антиклинальной зоны [1]. Из умеренных и сильных землетрясений, сопровождаемых афтершоковыми последовательностями, следует отметить

Уангское землетрясение 16 марта 2010 г. (ML 5.7), сейсмогенная зона которого приурочена к северным сегментам Центрально-Сахалинского разлома (системе Западно-Энгиэпальских субмеридиональных разрывов), Тымовское землетрясение 12 декабря 2011 г. (ML 5.4), локализованное в зоне Срединно-Сахалинского разлома, Охинское 21 октября 2012 г. (ML 4.8), а также компактный рой слабых и микро-землетрясений к югу от пгт. Ноглики, в районе, прилегающем к Хоккайдо-Сахалинскому активному разлому. Также следует отметить «сгущение» эпицентров землетрясений (рис. 3) в сейсмогенной зоне Нефтегорского землетрясения 1995 г.

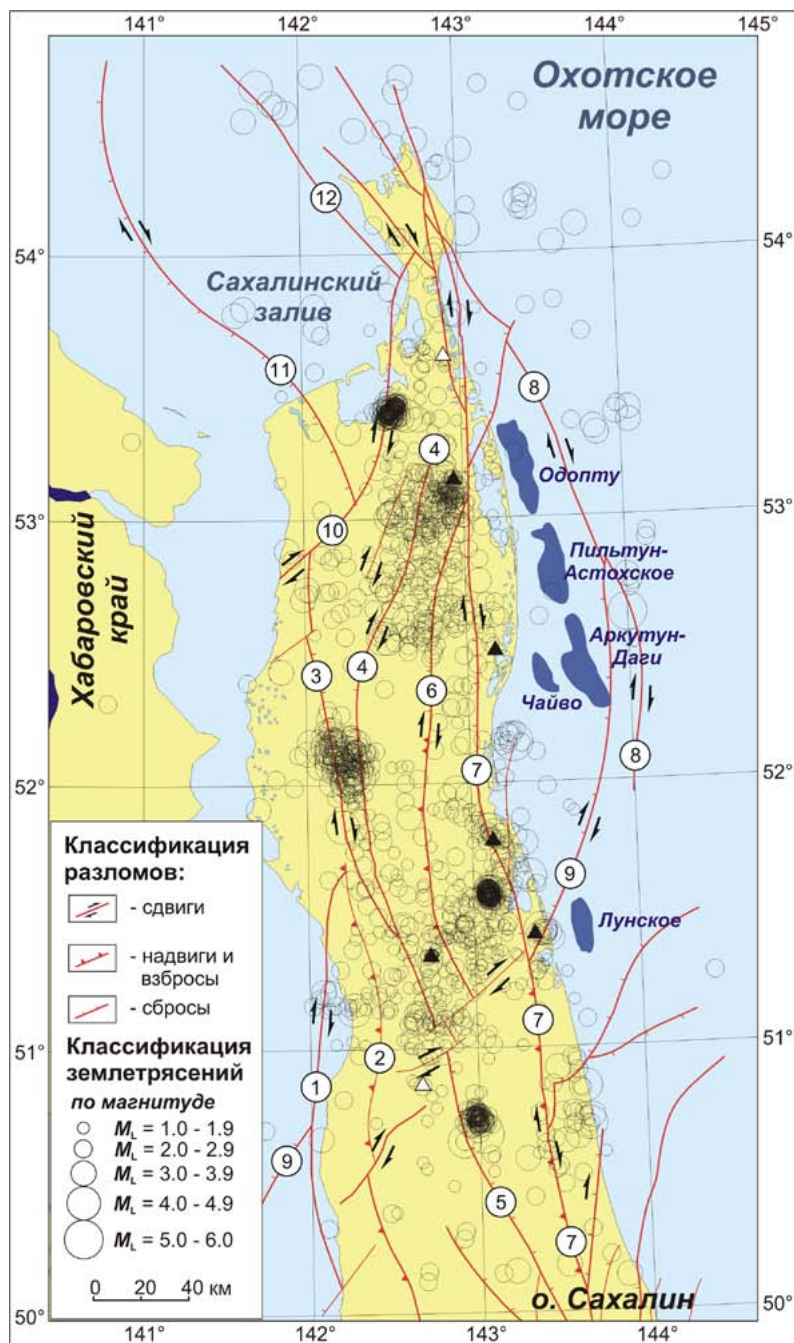


Рис. 3. Пространственное распределение эпицентров коровых землетрясений с $M_L \geq 1.0$, зарегистрированных с сентября 2006 г. по сентябрь 2014 г.

Список разломов [3]: 1 – Западно-Сахалинский; 2 – Центрально-Сахалинский; 3 – Западно-Энгиэпальский; 4 – Гыргыланьинский; 5 – Срединно-Сахалинский; 6 – Верхне-Пильтунский; 7 – Хоккайдо-Сахалинский; 8 – Восточно-Сахалинский; 9 – Аукан-Лунский; 10 – Восточно-Байкальский; 11 – Лиманский; 12 – Западно-Шмидтовский.

ПНИЭР выполнены в рамках реализации ФЦП МИНОБРНАУКИ России по теме «Разработка новых технологий мониторинга и управления сейсмическими рисками природного и техногенного характеров при промышленном освоении шельфовых нефтегазовых месторождений» (уникальный идентификатор RFMEFI60714X0105).

