

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

**Современная геодинамика Центральной Азии
и опасные природные процессы:
результаты исследований на количественной основе**

Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы
(23–29 сентября 2012 г.)

Том 1

Иркутск
2012

УДК 551.24+550.34+551.24.03
ББК Д38я431+Д217.4я431+Д9(54)3я431
С56

Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23–29 сентября 2012 г.). – В 2-х т. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. 217 с.

В сборнике представлены материалы Всероссийского совещания с одноименным названием и молодежной школы по современной геодинамике, проведенных Институтом земной коры СО РАН при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в г. Иркутске в период с 23 по 29 сентября 2012 г.

В публикуемых статьях анализируется современное состояние исследований по современной геодинамике Центральной Азии и окружающих территорий. Освещены результаты изучения напряженно-деформированного состояния земной коры, современных движений, источников внутриконтинентального тектогенеза, сейсмичности как показателя современного разломообразования, активных разломов, периодичности проявления опасных процессов, воздействия солнечной активности на геосферы. Прикладные аспекты проблемы представлены работами по оценке опасности экзогенных процессов в активных областях, сейсмическому районированию и сейсмостойкому строительству.

Книга будет полезна тектонистам, сейсмологам, специалистам в области инженерной геологии, работникам служб ГО и МЧС, а также аспирантам, проводящим исследования в области современной геодинамики и сейсмологии, и студентам старших курсов вузов геологических специальностей.

Редколлегия

К.Г. Леви (отв. ред.), В.А. Саньков (зам. отв. ред.), С.И. Шерман,
О.Ф. Лухнева, Н.Г. Балукова, А.А. Добрынина

Проведение Совещания и молодежной школы и издание материалов осуществляются при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 12-05-06068-г, 12-05-06815-моб_г) и Института земной коры СО РАН.

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 8 от 01.06.2012 г.)

ISBN 978-5-902754-71-8 (т. 1)
ISBN 978-5-902754-70-1

© ИЗК СО РАН, 2012

СОДЕРЖАНИЕ

От редакторов..... 7

**ОСНОВНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ,
ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ**

Акманова Д.Р., Викулин А.В., Долгая А.А. Информационно-вычислительная система как основа моделирования волнового геодинамического процесса..... 8

Амиржанов А.А. Неучитываемые факторы геодинамики..... 11

Багдасарова М.В., Сидоров В.А. Современная геодинамика и флюидодинамика осадочных бассейнов..... 13

Баикуев Ю.Б., Буянова Д.Г., Аюров Д.Б. Электромагнитная обстановка над Байкальской рифтовой системой по данным спутника DEMETER..... 17

Борняков С.А., Тарасова А.А., Мирошниченко А.И., Черных Е.Н. Волновая динамика деформаций в зонах разломов по экспериментальным данным..... 20

Викулин А.В. Геодинамика и гравитация..... 23

Викулин А.В., Викулина С.А., Викулина М.А., Семенец Н.В. Геодинамика и социум..... 26

Губанова М.А. Плюмы и сейсмичность Приамурья..... 29

Дорофеева Р.П. Глубинные температуры юга Сибирской платформы..... 32

Зайцев В.А., Панина Л.В. Геодинамические факторы, влияющие на миграцию метана в угольных пластах Кузбасса..... 35

Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Исследования закономерности распределения землетрясений по типам очаговых подвижек и модели геодинамического процесса..... 38

Кожурин А.И. Тихоокеанский тектонический пояс: общие черты структуры, кинематики, взаимоотношения с внутриконтинентальными подвижными поясами.... 40

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика опасных разломов..... 42

Кузьмина Е.А. Гидротермы Баргузинской впадины и ее окружения как показатель современной геодинамической активности..... 45

Лапин П.С. Макросейсмические проявления сильных землетрясений и современная геодинамика Алтайского края..... 48

Матюков В.Е., Баталева Е.А. Современные геодинамические процессы в литосфере Южного Тянь-Шаня по данным магнитотеллурического зондирования..... 50

Петрищевский А.М. Новый метод оценки жесткости тектонических сред по гравиметрическим данным и его использование при анализе сейсмичности..... 53

Саньков В.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Современная геодинамика: объём понятия, временной охват, концептуальные подходы..... 56

Сибиряков Б.П., Прилоус Б.И., Копейкин А.В. Природа неустойчивости блочных сред и закон распределения землетрясений..... 60

Смольков Г.Я., Базаржапов А.Д., Петрухин В.Ф., Щепкина В.Л. Опасные природные события как проявление глубинных геодинамических процессов..... 63

Степашко А.А. О роли мантийной структуры в генезисе юго-западного фланга Байкальской сейсмической зоны..... 66

Юркова Р.М., Воронин Б.И. Современная сейсмичность и нефтегазоносность в связи с подъемом офиолитового диапира..... 70

**КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ
И ИСТОЧНИКИ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ**

<i>Ананьин Л.В., Трынкова Д.С., Кобелев М.М., Мордвинова В.В.</i> Сейсмическая анизотропия и S-скоростная структура земной коры и верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне.....	73
<i>Андреев А.В., Лунина О.В.</i> Закономерности распределения вторичных косейсмических эффектов относительно сейсмогенерирующего разлома (для Монголии и юга Сибири).....	76
<i>Гиоргобиани Т.В., Тверитинова Т.Ю.</i> Новейшая и современная геодинамика Большого Кавказа и приграничного Закавказья.....	79
<i>Гражданкин А.М.</i> Информационная система по работе с данными Центрально-Азиатской GPS-сети.....	82
<i>Кармалева Р.М.</i> Деформометрические измерения в системе геодеформационного мониторинга участков современной геодинамической активности.....	86
<i>Лебедева М.А., Саньков В.А., Саньков А.В., Ашурков С.В., Парфеевец А.В., Захаров А.И., Захарова Л.Н., Кичигин А.Г.</i> Современные деформации в зоне влияния активных разломов юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы по данным РСА-интерферометрии и геодезии.....	89
<i>Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.А., Бызов Л.М., Саньков А.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э.</i> Современные деформации земной коры центральной части Байкальского рифта по данным GPS-геодезии.....	92
<i>Лухнева О.Ф., Леви К.Г., Лухнев А.В.</i> Опыт построения карты толщины экзогенно-активного слоя северо-восточной части внутренней Азии.....	95
<i>Макаров С.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Рященко Т.Г.</i> Крупный голоценовый врез реки Иркут в Торской впадине (на примере разрезов «Гужирь»).....	97
<i>Мордвинова В.В.</i> Коллизия «Сибирский кратон – пластичная область Юго-Восточной Азии» и ее роль в формировании Байкальской рифтовой системы.....	100
<i>Петров В.А., Кузьмин Ю.О., Саньков В.А., Рассказов И.Ю.</i> Геоинформационная платформа для количественной оценки развития природно-техногенных процессов в Юго-Восточном Забайкалье.....	103
<i>Прытков А.С., Василенко Н.Ф.</i> Современная геодинамика Курильского региона по данным GPS-наблюдений.....	106
<i>Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С.</i> Оценка современной активности мантии Центральной Азии в ретроспективе четвертичных магматических событий... ..	108
<i>Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кожевников В.М.</i> Современная геодинамика Центральной Азии: механизмы и источники деформации литосферы по результатам комплексных исследований.....	111
<i>Саньков В.А., Петров В.А., Лухнев А.В., Ашурков С.В., Мирошниченко А.И., Дембелов М.Г., Бызов Л.М.</i> Изучение современного напряженно-деформированного состояния земной коры западной части Амурской плиты.....	114
<i>Серов М.А., Жижерин В.С.</i> Современные движения земной коры Верхнего Приамурья.....	116
<i>Тимофеев В.Ю.</i> Скорости деформаций и сильные землетрясения Северного Тянь-Шаня и Байкальского региона.....	118
<i>Чувашова И.С., Рассказов С.В.</i> Позднекайнозойская магматическая динамика Восточной Азии: роль малоуглубинной конвектирующей астеносферной мантии.....	121
<i>Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А.</i> Автономная и плейттектоническая геодинамика Таджикской депрессии (Гармский геодинамический полигон).....	125

<i>Шукуров З.Ф.</i> Возможности изучения современных сейсмотектонических деформаций Чаткало-Курамынской горной зоны Центральной Азии высокоточными GPS-измерениями в среде ArcGIS.....	128
<i>Jiasheng Zhang, Weijun Gan, Minghua Zhang, Xiongnan Huang.</i> Allocation of follow-up earthquake in a combined digital network of seismic informative fault system and present GPS velocities in Songpan-Ganzi region, China.....	131

**ДЕСТРУКТИВНЫЕ ЗОНЫ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ:
РАЗЛОМНОЕ СТРОЕНИЕ, НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ,
УНАСЛЕДОВАННОСТЬ РАЗВИТИЯ НА СОВРЕМЕННОЙ ЭТАПЕ**

<i>Башкуев Ю.Б., Нагуслаева И.Б., Хаптанов В.Б., Дембелов М.Г.</i> Радиофизическая диагностика сейсмоактивных разломов Байкальской рифтовой системы.....	132
<i>Башкуев Ю.Б., Хаптанов В.Б., Дембелов М.Г., Саньков В.А., Добрынина А.А.</i> Диагностика сейсмодислокаций методами георадарного и радиоимпедансного зондирования.....	135
<i>Бобров А.А.</i> Поле радона Тажеранского массива.....	137
<i>Бурзунова Ю.П.</i> Сложные трещинные сети: оценка степени хаотичности.....	138
<i>Джурик В.И., Серебренников С.П., Ескин А.Ю., Усынин Л.А., Брыжак Е.В.</i> Результаты изучения параметров электрических и сейсмических полей в верхней части земной коры на участках предполагаемых зон разломов Монголии и Сибири....	141
<i>Зарипов Р.М.</i> Возможности метода сопротивлений при изучении разрывных сетей в моделях из глинистой пасты.....	144
<i>Копылов М.И.</i> Деструктивные зоны литосферы Дальневосточного региона.....	147
<i>Кулдашев Н.Ш., Жураев С.Р., Умурзаков Р.А.</i> Морфологические признаки активности и элементы кинематики разломов Саукбулакского рудного района.....	150
<i>Кучай О.А.</i> Поля напряжений и сейсмотектонические деформации в окрестности землетрясений с магнитудой, близкой к 7.....	152
<i>Кучай О.А.</i> Характер сейсмотектонического деформирования и поле напряжений земной коры Азии.....	154
<i>Лыкова В.В.</i> Сейсмические исследования методом ОГТ при изучении разломно-блокового строения южной части Баргузинской впадины.....	159
<i>Мельников М.Г., Гангаадорж Баяраа.</i> Сейсмоактивные деструктивные зоны Монголии и триггерные волновые механизмы их активизации.....	161
<i>Мирзатулкинов М.М., Сапаров Ф.Т., Умурзаков Р.А.</i> Особенности трещиноватости и деформации массива горных пород отдельных месторождений Алмалыкского рудного района.....	164
<i>Парфеевец А.В., Саньков В.А.</i> Условия ранне- и позднекайнозойской активизации тектонических структур Юго-Восточной Монголии.....	167
<i>Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В.</i> Результаты палеосейсмологических исследований Усть-Камчатского активного разлома.....	171
<i>Полец А.Ю.</i> Анализ напряженного состояния перед Японским землетрясением 11.03.2011 г.....	174
<i>Редькин А.А.</i> Опыт моделирования напряженно-деформированного состояния активных тектонических элементов юга Байкальской впадины.....	176
<i>Ружникова А.А.</i> Применение статистических методов при картировании тектонических нарушений по аномалиям магнитного поля.....	178
<i>Семинский К.Ж., Бобров А.А.</i> Радоновая активность разломных зон земной коры.....	180
<i>Сорокин А.П., Сорокина А.Т., Серов М.А., Шерман С.И.</i> Современная геодинамика блоковых структур восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	183