ЛИТЕРАТУРА

1. Коновалов А.В., Патрикеев В.Н., Сафонов Д.А., Нагорных Т.В., Семенова Е.П., Степнов А.А. Пильгунское землетрясение 12 июня 2005 г. ($M_w=5.6$) и современная сейсмичность в районе нефтегазовых месторождений северо-восточного шельфа о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 1. С. 61-71.
2. Степнов А.А., Гаврилов А.В., Коновалов А.В., Отемолер Л. Новая архитектура автоматизированной системы сбора, хранения и обработки сейсмологических данных // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 2. С. 27-38.
3. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.

УДК 622.831:502.76

О ЦЕЛЕСООБРАЗНОСТИ СОЗДАНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА НА ГАЗОКОНДЕНСАТНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (КАМЧАТКА)

А.И. Тараканов¹, С.Г. Миронюк², А.В. Зубченко³, Т.Г. Константинова⁴

¹ ООО «Изыскатель», г. Петропавловск-Камчатский, Россия;

² ООО «Газпром инжиниринг», г. Москва, Россия;

³ ООО «Спецгеологоразведка», г. Петропавловск-Камчатский, Россия;

⁴ Камчатский филиал Геофизической службы РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия
iziskaniya@mail.ru

Рассматриваемая территория Кшукского и Нижне-Квакчикского газоконденсатных месторождений располагается в пределах Западно-Камчатской низменности в бассейне рек Кунжик и Квакчик. В структурном плане они принадлежат к Колпаковскому прогибу, с которым связаны промышленные газоконденсатные месторождения. Территория на глубину 1000 – 1500 м сложена преимущественно толщей осадочных пород неогенового возраста, перекрытых аллювиальными, аллювиально-морскими и болотными отложениями четвертичного возраста. Мощность чехла рыхлых образований сравнительно небольшая и по данным геофизических работ и бурения не превышает 100 м. Породы неогена представлены осадочными толщами пород Энемтенской, Этолонской свит Кавранской серии, Вивинтекской и Кулувенской свит Воямпольской серии. Они представлены конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами, аргиллитами. Непосредственно на изучаемой площади коренные породы неогена на дневную поверхность не выходят, поскольку перекрыты четвертичными отложениями аллювиально-морского генезиса (amQIV) мощностью до 100 м и преимущественно крупнообломочного состава. В долинах рек за счет вреза и формирования террасовых и пойменных отложений сформировались маломощные современные – верхнечетвертичные аллювиальные отложения (гравий, галечники, реже пески, супеси и суглинки).

Коренные дочетвертичные породы Энемтенской, Этолонской, Вивинтекской и Кулувенской свит нарушены субвертикальными разрывами (по материалам В. Шакирова), хотя в четвертичном чехле они отсутствуют. Даже в низах Энемтенской свиты разрывы не пересекают толщу полностью. Исследованная территория в междуречье рек Кунжик и Квакчик, являясь сравнительно небольшим фрагментом обширной Западно-Камчатской равнины, испытывает в голоцене устойчивое поднятие с относительно небольшими скоростями порядка 1 – 1.3 мм/год (по данным И.В. Мелекесцева). Рассматриваемый массив ведет себя как единый блок без выраженных дифференцированных тектонических подвижек. В геоморфологическом отношении это сравнительно невысокая морская терраса, удаленная от Охотского моря до 12 км и превышениями над ним до 60 м.

По всей же протяженности почти 400-километрового газопровода [3] выявлены многочисленные тектонические разломы различного возраста. По древним разломам ранее были заложены долины рек. По мере воздымания Западной Камчатки происходил интенсивный глубинный врез водотоков до их современного уровня.

В геосинклинальных областях разрывы фундамента нередко просвечивают сквозь толщу осадочного чехла за счет зон разуплотнения в нем. В этих зонах активно циркулируют подземные воды, более интенсивно происходит геохимический обмен, они нередко являются зонами дегазации и т.п. При этом проявляется отчетливая выраженность разломов скального субстрата нередко без признаков его вертикальных и горизонтальных тектонических движений. Данная концепция как нельзя лучше подходит для оценки тектоники исследованной территории.

С конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами связаны эксплуатируемые Кшукское и Нижне-Квакчикское газоконденсатные месторождения. Газоконденсат содержится в купольных структурах складчатых микропористых пород (коллекторах), перекрытых сверху газонепроницаемыми осадочными толщами (покрышками). Добыча газа осуществляется из наклонных эксплуатационных скважин. После технологической подготовки газ подается по трубопроводу в краевой центр для потребителя. Примерное потребление газоконденсата составляет порядка 0.8 млрд. м³ в год.

Из реальной практики известно, что при извлечении из недр энергоносителей снижается поровое давление и создаются условия для дополнительного уплотнения пластов-коллекторов. Эти процессы сопровождаются сбрасыванием напряжений в горных массивах и многочисленными сейсмическими событиями, иногда достаточно ощутимыми и даже сильными (Нефтегорское землетрясение, 1995 г.; Газлийское землетрясение, 1984 г.). Имеют место два типа деформационных процессов, происходящих на разрабатываемых месторождениях. Первый тип деформаций (техногенные) – это обширные опускания территории месторождения, напрямую обусловленные процессом отбора углеводородов из недр. Второй тип деформаций (техногенно-индуцированные) – это локальные, интенсивные деформации земной поверхности в зонах разломов, индуцированные процессами разработки месторождений.

Отбор энергоносителей неизбежно ведет к медленному опусканию территорий и проседанию поверхности над ними. Инструментально зарегистрированы обширные просадки земной поверхности территорий разрабатываемых месторождений, которые достигают нередко значительных величин: нефтяное месторождение Willmington (США) – 8.8 м [4]; нефтяное месторождение Lagunillas (Венесуэла) – 4.1 м; нефтяное месторождение Ekofisk (Норвегия) – 2.6 м; нефтяное месторождение Сураханы (Азербайджан) – 3 м; Северо-Ставропольское газовое месторождение – 0.92 м и т.д.

Для контроля за оседанием поверхности земли на месторождениях устанавливают реперную сеть, чтобы контролировать рост мульды проседания. Известно также возбуждение землетрясений при заполнении водохранилищ. Так, при заполнении водохранища Кремаста в Греции и водохранища Кариба в Замбии фиксировались сейсмические события с магнитудой $M = 6.2-6.5$ [5]. При наполнении водохранища западное плато Колорадо также зафиксировано множество сейсмических толчков и опускание территории [1]. Подобных примеров множество, причем нередко с трагическим исходом (катастрофа на плотине Вайонт, Италия, 1963 г.).

Мульды проседания обычно формируются с некоторым запаздыванием от начала отбора из недр земли энергоносителей. Одновременно с этим такие оседания поверхности невозможно будет быстро приостановить. Хотя его темпы могут быть незначительными, рассматриваемый процесс может охватить значительно большую территорию, чем площадь месторождений. Точность приборов, регистрирующих такие деформации за короткий период наблюдений может быть ниже амплитуды самих опусканий. Возможное развитие подобных событий в течение длительного периода эксплуатации газоконденсатных месторождений крайне нежелательно. Обнаружены многочисленные примеры деформаций земной поверхности и негативные воздействия процессов проседания [2].

Возникает потребность в системном геодинамическом мониторинге площади месторождения и сложных участков пересечений газопровода с активными тектоническими разломами, к которым обычно приурочены крупные водотоки – реки Воровская, Плотникова и др.

Основное предназначение геодезического мониторинга – получение информации об опасных событиях на разрабатываемых месторождениях углеводородов в форме деформаций и просадок земной поверхности, современной активизации разломов, горизонтальных смещениях массивов горных пород.

Создание и функционирование системы геодинамического мониторинга на месторождениях нефти и газа предписывается следующими нормативными документами Ростехнадзора РФ:

- РД 07-309-99 («Положение о порядке выдачи разрешений на застройку площадей залегания полезных ископаемых», пп. 42, 43, 48);
- РД 07-408-01 («Положение о геологическом и маркшейдерском обеспечении промышленной безопасности и охраны недр», п. 16);
- РД 07-603-03 («Инструкции по производству маркшейдерских работ», пп. 262 - 267).

Согласно «Положению о порядке выдачи разрешений на застройку площадей залегания полезных ископаемых» Госгортехнадзора России (РД 07-309-99), «Застройка площади залегания месторождения нефти и газа, на котором отсутствует геодинамический полигон и не ведутся систематические наблюдения за оседанием земной поверхности в результате добычи углеводородного сырья, не допускается» (п.43).

В СП 11-104-97 «Инженерно-геодезические изыскания для строительства» указано, что мониторинг следует проводить даже на застроенных территориях, если он ранее не выполнялся, особенно если были зафиксированы деформации сооружений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения // Изв. АН СССР. МЖГ. 1979. № 6. С. 53-63.
2. Каррыев Б.С. Сейсмические явления и структура сейсмического процесса в Копетдагского регионе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 7. С. 59-69.
3. Кофф Г.Л., Гусев А.А., Козьменко С.Н. Экономическая оценка последствий катастрофических землетрясений. М., 1999. 188 с.
4. Уолворк К. Нарушенные земли. Пер. с англ. М.: Прогресс, 1979. 270 с.
5. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 232 с.

УДК 550.8.07

КОММУТАЦИОННОЕ УСТРОЙСТВО УДАЛЁННОГО ДОСТУПА К СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

Е.М. Титов¹, С.Б. Наумов

¹Сейсмическая станция «Владивосток» ГС РАН, г. Владивосток, Россия

СУТЬ ПРОБЛЕМЫ

В настоящее время в Дальневосточном регионе Геофизической службой РАН построена система сейсмологических наблюдений, в которую входят как современные цифровые сейсмические станции, так и цифровые сейсмические станции раннего периода выпуска, которыми невозможно управлять дистанционно, к примеру, цифровая сейсмическая станция SDAS версия 3.1[1]. По различным причинам сейсмическая станция может дать сбой и работать с нарушенными техническими режимами, а то и вовсе выключиться. Целый ряд причин сбоев в работе цифровых устройств устраняются процессом перезагрузки этих устройств.

В частности, сейсмостанция VLA оснащена устройством SDAS версия 3.1 2001 года выпуска. При сбоях в работе станции, доступ к аппаратуре требует определённого времени, что является нарушением соглашения между Геофизической службой РАН и зарубежными партнёрами. Для оперативного вмешательства в процесс работы цифровой сейсмической станции SDAS версия 3.1 работником сейсмостанции «Владивосток» Титовым Е.М. было сконструировано техническое устройство, которое позволяет дистанционно перезапустить сейсмическую станцию SDAS версия 3.1.