<i>Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А.</i> Формирование зон локализации в слое геосреды при сдвиге основания.....	186
<i>Тарасова А.А.</i> Экспериментальная проверка кайнозойской геодинамики Приольхонья.....	189
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Линеаменты как отражение фрактально-волновых свойств геологической среды (на примере анализа линеаментов Восточной Сибири).....	192
<i>Токарева О.В., Буддо И.В.</i> Особенности геоэлектрического строения различных типов соляных структур юга Сибирской платформы по данным электромагнитных зондирований.....	195
<i>Усольцева С.А., Пашевин А.М.</i> Генезис складчатых образований Киренско-Приленской зоны в условиях напряженного состояния Предпатомского прогиба.....	198
<i>Ходжаев А.К., Хамидов Л.А., Фахриддинов Ж.Ф.</i> Палео- и современные сейсмодислокации в переходной зоне от Тянь-Шаньского орогена к Туранской платформе Центральной Азии.....	202
<i>Черемных А.С.</i> Особенности распределения градиента скорости изменений наклонов рельефа в сдвиговой зоне: результаты физического эксперимента.....	205
<i>Черемных А.В.</i> Разломно-блоковая структура верхней коры Прибайкалья: ранг дислокаций и иерархия напряжений.....	208
<i>Чипизубов А.В.</i> Кинематика активных разломов и современная геодинамика Прибайкалья.....	211
<i>Авторский указатель</i>	215

От редакторов

В предлагаемых читателям двух томах книги «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе» публикуются материалы Всероссийского совещания с участием приглашенных исследователей из других стран и Всероссийской молодежной школы, посвященных обсуждению обширного круга вопросов по современной геодинамике и геоэкологии Центральной Азии и прилегающих территорий. Современная геодинамика, как активно развивающаяся область геологических знаний, обладает богатым спектром направлений исследований, большим набором методов исследований, главным образом инструментальных, что позволяет получать результаты, базирующиеся на количественных данных. Это соответствует главному мировому тренду развития наук о Земле. Исследуемый сектор Азии в публикуемых материалах характеризуется как область с высокими скоростями современных тектонических деформаций, повышенной сейсмичностью и активными экзогенными процессами. Высокая геодинамическая активность определяет проявление на исследуемой территории негативных с точки зрения обитания человека геологических процессов, уровень опасности которых повышается по мере усиления техногенного воздействия на геологическую среду. Исследование различных аспектов современной геодинамики и связанных с ней геологических процессов имеет важнейшее значение для планирования мероприятий по снижению риска природных катастроф.

Материалы, помещенные в книгу, затрагивают шесть основных тематик:

1. Основные геодинамические факторы, определяющие опасные природные процессы.
2. Количественные оценки позднекайнозойских и современных движений территории Центральной Азии и источники современной геодинамической активности.
3. Деструктивные зоны литосферы Центральной Азии: разломное строение, напряженное состояние, унаследованность развития на современном этапе.
4. Сейсмичность как отражение современного разломообразования.
5. Опасные экзогенные процессы в зонах современной геодинамической активности литосферы Центральной Азии.
6. Закономерности временных вариаций природных процессов как основа для их прогноза. Превентивные мероприятия по снижению риска природных катастроф.

Базовым во всех работах является количественный подход к исследованию процессов и явлений, обеспечивающий возможность их сопоставления и моделирования.

Как доклады во время проведения заседаний, так и публикации материалов Совещания и молодежной школы не разделялись по «возрастному» принципу, поскольку мы убеждены, что наука не может быть молодой или старой – она может быть либо хорошей, либо плохой. Формально лекции ведущих ученых для молодежи в книге выделены изображением символа образования – магистерской шапочки, а статьи молодых авторов – эмблемой молодежной школы. Редколлегия выражает уверенность в том, что публикация материалов совещания будет способствовать координации исследований по современной геодинамике, проводимых в научных учреждениях Российской Федерации и ряде зарубежных научных центров, интеграции молодых ученых, специализирующихся в указанной области в передовые направления научного процесса, а также профессиональной ориентации студентов вузов.

Работа по организации и проведению Совещания и молодежной школы выполнялась в соответствии с проектом СО РАН VII.64.1.3. Исследования, результаты которых публикуются, частично финансируются в рамках Программы Президиума РАН 4.1, Программы ОНЗ РАН 7.7, Междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 11, 77, ГК 14.790.11.0411 и др. Организация Совещания и Школы, а также издание материалов поддержаны РФФИ (гранты № 12-05-06068-г, 12-05-06815-моб_г).

К.Г.Леви, В.А.Саньков

I. ОСНОВНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ



Д.Р. Акманова, А.В. Викулин, А.А. Долгая
Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия

ИНФОРМАЦИОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ СИСТЕМА КАК ОСНОВА МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЛНОВОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

В настоящее время можно считать установленным существование эффекта миграции землетрясений [2]. Показано, что миграция землетрясений является волновым процессом [4], ответственным за взаимодействие их очагов между собой [3]. Имеющиеся данные показывают, что вулканическая активность, как и сейсмическая, имеет тенденцию повторяться [8], мигрировать [9], группироваться по географическим широтам и долготам [10] и по величине [7]. В этой связи эффект миграции сейсмичности и вулканизма приобретает для геодинамики первостепенное значение, его дальнейшее изучение и доказательство для различных активных поясов планеты позволят строить модели общего плана, опирающиеся на представления физики волновых процессов. Исследование сейсмических и вулканических миграционных процессов и их взаимосвязи, выявление характерных параметров для различных геодинамически активных поясов планеты потребовали создания специализированной информационно-вычислительной системы (ИВС), основным назначением которой является проверка адекватности моделей сейсмических, вулканических, тектонических и, в совокупности, – геодинамических, процессов, разрабатываемых авторами в течение ряда лет [5, 6].

Базовые технологические принципы. Информационной основой ИВС служит база данных сильных землетрясений и извержений вулканов, охватывающая последние тысячи лет [6]. Сейсмические и вулканические события в базе данных содержатся в едином формате: дата (год, месяц, день); время (час, минута, секунда; для извержений эти параметры приняты равными нулю); координаты (долгота и широта в долях градуса); глубина очага (для извержений принята за ноль). В качестве энергетических характеристик использовались магнитуда M – для землетрясений и «логарифмический» объем выброшенного при извержении вещества W – для извержений: $W_{\min}=1-10^{-4}$ км³, $W_{\max}=7-10^2$ км³. Вычислительная часть системы включает программные модули расчета линий – траекторий миграции, выявления миграционных цепочек и расчета их параметров, визуализации результатов и их экспорта в формате электронных таблиц. Особенности пространственно-временных распределений очагов землетрясений и извержений вулканов изучались на примере трех наиболее активных поясов планеты: окраины Тихого океана, Альпийско-Гималайского и Срединно-Атлантического. Разработанная ИВС интегрирована с графической оболочкой Integrated Tsunami Database for the World Ocean [1].

Исследование миграции сейсмических и вулканических событий заключается в следующем. На первом этапе работы определяется перечень исследуемых событий – эпицентров землетрясений и/или вулканических извержений мира, получаемый из созданной авторами базы данных. На втором этапе выбирается регион, в рамках которого исследуется пространственно-временное распределение событий. Сейсмические и вулканические события, рассматриваемые в совокупности, обладают одной весьма характерной особенностью – они распределены вдоль достаточно узких ($L=100-200$ км) длинных (L_{\max} составляет несколько десятков тысяч километров) поясов, окаймляющих всю планету. Такая конфигурация ($L_{\max} \gg L$) поясов позволяет при исследовании

пространственно-временных распределений перейти от трех координат (географические широта и долгота и время) к двум координатам и исследовать особенности таких распределений на плоскости с осями: расстояние вдоль пояса l ($0 \leq l \leq L_{\max}$) – время t ($0 \leq t \leq T_{\max}$). На следующем этапе осуществляется пересчет географических координат исследуемых событий в расстояние вдоль линии l , после чего формируется новая (с координатами l) совокупность данных, которая используется для исследования миграции сейсмических или вулканических событий в пределах рассматриваемого региона путем построения миграционных цепочек.

Алгоритм построения миграционных цепочек сейсмических и вулканических событий в пределах каждой зоны сводился к следующему: для каждого i -го события с координатой l_i и временем t_i в каталоге подбирались такие $i+1$ -е событие, координата и время которого удовлетворяли условиям $l_{i+1} \geq l_i$, $t_{i+1} \geq t_i$. Процесс построения миграционных цепочек осуществлялся в пределах различных энергетических диапазонов для землетрясений и вулканических извержений. Для каждой миграционной цепочки определялись следующие параметры: количество событий N , продолжительность T – временной интервал между первым и последним событиями, протяженность L – разность между координатами l первого и последнего события и скорость миграции V , значение которой на плоскости с осями $l-t$ определялось по всем точкам методом наименьших квадратов.

Система управляющих алгоритмов обеспечивает проведение серии расчетов параметров выявленных миграционных цепочек. Эти алгоритмы осуществляют управление данными и выполняют обработку последовательностей событий. В результате для исследуемой совокупности землетрясений и/или вулканических извержений формировались миграционные цепочки и рассчитывались их характеристики и параметры совокупностей цепочек. Дальнейшая обработка и систематизация полученных данных осуществлялась средствами стандартных приложений, поскольку система позволяет экспортировать результаты обработки в формате.

Информационно-вычислительная система функционирует в одном режиме, без разделения функций администратора и пользователя ввиду отсутствия необходимости задания или модифицирования каких-либо специфичных групп параметров во время выполнения вычислительного эксперимента.

Полученные результаты. С помощью ИВС, реализующей описанную методику исследования миграции сейсмической и вулканической активности, во всех энергетических диапазонах для всех изучаемых поясов было выявлено большое количество миграционных цепочек и статистически показано, что миграция является характерным свойством сейсмической и вулканической активности рассмотренных поясов Земли.

Для каждого пояса между логарифмами скоростей миграции сейсмических и вулканических событий $\lg V$ и их величинами M и W выявлены прямолинейные зависимости:

$$M \approx (3.7 \pm 0.6) \lg V; M \approx (1.5 \pm 0.7) \lg V; M \approx (-1.9 \pm 0.4) \lg V, \quad (1 \text{ а, б, в})$$

$$W \approx (-2.3 \pm 0.3) \lg V; W \approx (-3.8 \pm 1.2) \lg V; W \approx (-2.0 \pm 2.1) \lg V. \quad (1 \text{ г, д, е})$$

Наклоны графиков $M \approx p_{Mi} \lg V$ (1а, б, в) для всех поясов, находящихся в разных геодинамических обстановках, различны. Для окраины Тихого океана (1а) и Альпийско-Гималайского пояса (1б), являющихся, как известно, зонами преимущественного сжатия, соответствующие наклоны положительны ($p_{M1,2} > 0$), а для Срединно-Атлантического хребта (1в), являющегося зоной преимущественного растяжения, – отрицательны ($p_{M3} < 0$). Наклоны всех графиков $M \approx p_{Wi} \lg V$ (1г–е), отражающих особенности миграции вулканических извержений вдоль всех активных поясов, являются отрицательными: $p_{Wi} < 0$. Такое уменьшение скорости миграции вулканических извержений с увеличением их величины W характерно для всех вулканических поясов и связано, по-видимому, с

растягивающими в их пределах напряжениями, возникающими вследствие поднимающейся из глубины магмы.

Таким образом, процесс миграции сейсмической и вулканической активности является достаточно «чувствительным» к характеру геодинамических движений в активных поясах и вблизи них – к сжатию (субдукции, $p > 0$) и к растяжению (спредингу, $p < 0$), что позволяет с принципиально новых позиций подходить к моделированию геодинамических процессов как волновых явлений [5].

Заключение. Разработанная ИВС является работоспособным, достаточно полным по своим возможностям и соответствующим целям разработки программным продуктом. Подтверждение этого мы видим в том, что первые результаты, полученные с ее помощью, позволили миграционные сейсмические и вулканические зависимости (1а-е), установленные для трех самых активных поясов планеты, интерпретировать в рамках ротационной блоковой модели геосреды как закономерности, имеющие волновую природу. Это позволяет считать обоснованным применение разработанной авторами, на основе сейсмического материала окраины Тихого океана, блоковой модели геосреды к другим активным поясам планеты, включая и вулканические. Полученный результат привлекает для обоснования, наполнения и дальнейшей разработки блоковых моделей геосреды и протекающих в ее пределах процессов мощный аппарат физики волновых процессов. Созданная авторами информационно-вычислительная система, являющаяся неотъемлемой составной частью комплексной проблемы моделирования геосреды и протекающих в ее пределах процессов, позволяет на принципиально новом качественном и количественном физическом и математическом уровнях проводить моделирование геодинамических процессов и в широком динамическом диапазоне исследовать их волновые свойства.

Работа выполнена в рамках гранта ДВО РАН 12–III–А–8–164.

Литература

1. Бабайлов В.В., Бейзель С.А., Гусев А.А. и др. Информационно-вычислительные аспекты совершенствования национальной системы предупреждения о цунами // Вычислительные технологии. 2008. Т. 13. Спец. выпуск. № 2. С. 4–20.
 2. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
 3. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика. Избранные труды. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с.
 4. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПИ, 2003. 150 с.
 5. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Викулина С.А., Долгая А.А. Миграция сейсмической и вулканической активности как проявление волнового геодинамического процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3, № 1.
 6. Викулин А.В., Водинчар Г.М., Гусяков В.К. и др. Миграция сейсмической и вулканической активности в зонах напряженного состояния вещества наиболее геодинамически активных мегаструктур Земли // Вестник КамчатГТУ. 2011. Вып. 17. С. 5–15.
 7. Голицын Г.С. Объяснение зависимости частота–объем извержений вулканов // Докл. АН. 2003. Т. 390, № 3. С. 394–396.
 8. Гущенко И.И. Цикличность извержений вулканов мира // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 31–43.
 9. Леонов В.Л. О некоторых закономерностях развития гидротермальной и вулканической деятельности на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 28–40.
 10. Федоров В.М. Особенности широтного распределения вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 39–43.
-

А.А. Амиржанов
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

НЕУЧИТЫВАЕМЫЕ ФАКТОРЫ ГЕОДИНАМИКИ

В некоторых геодинамических моделях интерпретация роли главенствующих факторов часто выглядит недостаточно корректной. К таковым относится субдукция, выдаваемая за образчик "глубинной геодинамики", хотя изначально она выделялась в Альпийском орогенном поясе в качестве локальных малоамплитудных подвижек того же порядка, что и шарьяжи. В дальнейшем субдукция получила неоправданно широкое теоретическое и практическое толкование. Так, например, применительно к Сибирской платформе отметим сомнительные выводы:

1. контролирование кимберлитов субдуцирующей с востока океанической плитой;
2. наличие "островодужных меток" под кимберлитовыми полями (трубка Удачная);
3. важнейшая роль субдукции в формировании литосферы;
4. связь траппового магматизма с субдукцией.

Поразительно, но на эталонном субширотном разрезе 1-ОМ (Охотское море – Тихий океан) сейсмотомографией субдукция никак не фиксируется! Наоборот, предполагается всплытие океанического дна на восток из-под кратона [2], что ранее уже было отражено в предложенном механизме эдукции [6]. Поражает игнорирование этого и множества других необъяснимых фактов, таких как асейсмичность преобладающей части Тихоокеанской "плиты" (плывет как по маслу?!) и высокая сейсмичность сравнительно узких зон в срединно-океанических хребтах и вдоль окраин континентов, а также несовпадение изотопных и палеомагнитных возрастов базальтов, наличие в океане метаморфических комплексов, молодость желобов, асейсмичность некоторых зон "субдукции" (хр. Горда, Хуан-де-Фука) и, наоборот, факт глубокофокусной сейсмичности и т.д.

Загадочна также физическая природа механизма "субдукции", легко решаемая на бумаге, однако имеющая множество "оврагов". Например, с точки зрения физической химии, океаническая "плита" должна слагаться относительно легкоплавкими, т.е. обогащенными SiO_2 и другими литофильными элементами (щелочи, летучие и т.д.), породами. Соответственно, удельный вес пород "плиты" меньше, чем подстилающие ультраосновные породы преимущественно реститовой природы, причем независимо от того, охладились ли они или подверглись эклогитизации.

Другой запрет на реализацию механизма субдукции оказывают балансы масс, а именно невозможность продолжительное время стационарно продуцировать огромные объемы океанических базальтов в неких гипотетических конвективных ячейках.

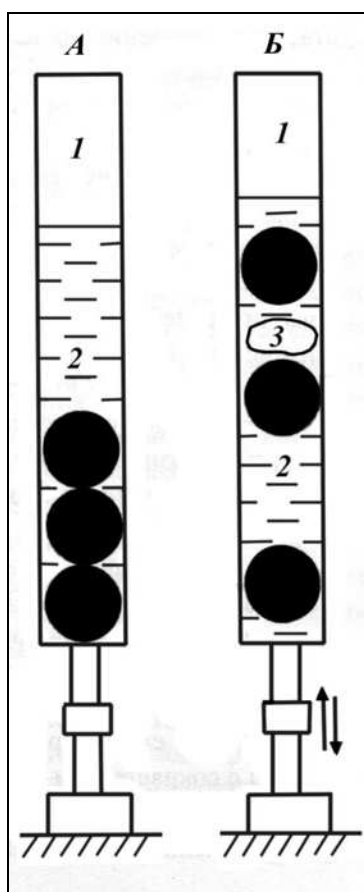
Следующий запрет на "полномасштабную" субдукцию связан, по моему мнению, с сейсмичностью, как это ни парадоксально звучит, поскольку обычно предполагается тесная генетическая связь между сейсмичностью и ныряющей плитой.

Физическую суть подобного запрета рассмотрим на ряде примеров. Один из них – это железо-марганцевые конкреции (ЖМК). Н.М. Страхов назвал их эфемерными образованиями, поскольку они формируются в бассейнах со скоростями осадконакопления, превышающими скорости роста ЖМК на несколько порядков [4]. То есть ЖМК должны неминуемо захорониться и раствориться в осадке вследствие восстановления Fe^{3+} до Fe^{2+} из-за образования растворимых соединений закисного железа. Специфичны ареалы формирования ЖМК – это как океаны, так и внутренние моря, включая Байкал. В оз. Байкал ЖМК подразделяются на мелководные (Муринская и другие банки, глубина до 100 м) и глубоководные (возле Ушканьих островов, глубина сотни метров). Первые имеют уплощенную форму с отчетливыми зонами роста, размером до 10–12 см в диаметре и по составу существенно не отличаются от океанических ЖМК [1]. Скорости осадконакопления по U-Th-радиоизотопным данным для глубоководных

условий оз. Байкал (хр. Академический), т.е. областям с пониженными скоростями седиментогенеза, составляют 4.51–5.56 см/1000 лет [3]. Несомненно, в случае мелководных ЖМК, приуроченных к прибрежной зоне с максимальными, порой катастрофическими скоростями осадконакопления, возникает вопрос об их сохранности на поверхности осадков, представленных иногда менее плотными водонасыщенными илами. Причиной, обуславливающей сохранность байкальских ЖМК, является более чем достаточная сейсмичность (несколько тысяч землетрясений в год). По сути, этот процесс аналогичен встряхиванию сковороды, чтобы котлеты не пригорали к ее дну.

Дополнительные примеры:

1. теннисный шарик, погруженный в песок, при встряхивании всплывает на поверхность;
2. литологам давно известны эксперименты, демонстрирующие всплытие крупных обломков, гальки из смеси при ее вибрации;
3. при заливке изделий из бетона при его вибрационном уплотнении всплывают любые крупные твердые обломки, используемые как наполнители, причем выталкивающая сила в этом случае весьма велика и составляет более 100 кг;
4. аналогично, опытным путем [5] доказан эффект всплытия тяжелых металлических шаров в цилиндре с вибрирующей жидкостью (рисунок);
5. вибрация используется также в металлургии для очистки металлов от примесей и придания им прочности, при процессах обогащения руд и во многих других случаях.



Всплытие металлических шаров в цилиндре с вибрирующей жидкостью.

А – вибратор выключен (1 – воздух, 2 – жидкость); Б – вибратор включен (3 – водо-воздушные каверны).

Но являются ли эти примеры экзотическими, не имеющими отношения к предполагаемым грандиозным подвижкам "плит" под континенты? Ответ на этот вопрос должна дать система сведений, среди которых одними из ведущих являются энергетические характеристики сейсмичности в зонах "субдукции". Вместе с тем в подобную систему уже включены множество фактов, противоречащих реальности субдукции, а также демонстрирующих явную двойственность толкования, казалось бы, неоспоримых доказательств в пользу поддвигов; например:

1. сейсмичность может быть обусловлена не релаксационными "тектоническими" процессами, а флюидно-взрывными (и это давно показано вулканологами);
2. наклон "плоскости" обусловлен не подныриванием "плиты" по механизму реза согласно сторонникам субдукции, а торцевыми соударениями разнопрочностных сред (хрупкого кратона и более вязкого океана) и т.д.

Некоторые оценки сейсмоэнергетики показывают, что механизм субдукции может оказаться фантомом, иллюзионистским трюком Природы. Так, в [7] рассчитано изменение гравитационной энергии, произведенной более чем 11 тысячами землетрясений, произошедших в период 1977–1993 г., приведших к весьма существенному ($\approx 2 \cdot 10^{12}$ Вт) уменьшению гравитационной энергии Земли, на несколько порядков превышающей энергию сейсмических волн ($4.7 \cdot 10^9$ Вт) и энергию увеличения скорости вращения Земли ($6.7 \cdot 10^9$ Вт).

Таким образом, следует пристально присмотреться к явлениям влияния сейсмичности, которые могут кардинальным образом изменить геодинамическую "парадигму". Следует полагать, что это понятие является избыточным для методологии науки, поскольку в своей основе содержит смысл таких понятий, как "общепризнанность", "мода".

В заключение необходимо подчеркнуть, что в геодинамике, таким образом, выявляется важный принцип, устанавливающий взаимосвязь между сейсмичностью и тектоническими движениями. А именно, сейсмичность является процессом, реагирующим обратно направленным действием на процессы разуплотнения (вулканы, "зоны субдукции" и др.), т.е. направленным именно на уплотнение тех или иных геоблоков, очагов и т.д. Бытовым примером этого принципа может служить утряска сыпучих продуктов с целью максимально уместить их в емкости. Применительно к зонам "субдукции" этот принцип предполагает, что в них действительно происходит эдукция (подвсплытие) некоего вещества вследствие его разуплотнения (вероятно, за счет флюидонасыщения, плотностной метастабильности или вследствие иных причин), компенсируемая сейсмическими явлениями.

Литература

1. Амиржанов А.А., Пампура В.Д., Пискунова Л.Ф., Карабанов Е.Б. Геохимические типы железо-марганцевых конкреций озера Байкал // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 3. С. 530–534.
2. Верба М.Л., Иванов Г.И., Тихонова И.М. Отсутствие признаков субдукции в строении Курильского глубоководного желоба (по данным МОВ-ОГТ на опорном профиле 1-ОМ) // Труды Междунар. конф. «Современное состояние наук о Земле», посвященной памяти В.Е. Хаина. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 318–323.
3. Сандимиров И.В. Геохимия и изотопный состав урана и тория в вдной системе и донных осадках озера Байкал: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1999. 19 с.
4. Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
5. Челомей В.Н. Парадоксы в механике, вызываемые вибрацией // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 1. С. 62–67.
6. Чудинов Ю.В. Расширение Земли и тектонические явления: о направлении движений в окраинно-океанических зонах // Геотектоника. 1981. № 1. С. 19–37.
7. Chao B.F., Gross R.S., Dong D-N. Changes in global gravitational energy induced by earthquakes // Geophys. Journal Int. 1995. V. 122. P. 784–789.