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧИ

В условия данной задачи входят следующие элементы:

1. Устройство управления.
2. Канал связи.
3. Исполнительное устройство.
4. Оконечное устройство (сейсмическая станция).

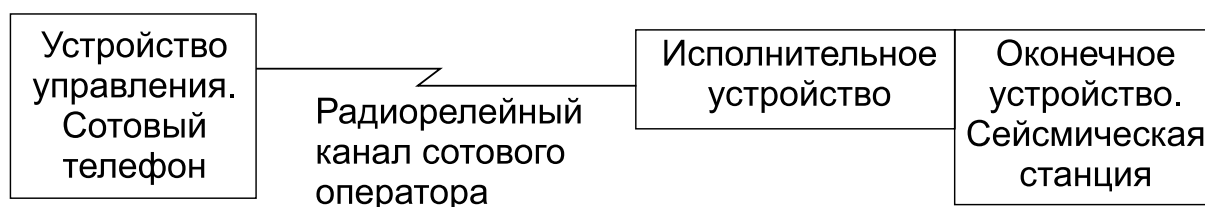


Рис. 1. Функциональная схема удалённого доступа к сейсмической станции.



Рис. 2. Типовые промышленные элементы функциональной схемы удалённого доступа к сейсмической станции.

Для удалённого доступа к сейсмической станции управляющим устройством был реализован сотовый телефон. Используя готовое типовое устройство, технические возможности современных сотовых телефонов и тот набор сервисных услуг, которые предоставляют сотовые операторы, можно сформировать управляющее устройство с индивидуальным доступом до управляемого объекта и максимально защищённым от постороннего вмешательства. Использовались радиорелейные каналы выбранного сотового оператора [2].

Исполнительное устройство - это новое, индивидуально сконструированное нетиповое электронное изделие. Оно принимает радиосигнал-команду от обслуживающего персонала сейсмостанции, преобразует радиосигнал в электрический сигнал, который подаётся на коммутационные элементы, схематично связанные с сейсмической станцией, в результате сейсмическая станция переводится в режим перезагрузки [3, 4].

ИСПОЛНИТЕЛЬНОЕ УСТРОЙСТВО

Ввиду затрудненного доступа к станции для ее перезагрузки решено использовать средство для удаленного выключения станции с управлением по каналу сотовой связи, для этого потребовался сотовый телефон с включенным режимом вибровызова. При поступлении входящего вызова схема телефона подает на вибровзвонок телефона прямоугольные импульсы с постоянной амплитудой, длительностью и периодом повторения t .

Напрямую эти импульсы использовать для выключения станции нельзя, так как сигнал вибровызова формируется не только при входящем звонке, но и для информирования пользователя о входящих сообщениях и системных событиях телефона, что может привести к незапланированному выключению станции. При исследовании работы использованного телефона отмечено, что разные сообщения телефона вызывают разное количество импульсов, поступающих на вибровзвонок. Наибольшее количество импульсов наблюдается при входящем звонке – это свойство использовано для формирования сигнала выключения станции. Чтобы использовать данное свойство, следует считать количество импульсов, поступивших на вибровзвонок телефона без перерывов во времени, больших заданного. При поступлении заданного количества импульсов и отсутствии между импульсами перерывов во времени, больших заданного, формируется сигнал выключения станции – это гарантирует отсутствие незапланированных выключений станции.

Для реализации данного способа управления применено следующее схемное решение, показанное на рисунке 3. Отправной точкой для создания данной схемы послужила статья [5].

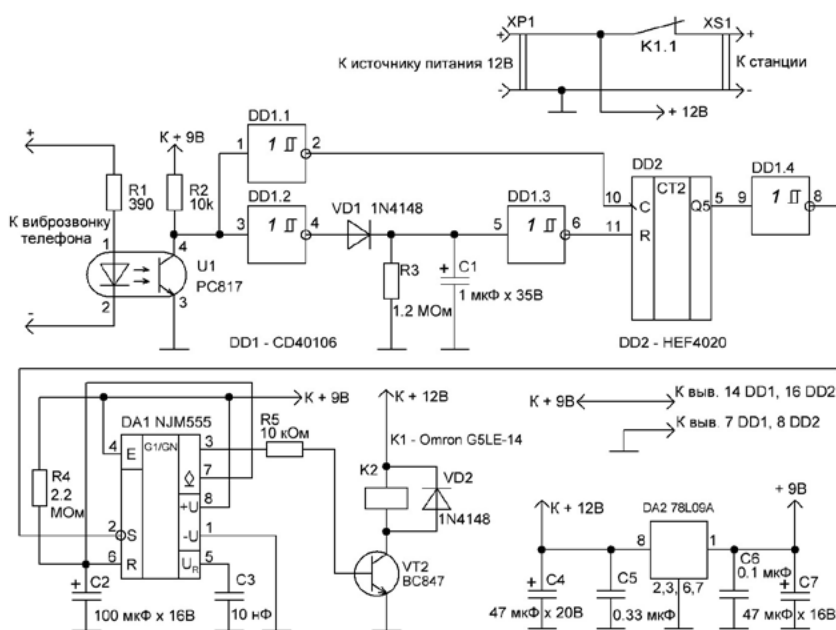


Рис. 3. Схема электрическая принципиальная устройства.