М.В. Багдасарова¹, В.А. Сидоров²

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

² Научно-производственный центр «Геодинамика и экология», Москва, Россия

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА И ФЛЮИДОДИНАМИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

Исследования современной геодинамики осадочных бассейнов начали проводиться сравнительно недавно. Первые специальные геодинамические полигоны были организованы в начале 70-х годов по инициативе А.Т. Донабедова (ИГиРГИ) в нефтегазоносных регионах с разным геологическим строением. Проводились геодезические работы (высокоточное повторное нивелирование и светодальномерные измерения) с целью изучения вертикальных и горизонтальных перемещений земной поверхности зон нефтегазоаккумуляции в платформенных регионах (Припятский, Дороховский, Салымский полигоны) и в предгорных и межгорных впадинах (Предкавказский прогиб и Притбилисский регион). Наряду с геодезическими исследованиями проводились повторные геофизические наблюдения изменчивости во

времени гравитационного и магнитного полей, геохимическая съемка и режимные наблюдения флюидных систем в приповерхностных горизонтах и залежах углеводородов на разных глубинах. Основные результаты многолетних исследований опубликованы [1].

Таким образом, благодаря экспериментальным наблюдениям современной динамики литосферы и флюидодинамики в ее пределах накоплен обширный фактический материал, свидетельствующий о существенной подвижности литосферы, особенно в зонах разломов земной коры, как в платформенных, так и в геосинклинальных областях, нестабильности флюидных систем в осадочном чехле и фундаменте, а также миграции флюидов по проницаемым зонам, возникающим в результате меняющихся напряжений в земной коре. Обнаруженные явления проливают свет на механизм формирования и процессы переформирования скоплений углеводородов и дают основание для пересмотра некоторых концепций в нефтяной геологии и гидрогеологии.

Изучением современной геодинамики зон нефтегазонакопления в разных тектонических обстановках установлены общие закономерности их локализации. Показано, что скопления углеводородов контролируются системами глубинных разломов, уходящих корнями в мантию и характеризующихся современной тектонической активностью, которая проявляется в современных движениях земной поверхности и изменчивости во времени геофизических полей. Результаты комплексного геолого-геофизического, флюидодинамического и геохимического изучения зон нефтегазонакопления свидетельствуют о том, что формирование залежей продолжается и на современном этапе. Оно связано с очагами разгрузки глубинных флюидных систем в наиболее проницаемых участках разломных зон. Эти процессы находят отражение как в потенциальных геофизических полях, так и в современной динамике последних. Наиболее четко они контролируются аномалиями теплового поля и геохимическими аномалиями. Последние проявляются как в залежах нефти, так и в приповерхностном слое при проведении геохимических съемок. Аномалии обычно приурочены к местам выхода на поверхность разрывных нарушений или проницаемых трещиноватых зон.

Наиболее важным результатом геодинамических, геолого-геофизических и геохимических исследований явился вывод о глубинной гидротермальной природе флюидных систем в глубоких горизонтах осадочного чехла и фундаменте нефтегазоносных территорий. Накоплено достаточно много фактов и аргументов, позволяющих считать, что нефть, газ и воды нефтегазовых месторождений являются накопленными и пополняемыми в настоящее время гидротермальными системами, связанными с вулканическими и поствулканическими процессами при дегазации глубинных сфер Земли [2]. Эти выводы базируются на многочисленных исследованиях вторичных преобразований пород-коллекторов нефти и газа, связи этих преобразований с разломами осадочного чехла и фундамента и спецификой флюидных систем, определяемой предшествующими вулканическими событиями [3, 4].

Установлено, что при проявлениях основного, ультраосновного и щелочного вулканизма в условиях древней платформы флюидные системы в верхней части литосферы локализуются вблизи глубинных разломов, уходящих корнями в мантию, и характеризуются высокой минерализацией и преимущественно хлоркальциевым составом вод нефтяных месторождений со специфическим комплексом рудных элементов. Примером могут служить нефтяные месторождения северной части Припятской впадины (Припятский полигон). Залежи нефти здесь локализованы в межсолевых и подсолевых вулканогенно-карбонатных отложениях верхнего девона на глубинах 1000–4500 м в пределах разломов, образующих ступени по фундаменту амплитудой до 1.5 км. В узлах пересечения субширотных разломов с меридиональной и северо-восточной системами установлены зоны внедрения магм и проявления подводного основного и щелочного вулканизма в девонское и более позднее время [5], а в водах четвертичных отложений – ураганные аномалии гелия.

Вторичные изменения пород-коллекторов нефти по многочисленным исследованиям характеризуются гидротермальной проработкой, при которой происходили процессы вторичной доломитизации, растворения ряда карбонатных («реперных») горизонтов в преимущественно соленосных отложениях и части стратиграфических подразделений в межсолевых карбонатных породах, формирование специфических аутигенных минералов, образование вторичного пустотного пространства и малопроницаемых зон вторичной цементации (ангидритом и кальцитом), установлены также зоны галитового метасоматоза и формирование соляных куполов над зонами разломов, являющихся основными флюидопроводящими структурами [3, 6].

Проявление современной вертикальной миграции флюидных систем отражено в геохимических аномалиях осадочного чехла и в приповерхностных отложениях, где установлены углеводородные аномалии над имеющимися месторождениями нефти, а в наиболее подвижных участках – аномалии гелия в воде четвертичных отложений [1].

Характер теплового поля в Припятской впадине свидетельствует о более интенсивном прогреве Северной структурной зоны, где сосредоточены все известные промышленные месторождения нефти. Эти данные хорошо сопоставляются с глубинным строением территории, выявленным по данным глубинного сейсмического зондирования. Геодинамические и флюидодинамические наблюдения в пределах Припятской впадины позволили сформулировать флюидогенную природу соляных куполов и раздувов (подушек) соли в геологическом разрезе в отличие от общепринятой концепции возникновения соляного диапира в результате различий реологических свойств соли и осадочных пород, принятой еще более 100 лет назад. В пользу флюидогенной концепции свидетельствует не только галитовый метасоматоз, но и режимные наблюдения в специальных скважинах, заложенных на подсолевые отложения и вскрывших водоносные горизонты, минерализация которых более высокая. В этих скважинах возникали соляные пробки на уровне подошвы соляных диапиров и «подушек», т.е. в тех термобарических условиях, когда из рапы выпадает осадок твердой соли.

Таким образом, флюидные системы в областях с проявлениями основного, ультраосновного и щелочного вулканизма характеризуются насыщенностью солями натрия, магния, калия и кальция. Верхняя часть такой гидротермальной колонны богата углеводородными газами и нефтью. В современную эпоху разгрузка такой гидротермальной колонны до поверхности известна в Восточной Африке в Данакильской впадине. В субаквальных условиях такие разгрузки в виде соляных озер и горячих минеральных рудоносных источников известны в Средиземном, Мертвом, Красном морях и в разломных зонах океанов («курильщики»), которые сопровождаются ореолами метана и других углеводородных газов. В условиях впадин, выполненных осадочными породами, такие разгрузки осуществляются внутри осадочных пород и формируют как высокоминерализованные рассолы, так и соленосные породы и диапиры соли, как это наблюдается в Припятской, Днепровско-Донецкой, Прикаспийской впадинах и других соленосных регионах, формируя возле соляных куполов и под ними скопления углеводородов, рудные месторождения и месторождения серы, боратов и др.

Другой тип флюидных систем, насыщающих осадочные толщи и породы фундамента, установлен в условиях предгорных прогибов и межгорных впадин геосинклинальных областей. Здесь скопления углеводородов и других флюидогенных полезных ископаемых локализуются вблизи глубинных разломов мантийного заложения, а сами флюидные системы представлены преимущественно слабоминерализованными растворами обычно гидрокарбонатно-натриевого состава и со своим комплексом рудных элементов. Эти области характеризуются повышенными значениями теплового потока и более высокой флюидодинамической активностью. Проявления вертикальной миграции флюидных систем часто наблюдается до поверхности. Вулканические события в этих областях связаны с излияниями и внедрением магм среднего и кислого состава («андезитовый пояс»), характеризующихся более высоким выходом летучих соединений,

главным из которых является вода. Современная динамика этих регионов помимо вулканических событий и грязевого вулканизма проявляется в повышенной сейсмичности. Последняя отражает выход энергии (взрывы) при массовом образовании воды при окислении водорода на глубинах 2.5–3.0 км и глубже при температурах выше 200 °С и преобразовании углеводородов при разгрузках глубинных флюидных систем (верхняя часть «термогидроколонны»).

Обилие воды при разгрузках такого типа гидротермальных систем и высокая сейсмичность определяют основные процессы внутри осадочного чехла впадин – обилие зон трещиноватости вблизи разломов, гидроразрывы компетентных пород и своеобразия скоплений углеводородов и их динамики.

Нефтяные и газовые залежи при разгрузке гидротермальных систем, связанных с предшествующим средним и кислым вулканизмом, распространены по всему геологическому разрезу от фундамента до поверхности. Выходы нефти и газа на поверхность послужили верными признаками нефтегазоносности разреза, и в этих регионах производится добыча и разведка новых месторождений уже более 150 лет (Северный Кавказ, Азербайджан, Карпаты, Туркмения, Фергана и др.). Специфика скоплений углеводородов в этих условиях отличается высокой энергонасыщенностью. Обычными являются аномально высокие пластовые давления. Часто залежи группируются возле жерла грязевого вулкана, при извержениях которого выносятся многие тысячи кубических метров воды, газов, грязи и нефти. При этих событиях залежи пополняются углеводородами, а не разрушаются, как это считалось ранее. Следы грязевулканической деятельности устанавливаются и в строении осадочного чехла (Терско-Сунженская зона, Восточно-Кубанская впадина, Предгорный Дагестан). Новые месторождения, связанные с такого типа гидротермальными системами, открыты на Сахалинском шельфе Охотского моря, в акватории Южного Каспия и др.

Наглядно разгрузки гидротермальных систем, связанных с постмагматической деятельностью андезитового вулканизма, наблюдаемые на дне океанов и морей в виде газовых «факелов» и грязевых вулканов (в Черном и Каспийском морях, на Тихоокеанском шельфе Северной Америки и Юго-Восточной Азии и в других местах). Следует отметить, что в альпийскую эпоху вулканические проявления преимущественно среднего состава получили глобальный характер (андезитовый пояс). К этому же периоду приурочено расширение и углубление океанов в связи с высокой активностью выноса воды. Эти процессы не могли не отразиться на специфике осадконакопления и формировании пластовых флюидных систем. Впадины, выполненные отложениями мезозоя и кайнозоя, характеризуются обычно слабоминерализованными флюидными системами как в краевых прогибах, так и на молодых платформах (например, Западно-Сибирской).

Основные выводы, полученные на геодинамических полигонах, соответствуют геохимическим, петрологическим и экспериментальным данным, полученным при изучении флюидных систем коры и мантии как в историческом аспекте, так и при наблюдениях современной гидротермальной активности в океанах и на континентах.

Геодинамические и флюидодинамические параметры зон нефтегазонакопления, полученные на геодинамических полигонах, являются первыми методическими разработками, позволяющими понять связь современных глубинных процессов с формированием флюидогенных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа, а геодинамические критерии могут явиться основой новых прямых методов их поисков.

Литература

1. Сидоров В.А., Багдасарова М.В., Атанасян С.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. М.: Наука, 1989. 200 с.

2. Багдасарова М.В. Современные гидротермальные системы и их связь с формированием нефти и газа // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности. М.: Наука, 2000. С. 100–115.

3. Багдасарова М.В. Роль гидротермального процесса в формировании коллекторов нефти и газа // Геология нефти и газа. 1997. № 4, С.42–53

4. Багдасарова М.В. Связь глубинного строения земной коры и мантии с современными разгрузками гидротермальных систем в недрах нефтегазоносных территорий // Сб. трудов IV геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2003. С. 330–340.

5. Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины // Минск: Наука и Техника, 1977. 161 с.

6. Ржанников В.Е. Некоторые результаты низкотемпературной гидротермальной деятельности в Припятском прогибе // Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск: Наука и Техника. 1977. с. 184–187.