Вход схемы подключается к выводам вибровозвонка телефона. Устройство включается между источником питания станции и станцией, питается от источника питания станции, стабильное напряжение для работы схемы обеспечивает стабилизатор DA2. Для обеспечения бесперебойной работы телефона к нему подключается его штатное зарядное устройство, которое должно быть постоянно включено в сеть 220 В.

В исходном состоянии импульсы на входе схемы отсутствуют, напряжение от источника питания поступает на станцию. При поступлении входящего вызова на выводах вибровозвонка телефона появляются импульсы с периодом повторения t . Оптопара U1 и инверторы DD1.1, DD1.2 осуществляют согласование уровней телефона и схемы управления. Импульсы с выхода инвертора DD1.1 поступают на вход С счетчика DD2.

На инверторах DD1.2, DD1.3 и элементах VD1, R3, C1 выполнена схема разрешения счета. При поступлении на вход установки импульсов с периодом повторения t схема разрешения счета формирует на входе R счетчика DD2 уровень логического 0 все время, пока поступают импульсы. Если промежуток времени между импульсами, поступающими на вход установки, окажется больше $(1,5 \div 2)t$, то на входе R счетчика DD2 появится уровень логической 1. Когда на входе R счетчика DD2 присутствует уровень логической 1, счетчик обнуляется, счет запрещается, на выходах счетчика устанавливается уровень логического 0. Таким образом, счетчик считает только импульсы, последовательно поступающие на вход установки с промежутком между импульсами меньшим $(1,5 \div 2)t$, если промежуток оказывается больше – счетчик обнуляется. Так реализуется защита от несанкционированных выключений станции, вызванных входящими или системными сообщениями телефона.

Когда на входе R счетчика DD2 присутствует уровень логического 0, каждый перепад от 1 к 0 на входе С счетчика DD2 изменяет его состояние. При поступлении шестнадцатого перепада на вход С счетчика DD2, на выходе Q5 счетчика DD2 появляется уровень логической 1, а на выходе инвертора DD1.4 - уровень логического 0. Уровень логического 0 с выхода инвертора DD1.4 поступает на вход (вывод 2) таймера DA1 и инициирует установку уровня логической 1 на выходе (вывод 3) таймера DA1 на время t выкл. Уровень логической 1 на выходе таймера DA1 открывает транзистор VT1, транзистор VT1 подает напряжение питания на обмотку реле K1. При подаче питания на обмотку реле K1 размыкаются контакты реле K1.1, прекращая подачу питания на станцию. По истечении времени t выкл. на выходе таймера появляется уровень логического 0, транзистор VT1 закрывается, обмотка реле обесточивается, контакты реле K1.1 замыкаются, подавая напряжение питания на станцию. Станция загружается, ее нормальная работа восстановлена.

Значения элементов схемы R3 и C1 подбирают под телефон, с которым будет работать устройство: резистор R3 и конденсатор C1 должны обеспечивать время присутствия логического 0 на выходе инвертора DD1.3, равное $(1,5 \div 2)t$ после подачи импульса на вход установки. Время t выкл., на которое выключается станция, при указанных на схеме значениях элементов R4 и C2 составляет примерно 7 минут. Подбирая значения R4 и C2, можно устанавливать необходимое время t выкл.

Применяемый для работы с установкой телефон должен иметь функцию «Прием звонков: из списка», и она должна быть включена. Это необходимо для того, чтобы только с разрешенных номеров телефонов можно было перезагружать станцию.

Таким образом, если требуется удаленно перезагрузить станцию, следует позвонить на номер телефона, подключенного к устройству, выждать время, требуемое для формирования телефоном заданного количества импульсов на вибровозвонк, перестать звонить. Станция будет выключена на время t выкл., по истечению этого времени питание будет подано автоматически.

Вышеописанное устройство установлено на сейсмостанции «Владивосток» с декабря 2011 года. За весь период устройство показало безотказную работу и отсутствие несанкционированных перезагрузок станции. Применение устройства уменьшило отвлечение работников сейсмостанции на поддержание функционирования станции SDAS и разрывы в данных, получаемых от этой станции.

ВЫВОДЫ

Созданное исполнительное устройство является надёжной конструкцией, безаварийно работает более двух лет. За этот период эксплуатации были внесены улучшающие конструктивные изменения, что позволило считать ее законченным изделием, предназначенным для использования с сейсмическими станциями, в которых предусмотрен режим принудительной перезагрузки.

Предлагаемая система удалённого доступа к сейсмическим станциям с использованием каналов связи сотовых операторов, на наш взгляд, экономически выгодна, т.к. не требует создания собственных дорогостоящих линий передач и их обслуживания. Тарифный план «только на приём» у любого сотового оператора по стоимости минимальный. Во всех регионах сотовые операторы расширяют площадь покрытия территорий сотовой связью, что позволяет иметь доступ и к удалённым сейсмическим станциям.

Наличие личного собственного телефона практически у каждого современного человека на сегодняшний день позволяет из любого места нахождения обслуживающего персонала сейсмостанции произвести перезагрузку удалённой сейсмической станции.