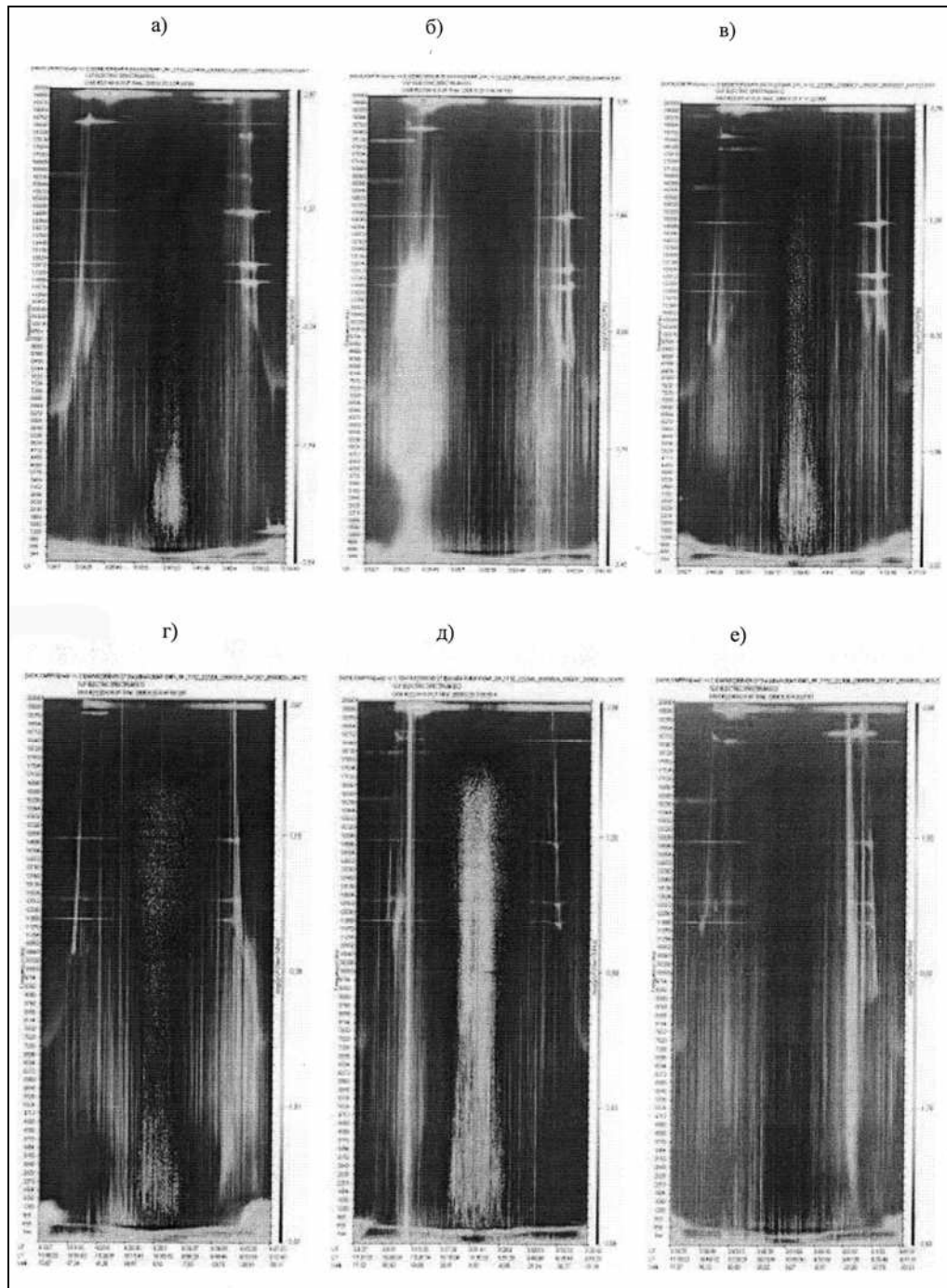
Ю.Б. Башкуев, Д.Г. Буянова, Д.Б. Аюров
Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

ЭЛЕКТРОМАГНИТНАЯ ОБСТАНОВКА НАД БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМОЙ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА DEMETER

В докладе представлены результаты исследования ионосферных электромагнитных эффектов Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. и афтершоков по данным спутника DEMETER. Спутник DEMETER (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions) запущен 29 июня 2004 г. на круговую полярную орбиту. Он двигался по солнечно-синхронной орбите с параметрами: высота примерно 700 км, угол наклона 86°. Научные цели программы DEMETER: исследование возмущений ионосферы, связанных с сейсмической активностью, влияние антропогенной деятельности на ионосферу, получение динамических данных о глобальном электромагнитном окружении Земли на высотах 670–710 км. Научное оборудование состоит из пяти инструментов: ICE измеряет три компоненты электрического поля от постоянного тока (DC) до 3.5 МГц; IMSC – три магнитных датчика проводят измерения компонент магнитного поля от нескольких Гц до 20 кГц; IAP – анализатор ионов; IDP – детектор энергичных частиц; ISL – детектор Лэнгмюра, определяющий электронную и ионную концентрации, электронную температуру [1]. Общие сведения о Култукском землетрясении 27 августа 2008 г. содержатся в [2, 3].

Измерение электрической компоненты электромагнитного поля осуществлялось прибором ICE. В СДВ-ДВ-СВ диапазонах спутник регистрировал естественное электромагнитное поле Земли и сигналы СДВ-ДВ-СВ передатчиков в двух диапазонах частот – от единиц Гц до 20 кГц и от ~3 кГц до 3.3 МГц. Для анализа выбраны 20 дневных и ночных полуорбит с 23 по 30 августа 2008 г., когда спутник в период подготовки землетрясения пролетал вблизи очага землетрясения 27 августа 2008 г. и его афтершоков. На рисунке представлены сонограммы по электрической компоненте в диапазоне 0 – 20 кГц. Динамические спектры представлены совместно с орбитальными данными: мировое время/местное время (UT/LT), широта, долгота, геомагнитная широта и долгота, высота орбиты спутника. На рисунке представлены сонограммы дневных полуорбит, полученных 23 и 26–30 августа 2008 г. над областью подготовки землетрясения. На сонограмме (рисунок, а) 23.08.08, за четверо суток до землетрясения 27.08.08, которое произошло 01:41:31 UT, и афтершоков в 02:07:56 UT и 03:29:13 UT во время пролета спутника вблизи очага (3:22-3:30 UT) наблюдаются интенсивные излучения мощной радиостанции NWC (19.8 кГц). Отмечено уширение верхней и нижней боковых полос до 0.3–0.5 кГц. Выделяются также сигналы СДВ радиостанций на частотах 11.9, 12.64, 14.88, 18.3 кГц. Сонограмма, полученная за сутки до землетрясения 26.08.08, отличается от сонограммы

23.08.08 наличием широкополосного увеличения интенсивности естественных радиоизлучений в полосе частот от 1 до 13 кГц в области 40–60° с.ш. и 104–120° в.д.



Дневные сонограммы по электрической компоненте в диапазоне 0 – 20 кГц:

а) – 22146_0 (23.08.08, 3:20/11:41 – 3:54/9:18 UT/LT); б) – 22190_0 (26.08.08, 3:12/11:44 – 3.46/9:19 UT/LT); в) – 22205_0 (27.08.08, 3:42/11:45 – 4:17/9:16 UT/LT); г) – 22220_0 (28.08.08, 4:12/11:46 – 4:47/9:12 UT/LT); д) – 22234_0 (29.08.08, 3:4/11:48 – 3.38/9:19 UT/LT); е) – 22249_0 (30.08.08, 3:34/11:38 – 4:9/9:17 UT/LT).

(рисунок, б). Из следующей сонограммы (рисунок, в) видно, что в день землетрясения 27.08.08 спутник пролетел над очагом в ~ 03:48 UT (10:43 LT) уже после землетрясения и двух афтершоков. Обращает на себя внимание значительное понижение интенсивности спектральной линии радиостанции NWC (см. линейку уровней справа от спектрограммы). Сонограмма 22220_0 от 28.08.08 (04:12–04:48 UT) (рисунок, г), полученная после трех

сильных землетрясений с магнитудой 5.0–5.3 и до слабого землетрясения (магнитуда 2.5) 28.08.2008 г. 07:27:25 UT) показывает примерно такую же пониженную интенсивность, как и в предыдущий день. Увеличение интенсивности сигнала NWC наблюдается 29.08.2008 г. до сильного землетрясения 30.08.2008 г. (13:53:28 UT) магнитудой 6.0–6.3 (рисунок, *д*) и понижением после него (рисунок, *е*). Таким образом, за рассмотренный промежуток времени на дневных сонограммах отмечена высокая интенсивность поля радиостанции 19.8 кГц 23 и 26 августа и ее спад 27 и 30 августа 2008 г. Вариации Кр-индекса (<http://spidr.ngdc.noaa.gov>) свидетельствуют о низкой геомагнитной активности в рассматриваемый период времени.

Существует несколько механизмов, которые могут привести к заметным изменениям уровня поля на высотах 600–700 км при подготовке землетрясений:

- механизм боковой волны, при котором поле сейсмоэлектромагнитных эмиссий и ОНЧ-излучателей распространяется в волноводе «Земля-ионосфера» и затем просачивается через ионосферу на высоты спутника;
- дифракция волн на крупномасштабных неоднородностях ионосферы и дактовое распространение по силовым линиям в магнитосфере. В определенных условиях возмущения ионосферы могут сыграть роль собирающей линзы, фокусируя сигналы ОНЧ-радиостанции на значительных расстояниях от излучателя;
- в эпицентре землетрясений сдвиги в разломных зонах могут генерировать сильные вертикальные электрические поля, которые проникают в плазмосферу, приводят к высыпанию энергичных частиц в нижнюю атмосферу и увеличивают электронную плотность в слое E; возможное взаимодействие потоков высыпающихся частиц с излучениями радиопередающих устройств в зависимости от геофизических условий может приводить к нелинейному усилению и частотному уширению излучений.

Изучение сонограмм спутника DEMETER до и после Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. и его афтершоков показало:

1. в дневное время отмечена высокая интенсивность поля радиостанции 19.8 кГц перед землетрясениями 23 и 26 августа и ее спад после землетрясений 27 и 30 августа 2008 г.;
2. ночные спектры в период прохождения «роя» землетрясений отличается более сложными вариациями, которые связаны с характером ионосферных процессов в ночное время;
3. в период подготовки землетрясения отмечено широкополосное увеличение интенсивности естественных радиоизлучений 26 августа в полосе от единиц до ~13 кГц в области 40–58° с.ш. и 97–114° в.д.;
4. вариации сейсмоэлектромагнитных и ионосферных параметров перед землетрясениями могут иметь различные признаки от случая к случаю, их амплитуды могут зависеть от магнитуды землетрясения и его афтершоков, а также их временных параметров.

Для интерпретации данных разработана методика обработки и анализа сонограмм, позволяющая строить спектры с определением расстояния до заданной наземной подспутниковой точки и времени пролета спутника.

Авторы выражают благодарность Французскому космическому агентству (Centre National d'Etudes Spatiales-CNES), Французскому центру научных исследований (Centre National de la Recherche Scientifique -CNRS), проф. Мишелю Парро и Жану-Иву Брошо за данные спутника DEMETER, полученные нами как приглашенными исследователями. Доклад подготовлен при финансовой поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 11.

Литература

1. <http://demeter.cnrs-orleans.fr/>.

2. Семенов Р.М., Имаев В.С., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Оргильянов А.И. Сильное землетрясение на Байкале 27 августа 2008 года (геологические условия его возникновения, предвестники и макросейсмические последствия) // Современные технологии. Системный анализ. Моделирование. 2009. № 1. С. 51–56.

3. Коломиец М.В., Чепкунас Л.С., Акимов А.П., Рыжикова М.И. Оперативная обработка данных Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. Байкал–Ливствянка. 2009. С. 73–80.

С.А. Борняков, А.А. Тарасова, А.И. Мирошниченко, Е.Н. Черных
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ВОЛНОВАЯ ДИНАМИКА ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНАХ РАЗЛОМОВ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

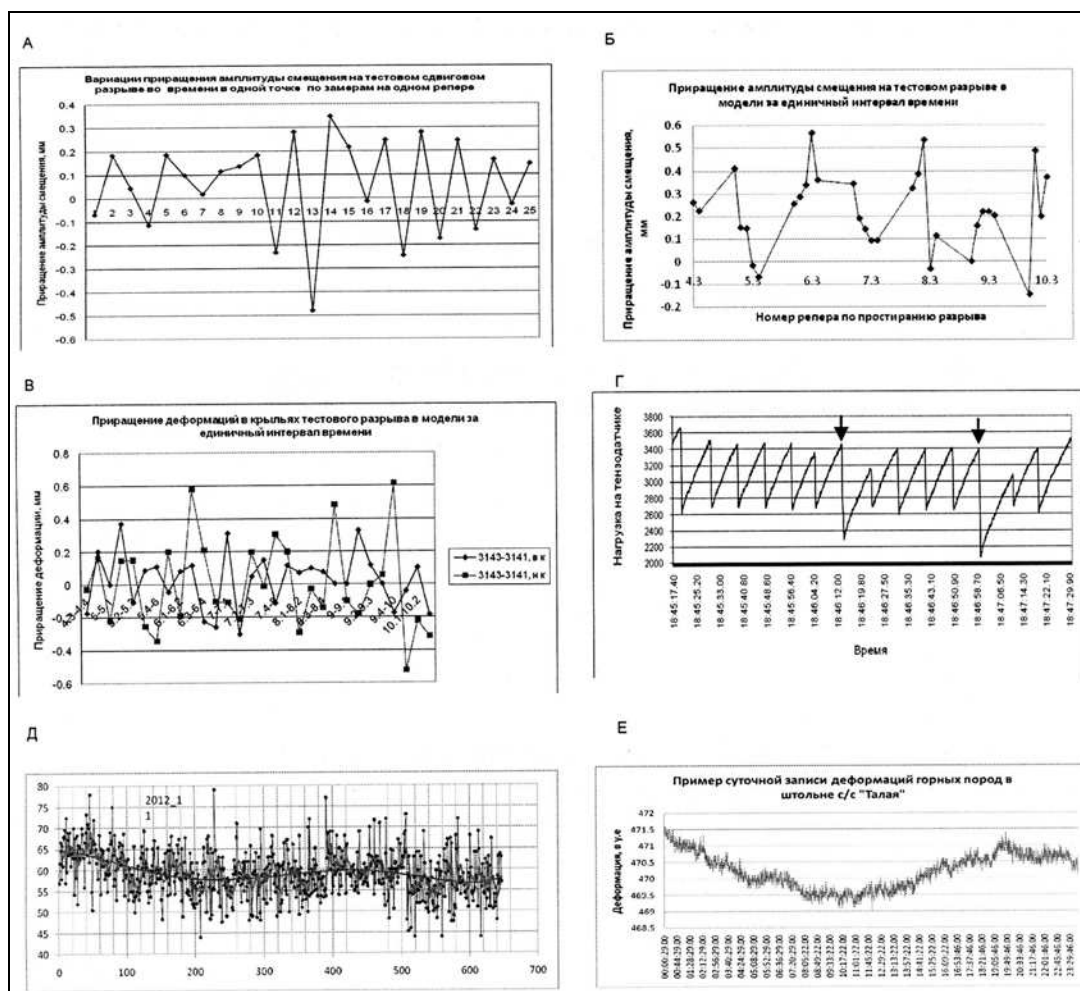
Первые наблюдения за направленной миграцией землетрясений вдоль зон активных разломов [1 и др.] и последующие теоретические разработки [2 и др.] положили начало изучению важной для современной геодинамики проблемы пространственно-временной мобильности деформаций и напряжений в литосфере. обстоятельный обзор посвященных ей публикаций представлен в [3]. Несмотря на то, что эта проблема была обозначена более полувека назад и разрабатывалась многими учеными разной геолого-геофизической специализации, до настоящего времени основной объект ее исследования – "тектоническая волна деформации" – не получил прямого инструментального подтверждения и все еще остается в статусе гипотетического фантома. Тем не менее, приводимые в публикациях результаты геофизического, сейсмологического, геохимического, гидрологического и других видов мониторинга, а также теоретические расчеты косвенно указывают на физическую возможность волнового характера пространственной миграции тектонических деформаций в литосфере. На сегодняшний день по механизмам возбуждения, периодам и скоростям распространения выделяют два основных типа деформационных волн. Первый тип генерируется глобальными процессами, охватывает крупномасштабные участки литосферы, распространяясь по пространственным коридорам шириной в первые сотни километров со скоростями от десятков до первых тысяч километров в год и периодами от десятков до первых тысяч лет. Второй тип пространственно и генетически связан с активными зонами крупных разломов и характеризуется более высокими скоростями и существенно меньшими периодами [3]. Природа второго типа деформационных волн дискуссионна. Одни исследователи считают, что они приходят в зону разлома извне, другие полагают, что они порождаются самой зоной, являясь следствием особенностей динамики ее внутриразломной структуры.

С точки зрения прогнозных сейсмологических построений, больший интерес представляют деформационные волны второго типа, способные реализовывать в зонах сейсмоактивных разломов два механизма возбуждения землетрясений. Во-первых, перемещаясь в объеме горных пород по зоне разлома, они создают на своем фронте дополнительные напряжения, нередко достаточные для инициации их сейсмогенного разрушения. Во-вторых, спад напряжения после прохождения волнового фронта также может послужить триггером для сейсмогенной подвижки по разлому.

С целью выяснения природы деформационных волн в зонах крупных разломов, их роли в возбуждении подвижек по разломам, количественных характеристик авторами выполнен мониторинг деформаций лабораторных моделей, ледового покрова оз. Байкал и горных пород на геодинамическом полигоне.

1. Волновая динамика деформаций в крупной сдвиговой зоне по результатам физического моделирования. Выполнено два вида моделирования. В первом случае воспроизводился процесс формирования крупной разломной зоны в

упруговязкопластичной модели при деформации простого сдвига. Граничные условия эксперимента определялись по уравнению $\eta/\rho g L T = \text{const}$ по стандартной методике [4]. Модель длиной 1.2 м, шириной 0.5 м и толщиной 0.1 м размещалась на двух штампах, один из которых был подвижен и смещался горизонтально и параллельно относительно другого с постоянной скоростью $5 \cdot 10^{-5}$ м/с. До эксперимента на модель в крест простирания будущей сдвиговой зоны наносилась густая сетка реперных линий с дискретностью 0.005 м. Развивающийся в модели процесс фотографировался с периодичностью 30 с. Впоследствии последовательно со всех фотографий по перемещению реперных линий или изменению расстояний между ними оценивались амплитуды горизонтальных смещений A как в отдельных точках тестового разрыва (рисунок, *A*), так и по их простиранию в целом (рисунок, *B*) и деформации модельного материала m в пределах областей их активного динамического влияния в каждом из крыльев (рисунок, *B*). Приведенные для примера графики, отражающие изменение этих параметров за 30-секундный интервал, наглядно показывают весьма неравномерное их приращение за контрольное время по простиранию тестовых разрывов как по величине, так и по направленности (рисунок, *A–B*).



Примеры волновой динамики деформаций:

в сдвиговой зоне в упруговязкопластичной модели (*A, B, Г*); в модельной системе "stick-slip" двух взаимодействующих жестких блоков (*B*); в ледовом покрове оз. Байкал (*Д*); в массиве горных пород (*Е*).

При сравнении последовательной серии графиков можно убедиться в волновом характере пространственно-временных вариаций и смещений по разрывам и пластических

деформаций вычленяемых ими блоков в пределах всей сдвиговой зоны. Поскольку нагружение модели в процессе эксперимента осуществлялось с постоянной скоростью, можно констатировать, что проявление волновых деформационных эффектов в формирующейся сдвиговой зоне есть ее внутреннее свойство, порожаемое сложной динамикой взаимодействия всей системы участвующих в ее внутренней структуре разрывов и блоков.

При втором виде моделирования воспроизводилась модель "stick-slip" по ранее описанной методике с использованием двух блоков из пенопласта [5]. Нижний, подвижный, блок, имитирующий активное крыло разлома, двигался с постоянной скоростью, увлекая за собой лежащий на нем верхний блок, имитирующий пассивное крыло разлома, за счет наличия трения на их контакте. Верхний блок был соединен с тензодатчиком, закрепленным на упругой пластине из рессорной стали. Последняя, обладая упругостью, обеспечивала импульсную возвратную подвижку верхнего блока, когда по мере движения нижнего блока возрастающая при ее изгибе нагрузка, фиксируемая тензодатчиком (P_T), достигала уровня, достаточного для преодоления силы трения на межблоковом контакте. Эта предельная нагрузка P_{Tmax} принималась за количественную характеристику сдвиговой прочности межблокового контакта. Величина силы трения менялась за счет размещения на верхнем блоке дополнительного груза (P). В экспериментах изучалось триггерное влияние на модельную систему быстрого снижения прочности межблокового контакта путем быстрого удаления части груза P . Во всех экспериментах триггерное воздействие на взаимодействующую систему блоков осуществлялось в тот момент, когда нагрузка на тензодатчике приближалась к максимальному критическому уровню P_{Tmax} . Изменение нагрузки в модельном варианте имитировало ситуацию снижения бокового давления или уровня нормальных напряжений на плоскости сместителя сейсмоактивного разлома в природных условиях за счет прохождения деформационной волны. Полученные результаты показали существенное влияние использованного триггерного воздействия на инициацию движений блока и величину его "сейсмогенного" смещения (рисунок, Г).

2. Волновая динамика деформаций ледового покрова оз. Байкал по результатам мониторинга. В марте 2012 г. на ледовом покрове оз. Байкал был выполнен комплекс работ по деформационному мониторингу, направленному на поиск предвестников ледовых ударов. Измерения деформаций проводились прецизионными штанговыми датчиками, оснащенными потенциометрами линейного перемещения на базе 2 м и лазерной линейкой "Disto D-8" на базе 100 м. Параллельно в пункте мониторинга осуществлялся сейсмический мониторинг сейсмостанцией "Байкал-7HR". В дневное время напряжения повышаются в ледовом покрове за счет объемного расширения льда при повышении температуры воздуха, что сопровождается его деформациями и разрушением. Данные, полученные с помощью штанговых датчиков, показывают волновой характер деформаций с широким спектром периодов. Самыми крупными являются суточные вариации, обусловленные температурным фактором. Максимальные деформации (сжатия) достигаются в дневное время – в 15–17 часов, минимальные (растяжения) – в ночное время, в предутренние часы. В рамках суток в деформационных кривых выделяются осциллирующие изменения величин деформаций в виде сжатия-растяжения с периодами от первых часов до первых десятков минут, а в более детальном масштабе – от первых минут до десятков секунд.

Данные деформационного мониторинга на большой базе также показывают волновой характер их пространственной миграции в ледовом покрове (рисунок, Д). В пределах приведенной на рисунке пятнадцатиминутной записи по результатам Фурье-анализа выделяется спектр деформационных волн с периодами 3.09, 4.65, 7.88, 9.50, 26.92, 46.14, 215, 323, 646 с. Обработка данных сейсмометрии показывает амплитудно-частотный спектр с выделенными периодами вертикальных колебаний 5.65, 7.46, 27.32 и 81.96 с.

Замечено, что параметр деформационных волн в ледовом покрове зависит от уровня накопленных в нем напряжений.

3. Волновая динамика массива горных пород. Деформационный мониторинг горных пород, выполненный в штольне на сейсмостанции "Талая", также показывает наличие деформационных волн в виде чередующихся во времени деформаций сжатия и растяжения. В суточном временном интервале выделяются периоды волн от первых часов до первых десятков минут и даже десятков секунд (рисунок, *E*). Волновая картина не остается постоянной и меняется во времени. Наблюдалась ее существенная перестройка за несколько дней до сильного Култукского землетрясения 27.08.2008 г.

В целом, приведенные результаты разных видов мониторинга, выполненного в лабораторных и природных условиях, показывают, что пространственное распространение деформаций в нагруженных структурированных телах реализуется в виде пакетов волн, параметры которых определяются их напряженным состоянием.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (ГК 14.740.11.0441) и РФФИ (проект 12-05-91161-ГФЕН_а).