ЛИТЕРАТУРА

1. НПП «ГЕОТЕХ+». Техническая документация, цифровая сейсмическая станция SDAS версия 3.1. Обнинск, 2001 г.
2. Иванов В.И., Гордиенко В.Н., Попов Г.Н. и др. Цифровые и аналоговые системы передачи // Радио и связь. Москва, 2007 г.
3. Гоноровский И.С. Радиотехнические цепи и сигналы. М.: Советское радио, 1977. 608 с.
4. Угрюмов Е.П. Цифровая схемотехника. СПб.: БВХ-Петербург, 2004. 528 с.
5. Дрик А., Балахничев И. Приставка-селектор для телефона // Радиолобитель. 1997. № 5. С. 14-15.

УДК 550.3

ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИ РАЗРАБОТКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ: РИСКИ И ИНФОРМАТИВНОСТЬ

С.Б. Турунтаев

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия;
Московский физико-технический институт, г. Москва, Россия
stur@idg.chph.ras.ru

За последние годы были существенно развиты физические модели техногенной сейсмичности, модели были реализованы в форме численных расчетов. Вместе с тем проблема техногенной сейсмичности не только не решена, но и обострилась. Обострение рассматриваемой проблемы связано, главным образом, с двумя тенденциями в современной энергетике: стремлением к развитию альтернативных источников энергии (геотермальные электростанции) и стремлением к освоению широко распространенных гигантских запасов сланцевых углеводородов. Развитие геотермальной энергетики сопровождается закачкой значительных объемов воды на большие глубины, разработка сланцевых месторождений – к проведению множественных гидроразрывов пластов, содержащих углеводороды. И в том, и в другом случае происходят техногенные землетрясения. Актуальными становятся вопросы заблаговременной оценки последствий применения тех или иных технологий воздействия на флюидонасыщенные пласты, определения предельно допустимых давлений закачки, расходов жидкостей, темпов извлечения углеводородов и т.д. Особенно важны адекватные оценки последствий разработки месторождений в таких экологически чувствительных регионах как Арктика, внутренние моря, акватория мирового океана.

Предлагаемый доклад содержит обобщение данных по техногенной сейсмичности, связанной с воздействием на месторождения углеводородов. Дается анализ характеристик месторождений, эксплуатация которых привела к изменению деформационных режимов породных массивов, вмещающих месторождения, и к появлению техногенных землетрясений. Приводится обзор современных представлений о физике техногенной сейсмичности, связанной с воздействием на флюидные системы недр Земли. Даются примеры решения задачи о пространственно-временной эволюции сейсмичности при повышении или сбросе порового давления жидкости в проницаемых породах, теоретические модели сопоставляются с результатами лабораторных исследований. Показано, что анализ информации о пространственно-временных закономерностях развития сейсмической активности при помощи современных методов позволяет получить информацию о деформационных процессах, протекающих в резервуаре месторождения и окружающих его породах. Эта информация может использоваться не только в целях своевременного прогноза опасного нарастания сейсмической активности, но и для оценки изменения в пространстве и во времени флюидодинамических характеристик коллекторов, реакции резервуара на то или иное воздействие с целью увеличения добычи, определения путей миграции флюидов и т.д.

УДК 550.3(571.642)

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ШЕЛЬФА О. САХАЛИН НА СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

С.Б. Турунтаев^{1,2}, А.В. Коновалов³, Е.О. Слинкова²

¹ Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, Россия;

² Московский физико-технический институт, г. Москва, Россия;

³ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
stur@idg.chph.ras.ru

Месторождения углеводородов шельфа о. Сахалин расположены в зоне высокого сейсмического риска, поэтому их разработка вызывает опасения появления так называемых триггерных землетрясений, подобных Газлийским землетрясениям, магнитуда которых достигает магнитуд тектонических землетрясений, а очаги приближены к границам разрабатываемых месторождений. Для своевременного выявления опасных изменений сейсмического режима в ходе разработки месторождений в 2006 г., до активной фазы разработки, вдоль восточного побережья о. Сахалин была установлена локальная сеть сейсмического мониторинга из 6 сейсмометров. В докладе рассматриваются результаты статистического анализа данных, полученных при помощи этой локальной сети, в сопоставлении с данными по естественной сейсмичности о. Сахалин в течение 1950 – 1990 гг. При этом сопоставление проводится с использованием ряда индикаторов, позволяющих отличить индуцированную сейсмичность от естественной: 1) угол наклона графика повторяемости (для техногенной сейсмичности его величина больше, чем для естественной сейсмичности этого же региона); 2) распределение интервалов времени между последовательными событиями (для индуцированной сейсмичности это распределение описывается распределением Вейбулла с показателем формы меньше единицы, тогда как для естественной сейсмичности более адекватным является экспоненциальное распределение); 3) миграция эпицентров сейсмических событий по отношению к границам области воздействия; 4) наличие детерминистической компоненты в вариациях сейсмической активности (которая может быть выявлена путем расчета корреляционного интеграла) либо уменьшение корреляционной размерности, определяемой по сейсмической активности; 5) наличие корреляции между вариациями сейсмической активности и параметрами разработки (объемами добываемой жидкости, закачиваемой воды, пластовым давлением и т.д.); 6) изменение механизмов очагов землетрясений.

Было найдено некоторое увеличение угла наклона графика повторяемости анализируемых данных локальной сейсмической сети по сравнению с данными о естественной сейсмичности, причем это увеличение имеет тенденцию расти со временем. Анализ распределений интервалов времени между последовательными сейсмическими событиями показал, что если для регионального каталога за 1950 – 1990 гг. это распределение описывается экспоненциальным распределением, или распределением Вейбулла с параметром формы, близким к единице (что делает распределение Вейбулла тождественным экспоненциальному распределению), то для локального каталога за 2006 – 2014 гг. распределение становится Вейбулловским, причем показатель формы этого распределения меньше единицы и имеет тенденцию к уменьшению со временем. Анализ пространственной миграции очагов не показал каких-либо явных особенностей, связанных с разработкой месторождений, так же как и анализ механизмов землетрясений. Изменений корреляционной размерности пока не найдено. Сопоставление вариаций сейсмической активности с вариациями параметров разработки будет проведено при получении данных по разработке.

УДК 551.466(571.6)

СОЗДАНИЕ В САХАЛИНСКОМ ФИЛИАЛЕ ГС РАН БАЗЫ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ «МОНИТОРИНГ СЕЙСМИЧНОСТИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА»

М.В. Шукин, Е.П. Семенова, Ю.Н. Левин

Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
vgcat.zero@gmail.com

Деятельность Сахалинского филиала ГС РАН при проведении комплексных сейсмологических наблюдений на территории Дальневосточного региона требует использования современных информационных технологий для оперативного анализа получаемой сейсмологической информации на различных масштабных уровнях. Конечной целью такой работы является создание информационной системы на основе имеющихся информационных ресурсов и систем обработки данных в СФ ГС РАН для оперативного анализа сейсмологической обстановки в регионе и возможности решения широкого круга научно-исследовательских и прикладных задач.

В 2013–2014 гг. в СФ ГС РАН был сделан первый шаг к созданию такой системы – базы данных «Мониторинг сейсмичности Дальневосточного региона». На рисунке 1 представлена блок-схема сбора, хранения и отображения сейсмологических данных в БД «Мониторинг сейсмичности Дальневосточного региона».

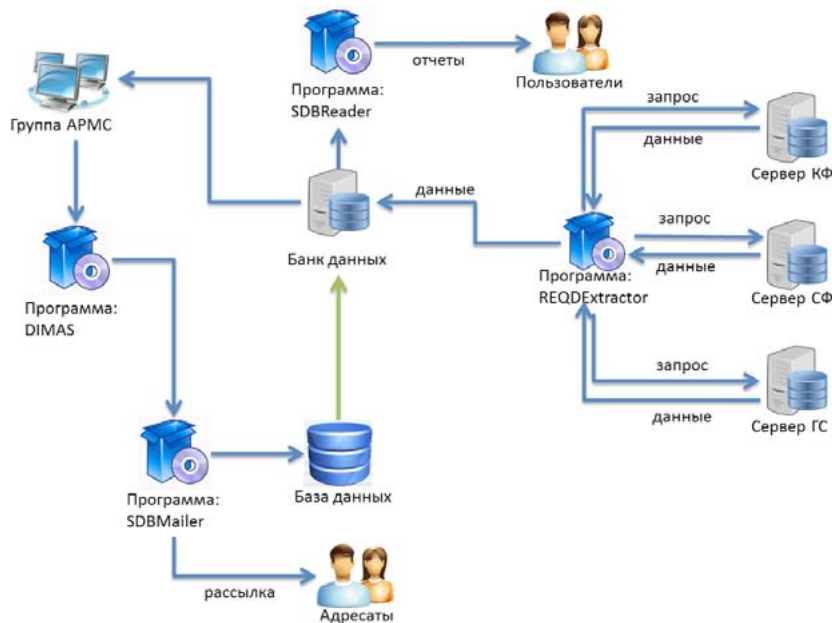


Рис. 1. Структура базы данных «Мониторинг сейсмичности Дальневосточного региона».

Созданная база данных включает следующие компоненты:

- каркас БД – описание хранимых в БД данных и разработанный набор вспомогательных функций для работы с ней;
- данные – результаты обработки землетрясений прикладными программами (таблицы, каталоги, карты);
- набор прикладных программ для работы с базой данных.

Для создания прикладных программ сопровождения БД был выбран язык программирования C#, благодаря встроенной поддержке набора библиотек NET Framework, поставляемых с Windows.

Графической оболочкой для извлечения сейсмограмм служит программа REQDExtractor. Программа обращается к разным серверам сбора и хранения данных с запросами данных для последующей пересылки их в банк данных. Частота опроса серверов сбора составляет 1 сутки. 15-минутные данные собираются по отдельным файлам в формате SEED с дальнейшей их сортировкой по папкам.

Наполнением базы данных сейсмологическим материалом с занесением информации на FTP-сервер занимается программа SDBMailer. Для извлечения данных из БД используется программа SDBReader, которая формирует пользовательские запросы для визуального представления данных и, в дальнейшем, формирования отчетов.

В 2014 году данное ПО было подвергнуто многократным доработкам, в результате чего были устранены ошибки и добавлены новые функции, в том числе: поддержка карт Google, OpenStreetMap и Yandex, графическое отображение землетрясений на карте (с учетом глубины и магнитуды), возможность работы с макросейсмическими данными.

Для управления БД, изменения и добавления данных в БД была выбрана одна из самых популярных систем управления базами данных (СУБД) – MySQL.