Литература

1. Richter E.F. Elementary seismology. San Francisco: Freeman and Co., 1958. 768 p.
2. Elsasser W.M. Convection and stress propagation in the upper mantle // The application of modern physics to the Earth and Planetary Interiors / Ed. S.K. Runcorn. N.Y.: Willey, 1969. P. 223–246.
3. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика, 2005. Т. 46, № 11. С. 1176–1190.
4. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
5. Борняков С.А. Экспериментальное исследование закономерностей сейсмической активизации разломов в деструктивных зонах литосферы // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13, № 4. С. 103–108.

А.В. Викулин

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ГЕОДИНАМИКА И ГРАВИТАЦИЯ

В геологической истории нашей планеты есть времена большей или меньшей интенсивности геологических процессов... Никакого объяснения этих фактов мы не знаем, но едва ли правильна мысль большинства геологов, что причину ее надо искать внутри планеты...

В.И. Вернадский

Введение. Большое количество геологических и физических данных указывает на существование тесной взаимосвязи между процессами, происходящими на Земле и в Космосе. Связующим «космическим» звеном при этом может быть только гравитация, которая объединяет все части Вселенной: «обычные» тела, планеты, звездные системы, галактики и Метагалактику в целом. Связующее «земное» звено – ротационные волны, являющиеся для геосреды такими же характерными как сейсмические (упругие) волны [4].

Вариации гравитационной постоянной. Значение гравитационной постоянной $G=(6.67\pm 0.01)\cdot 10^{-8}$ дин·см²·г⁻² известно с малой для фундаментальных величин точностью $\Delta G/G=10^{-3}$. Многолетними исследованиями показано, что лабораторные и космические (флуктуации гравитационного притяжения Луны и Солнца) факторы, которые, в принципе, могут повлиять на измеряемую величину G , не могут привести к

наблюдаемому разбросу ее значений. Многочисленные серии из десятков тысяч измерений величины G , выполненные в разные периоды, статистически значимо отличались и друг от друга, и от среднего значения по всей серии [8]. В значениях третьего знака гравитационной постоянной существуют такие же ритмичности, как и в вариациях солнечной активности. Местоположение, простираение и общая форма магнитных и гравитационных аномалий чаще всего совпадают [15].

Известно, что «всякое гравитационное поле является не чем иным, как изменением метрики пространства–времени. Это важнейшее обстоятельство означает, что геометрические свойства пространства–времени (его метрика) определяются физическими явлениями, а не являются неизменными свойствами пространства и времени» [11, с. 307]. Поэтому приведенные выше данные позволяют предположить, что вариации гравитационной постоянной могут определяться двумя типами явлений, происходящими во время ее измерения. К первому типу следует отнести «локальные» геодинамические процессы, протекающие в месте установки измеряющего G прибора, ко второму типу – «глобальные» космические процессы, связанные с деформацией всей Земли в целом, при прохождении через нее гравитационных волн от внешних по отношению к Земле источников. Оба типа процессов, по сути, являются планетарными. Но их «вес» в месте установки измеряющего значение G прибора может быть разным, поэтому термины «локальные» и «глобальные» взяты в кавычки.

Близкий вывод о том, что вариации значений G связаны не с точностью определения гравитационной постоянной, а с целым рядом космических и геофизических факторов, был сделан в работе [14].

Квадрупольные деформации Земли и гравитационные волны. Глобальные нерегулярные изменения инструментальных изменений силы тяжести на поверхности Земли и угловой скорости ее вращения хорошо коррелируют между собой, что соответствует квадрупольному характеру деформации планеты [14]. Данные спутниковой лазерной дальнометрии выявили вариации значений второго момента J_2 в разложении гравитационного потенциала Земли по сферическим гармоникам, который, отражая динамику соотношения экваториального и полюсного моментов инерции и радиусов Земли, также имеет квадрупольный характер [17]. В работе [7] отмечено, что существует только один механизм, способный объяснить квадрупольный характер деформации Земли как следствие гравитационного эффекта, при котором земной шар оказывается в поле падающей гравитационной волны и Земля является ее детектором. Эти данные позволяют предположить, что космическим фактором могут являться гравитационные волны, излучаемые внешними по отношению к Земле источниками.

Геодинамические волны. Из всего разнообразия геодинамических движений остановимся на явлениях, которые «весьма слабо» вписываются в общеизвестные представления о геосреде как о твердом теле. Имеется много свидетельств движения земной поверхности в направлении от очагов землетрясений в виде «горбов Земли». Например, «по поверхности террасы прошла волна высотой 20–30 см – совершенно бесшумно, и земная твердь на мгновение превратилась в пластическую субстанцию, ... а еще через мгновение поверхность террасы опять стала плоской и абсолютно ровной. И никаких следов деформации!» [13, с. 5]. Или: «во время землетрясения ... по бетонному шоссе и тротуарам шли волны высотой 1.2–1.8 м и длиной 3 м, но на бетоне не появилось ни одной трещины» [8, с. 77] (при деформациях твердого тела более 0.5!). В эпицентральных зонах сильных землетрясений часто отмечаются повороты памятников, минаретов, углов зданий, подбрасывание тяжелых камней с поворотом [5]. Породы, слагающие вихревые структуры, формировались «в твердом состоянии на месте и за счет вещества верхней мантии» и «с самого начала формировались как дугообразные, а не механически изгибались из первоначально прямолинейных структур» [13, с. 73, 92]. Такие движения не могут происходить в твердотельной сплошной среде [16]. Но такие движения происходят в блоковой геосреде! Например, инструментально зарегистрированные

движения вблизи очага Паркфилдского землетрясения 1966 г. позволили сделать вывод, что движение грунта вблизи образовавшегося разлома характерно для жидкости [10]. Анализ «бухтообразных» предвестников землетрясений показал, что их «разнознаковость, при наблюдаемой быстротечности, свидетельствует о процессе в жидкой фазе» [2].

Достижением научной мысли последних десятилетий в науках о Земле стало обоснование концепции блокового строения геосреды. Изменяемость во времени, сильная нелинейность, активность, энергонасыщенность и реидность (сверхпластичное течение в твердом состоянии [12]), ротационный фактор – фундаментальные свойства геосреды. В рамках таких представлений показано, что для блоковой геосреды, кроме упругих сейсмических волн, характерны также ротационные волны [3], движение в которых происходит «сверхпластичным» образом [4].

О механизме взаимосвязи. Минимизируя гравитационную энергию Земли, можно определить величину ее «поверхностного натяжения» – 10^{19} эрг/см² [9, с. 101], являющегося, по сути, балансом между гравитационным притяжением и геодинамическим полем. Поверхностное натяжение геоида значительно превышает коэффициенты поверхностного натяжения «лабораторных» жидкостей и твердых тел ($1-10^4$ эрг/см²), что может указывать на существование «очень сильной» взаимосвязи между гравитацией и геодинамическими движениями. Источником энергии такой значительной по величине взаимосвязи, при гигантских по величине деформациях, на время прохождения ротационной геодинамической волны превращающих твердое тело в жидкость, в соответствии с представлениями работы [6], может быть только энергия вакуума, способная, по-видимому, в том числе, изменять и структуру (метрику) пространства–времени.

Использование вместо сейсмических ротационных геодинамических волн позволит на десять порядков повысить чувствительность метода [1] и, по-видимому, уверенно зарегистрировать гравитационные волны.

Литература

1. Брагинский В.Б. и др. О поисках низкочастотных всплесков гравитационного излучения // УФН. 1985. Т. 147. С. 422–424.
2. Бороздич Э.В. Короткоживущие подкоровые локальные возмущения (КПЛВ). Их природа и проявления // Исследования в России. Электронный журнал. 2008.
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. Моментная геодинамика, гравитационные волны и сверхтекучесть геосреды // Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика. Сборник трудов. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. С. 384–394.
5. Викулин А.В., Тверитинова Т.Ю. Вихревые движения в очаге Чуйского землетрясения 2003 г. // Тектоника, магматизм и геодинамика востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 347–350.
6. Дмитриевский А.Н., Володин И.А., Шипов Г.И. Энергоструктура Земли и геодинамика. М.: Наука, 1993. 154 с.
7. Иваненко Д.Д., Фролов Б.Н. Деформация Земли и современная теория гравитации // Проблемы расширения и пульсации Земли. М.: Наука, 1984. С. 93–97.
8. Измайлов В.П., Карагиоз О.В., Пархомов А.Г. Исследование вариаций результатов измерений гравитационной постоянной // Физическая мысль России. 1999. № 12. С. 20–26.
9. Кузнецов В.В. Введение в физику горячей Земли. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2008. 367 с.
10. Кузнецов В.В. Ударноволновая модель землетрясения. I. Сильные движения землетрясения как выход ударной волны на поверхность // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12, № 6. С. 87–96.
11. Ландау Л.Д., Лифшиц И.М. Теория поля. М.: Наука, 2006. 536 с.
12. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. Труды Геологического института РАН. Вып. 575. М.: Наука, 2008. 457 с.

13. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наукова думка, 1972. 182 с.
14. Хайн В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.
15. Геофизика. Учебник / Под ред. В.К. Хмелевского. М.: КДУ, 2007. 320 с.
16. Шебалин Н.В. Проблемы макросейсмологии (Вычислительная сейсмология, вып. 34). М.: Наука, 2003. С. 57–200.
17. Cox C., Chao B.F. Detection of large-scale mass redistribution in the terrestrial system since 1998 // Science. 2002. V. 297, № 2. P. 831.



А.В. Викулин¹, С.А. Викулина², М.А. Викулина³, Н.В. Семенец⁴

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия

² Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
Петропавловск-Камчатский, Россия

³ Географический факультет МГУ, Москва, Россия

⁴ Научно-производственная фирма «Экос», Москва, Россия

ГЕОДИНАМИКА И СОЦИУМ

Постановка задачи. Мысль о связи землетрясений с социальными явлениями возникла в далекие времена. Она содержится в древних китайских, арабских и индийских хрониках, ею проникнуты философия буддизма, магометанства и христианства. Землетрясения наряду с другими стихийными бедствиями принимались как наказания людям за грехи. В сущности, у многих народов эта идея жива и не должна отвергаться учеными. Ее истоки следует искать в самом единстве Природы. Например, Ферекид Сиросский (VI в. до н.э.), Пифагор (V в. до н.э.) и другие великие древние с легкостью прогнозировали землетрясения, солнечные затмения и другие явления, что в те времена не считалось чем-то необыкновенным.

В настоящее время, мы, по сути, возвращаемся к новому пониманию мировоззрения древних. В соответствии с современными представлениями, наша планета является «живым организмом», в котором *все* протекающие на ней процессы взаимосвязаны между собой [12, с. 242–245] и такая взаимосвязь геофизически [5] и социально [8, 9, 17] обоснована. «Каким-то образом народ ощущает важнейшие виды риска и, умеряя их подходящими способами, может допускать при необходимости рост других, второстепенных видов риска», с одной стороны, и «в социально-экологическом смысле весь набор неблагоприятных опасных явлений есть «сопротивление природной среды» действиям человека» – с другой [11, с. 3, 16]. Само появление Жизни на Земле и, как следствие (?), – Человека, тоже есть явления Природы, которые, в определенном смысле, также можно считать катастрофами (уже – для Природы?).

Исследование любых явлений, как правило, начинается с наиболее сильных событий, поскольку именно в них заключена основная «энергетика», которая и определяет основные закономерности их распределений, поэтому классификация катастроф по их величине является одной из основных задач.

Классификация катастроф не с позиции энергетики процесса, а с точки зрения их социальной значимости является большой проблемой [13, 16]. В настоящей работе мы этих вопросов касаться не будем. Оценку *всех* катастроф будем осуществлять по шести-балльной, построенной для землетрясений «логарифмической» шкале [14], в основу которой заложена классификация катастроф по количеству погибших людей и по величине материального ущерба.