Созданная база данных «Мониторинг сейсмичности Дальневосточного региона» обеспечивает хранение результатов обработки землетрясений РИОЦ «Южно-Сахалинск». Фрагмент базы данных представлен на рисунке 2.

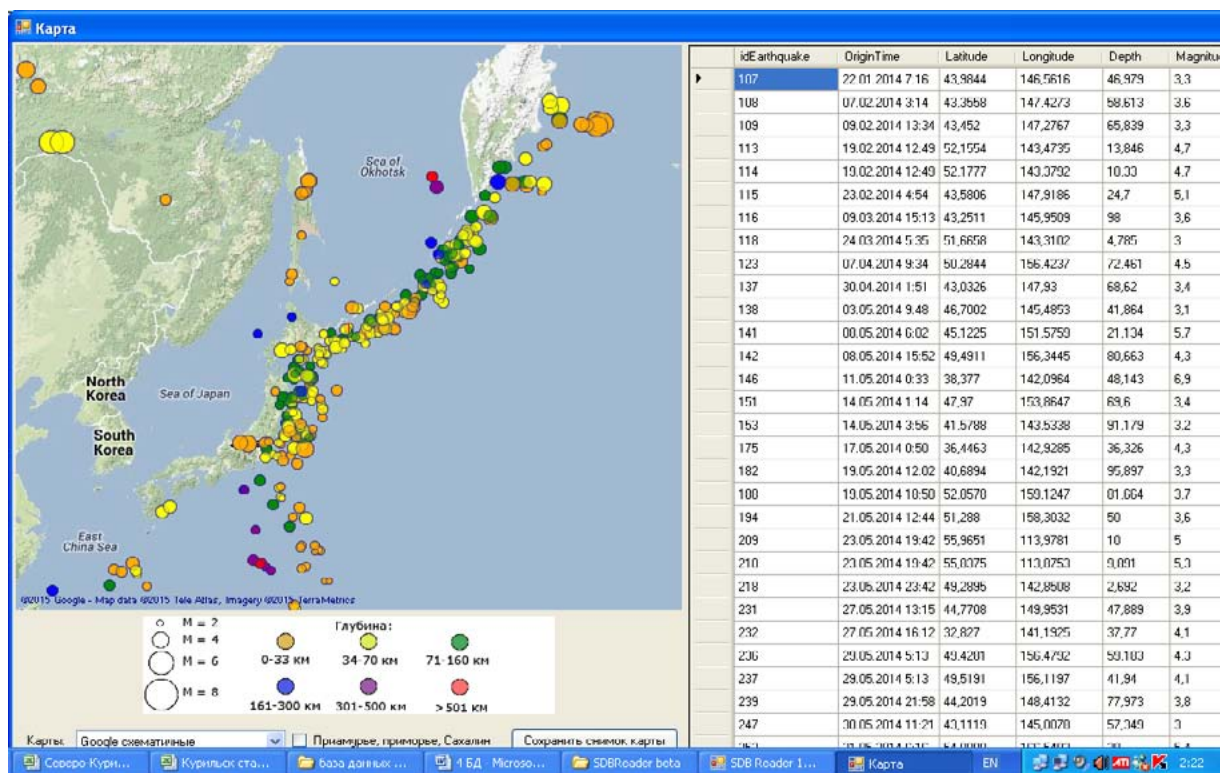


Рис. 2. Фрагмент базы данных «Мониторинг сейсмичности Дальневосточного региона».

Пользовательский интерфейс БД «Мониторинг сейсмичности Дальневосточного региона» устроен таким образом, что позволяет производить выборку сейсмических событий по:

- запрашиваемому временному интервалу;
- интервалу магнитуд;
- интервалу энергетических классов;
- интервалу глубин очагов.

Кроме того, можно выбрать район эпицентров землетрясений в виде круга заданного радиуса или прямоугольной области с указанием угловых координат.

В ответ на запрос производится выборка землетрясений, на основании которой может быть сформирован каталог или нарисована карта в одном из форматов OpenStreetMap, Google, Яндекс.

В будущем планируется создать сервис, обеспечивающий размещение на сайте СФ ГС РАН интерактивных карт сейсмического мониторинга Дальневосточного региона с макросейсмической оценкой для сильных землетрясений Сахалина и Курильских островов.

Таким образом, предложенная информационная система позволяет вывести работу с данными СФ ГС РАН на новый, более высокий уровень развития.

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ. ОПЫТ НЕФТЕГОРСКА

Всероссийская научная конференция
с международным участием

26-30 мая 2015 г.
г. Южно-Сахалинск, Россия

СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ

ТОМ 2

Под редакцией

Б.В. Левина, О.Н. Лихачевой

Электронная верстка: А.В. Пинчук

Дизайн обложки: А.В. Пинчук

Технический редактор: М.В. Сеначин

Корректор: И.П. Кремнева

Отпечатано с оригинал-макета,
подготовленного в Институте морской геологии и геофизики ДВО РАН,
минуя редподготовку в «Дальнауке»

Подписано в печать 20.05.2015 г.
Усл. печ. лист. 54,2. Уч.-изд. лист. 39.
Формат 60x84/8. Бумага «Color copу».
Тираж 200 экз. Заказ № 7775.
Печать офсетная.

ФГУП «Издательство Дальнаука»
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

Отпечатано в ФГБУН Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения РАН
693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б
Офсетный цех