Исходные данные. Работа является продолжением наших исследований [2–4]. Все полученные нами на март 2012 г. данные представлены в таблице. Появляются новые

данные [6], часть из которых, по-видимому, трудно получить из официальных источников. Например, малоизвестная война в Корее в 1950–1953 гг., в ходе которой погибло около 4 млн человек ($J=II$). Или в самое последнее время стало известно, что в ходе войны в Ираке, начатой США в 2003 г., погибло 1.5 млн арабов и, по сути, уничтожена «историческая колыбель мировой цивилизации» ($J=II$). Событиям, происходящим в настоящее время в арабском мире, пока трудно дать какую-либо количественную оценку.

Распределение чисел катастроф с $J=I, II$ и III по векам

Интервал времени	J , балл			Всего	Всего
	I	II	III	I + II	(I+II+III)
VI в.	0/0/1	–	–	1	1
VIII в.	–	–	1 (?)	–	1 (?)
IX в.	0/1/0	–	6	1	7
X в.	–	–	–	–	–
XI в.	–	–	2	–	2
XII в.	–	–	2	–	2
XIII в.	1/0/0	1/0/0	3	2	5
XIV в.	–	0/2/0	–	2	2
XV в.	–	–	–	–	–
XVI в.	–	0/2/0	–	2	2
XVII в.	–	3/0/0	1	3	4
XVIII в.	1/0/0	2/0/0	5	3	8
XIX в.	–	12/0/0	11	12	23
XX в.	4/0/0	22/5/2	19	33	52
XXI в.	–	2/1/1	(2)	4	(6)
Всего	6/1/1=8	42/10/3=55	52	63	115

Примечание. Цифры в столбцах $J=I$ и $J=II$ соответствуют числам катастроф по состоянию исследований на конец 2010 г., конец 2011 г. и март 2012 г. соответственно. В столбце $J=III$ для VI–XX вв. приведены данные о катастрофах, отмеченных только в годы катастроф с $J=I$ и $J=II$. Данные в этом столбце за XXI в. не полные.

Из данных, представленных в таблице, видно, что в X и XV вв. достаточно отчетливо выявляются минимумы в числе катастроф, которые определяют пятисотлетний цикл. Эти данные дают основание предположить, что число катастроф в ближайшем будущем должно пойти на спад. С другой стороны, в последние столетия имеет место непрерывный рост числа катастроф. Эти данные позволили Джей Форрестору (Jay Wright Forrester) сделать вывод, что человечество в связи с непрерывно увеличивающимся числом катастроф к середине XXI в. «ждет полный коллапс» [10]. К близкому, по сути, выводу пришел и наш экономгеограф С.М. Мягков [13, с. 41].

О взаимосвязи геодинамики и социума. Методом анализа распределения чисел катастроф по временным интервалам между ними было показано, что все катастрофы во времени распределены равномерно, в то время как только природные и только социальные явления имеют тенденцию группироваться. Это позволило сформулировать предположение, что геодинамические и социальные явления между собой взаимосвязаны [2–4]. Новые данные о катастрофах ($J=I, N=2; J=II, N=13$) (таблица) только усиливают этот вывод.

Вопросы о взаимосвязи геодинамики и социума неоднократно являлись предметом обсуждения и оценок [11, 13, 15]. Однако количественные оценки проводились либо только для природных катастроф, для «взвешенных» по величине сейсмических катастроф как наиболее изученных [16], либо для всех катастроф без учета их индивидуальных количественных характеристик [7–9, 17]. Такие оценки, проводимые без учета величины катастроф, могут приводить к неправильным выводам.

Выводы. Принципиально новым положением работы является статистически достоверно установленное взаимодействие между геодинамикой и социумом, которое должно «работать» в обе стороны, т.е. должно иметь место и воздействие социума на геодинамические процессы. Именно постановка задачи *как социальной* (за математикой и физикой – методы исследования и их «направленность») позволяет ставить задачу «планирования катастроф» и разрабатывать соответствующие практические мероприятия, которые помогут разрешить отмеченное выше кажущееся противоречие в количестве катастроф в ближайшем будущем. «Привычные методы управления, при которых результаты пропорциональны усилиям, тут не действуют, и нужно вырабатывать специфически нелинейную интуицию, основанную на порой парадоксальных выводах нелинейной теории». Иначе – только «рука Богов» [1].

Литература

1. Арнольд В.И. Теория катастроф. М.: Наука, 1990. 128 с.
 2. Викулин А.В., Семенец Н.В. Геодинамика и социум // Современное состояние наук о Земле: Международная конференция памяти В.Е. Хаина. М.: МГУ, 2011. С. 346–351.
 3. Викулин А.В., Семенец Н.В., Викулина М.А. Сейсмотектоника, геодинамика и социум // Проблемы сейсмотектоники. М.: ИФЗ, 2011. С. 471–476.
 4. Викулин А.В., Викулина С.А., Викулина М.А., Семенец Н.В. Катастрофы как индикатор взаимодействия геодинамики и социума // III научно-техническая конференция. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2011. www.emsd.ru.
 5. Гольдин С.В. Физика «живой» Земли // Проблемы геофизики XXI века: В 2 кн. Кн. 1. / Ред. А.В. Николаев. М.: Наука, 2003. С. 17–36.
 6. Гусяков В.К. Теория больших волн // В мире науки. 2012. № 1. С. 18–24.
 7. Задонина Н.В., Леви К.Г. Хронология природных и социальных феноменов в истории мировой цивилизации. Иркутск: ИрГУ, 2009. 863 с.
 8. Леви К.Г., Язев С.А., Задонина Н.В. и др. Современная геодинамика и гелиогеодинамика: Учебное пособие. Иркутск: ИрГУ, 2002. 182 с.
 9. Леви К.Г., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е. и др. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. 500-летняя хронология аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии: Учебное пособие для ВУЗов. Книга II. Иркутск: ИрГУ, 2003. 382 с.
 10. Ковальчук, М., Нарайкин О. Конструктор для будущего // В мире науки. 2011. № 9. С. 24–29.
 11. Курбатова А.С., Мягков С.М., Шныпарков А.Л. Природный риск для городов России. М.: НИИПИ экологии города, 1997. 240 с.
 12. Михаил Александрович Садовский: очерки, воспоминания, материалы. М.: Наука, 2004. 271 с.
 13. Мягков С.М. География природного риска. М.: МГУ, 1995. 224 с.
 14. Родкин М.В., Шебалин Н.В. Проблемы измерения катастроф // Изв. РАН. Сер. геогр. 1993. № 5. С. 106–116.
 15. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 436 с.
 16. Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. Избранные труды. М.: Академия горных наук, 1997. 542 с.
 17. Черкасов Р.Ф., Романовский Н.П. Ритмы природные – ритмы социальные // Геологические этюды. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 85–91.
-



М.А. Губанова
Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
Биробиджан, Россия

ПЛЮМЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПРИАМУРЬЯ

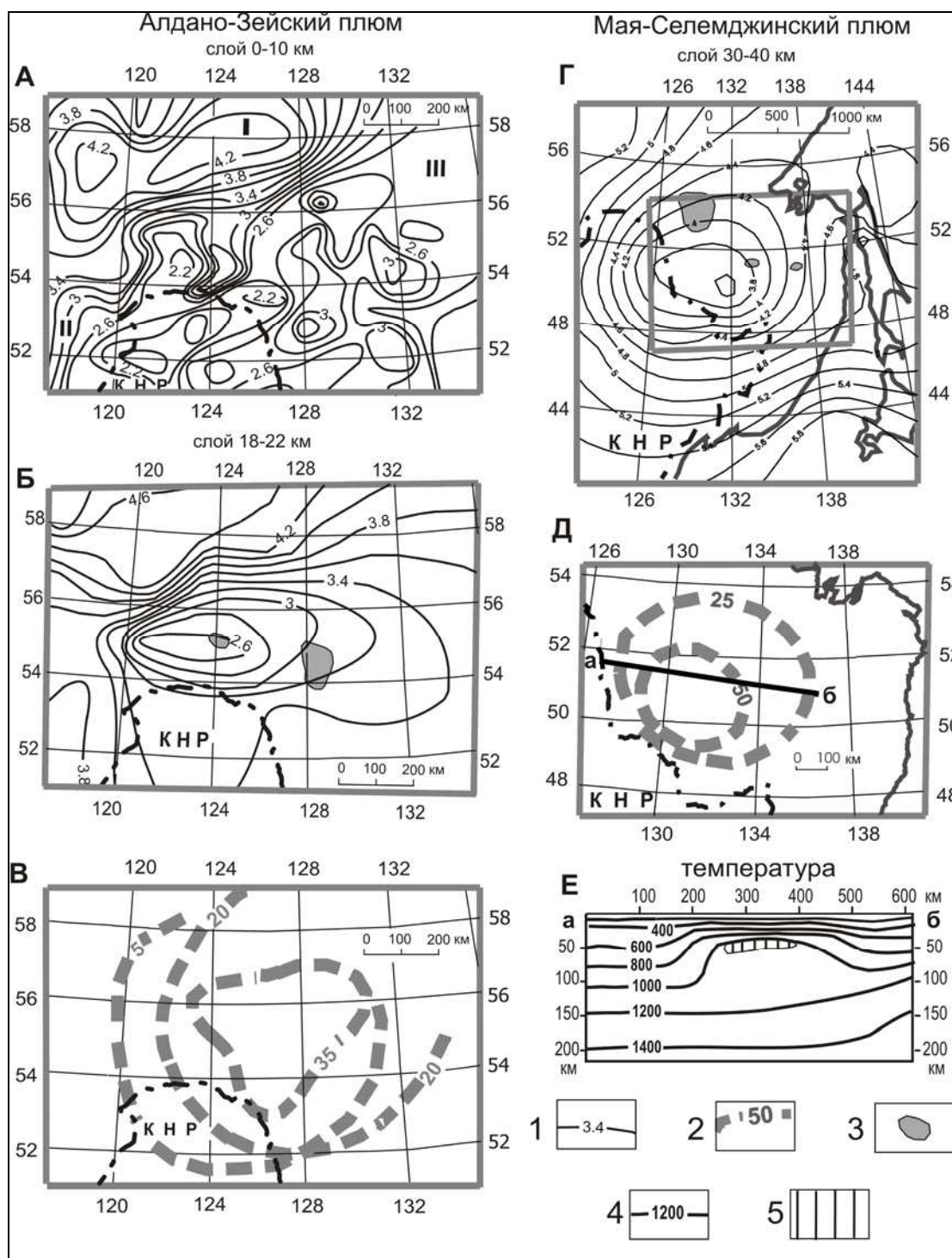
Существующие способы анализа полей сейсмичности на Дальнем Востоке и в Забайкалье основываются преимущественно на двумерных отображениях пространственных распределений магнитуд (M) землетрясений на плоскости: $M(x, y)$ и в разрезах: $M(x, z)$. В первом случае анализируется связь сейсмичности с разломами, во втором – структурные связи гипоцентров землетрясений с границами раздела тектонических сред и зонами субдукции литосферных плит. В докладе анализируются 3D-распределения магнитуд в земной коре и подкорovém слое верхней мантии Приамурья и Северо-Восточного Китая с целью исследования связи сейсмичности с глубинным строением этих регионов в непрерывном 3D-пространстве, в том числе со структурами центрального типа плюмовой природы. Для исследования выбраны два района, располагающиеся в Верхнем и Среднем Приамурье (рисунок). Исходными данными для построения моделей распределения магнитуд и глубин гипоцентров землетрясений являются ежегодные региональные каталоги Геофизической службы РАН [4] и сейсмический каталог КНР [8].

В Верхнем Приамурье распределение магнитуд землетрясений в земной коре до глубины 14 км объясняется двумя основными причинами: степенью жесткости гранитно-метаморфического слоя и существованием здесь структуры центрального типа – Алдано-Зейского плюма [5]. По значениям средних амплитуд землетрясений в этом районе обособляются три области: Северная, Западная и Юго-Восточная (рисунок, А). В первых двух магнитуды повышены ($M=3.5-5.0$), а в третьей – понижены ($M=2.5-3.0$). Такое распределение характеризует отчетливую связь сейсмичности с жесткостью и, соответственно, с возрастом верхнего слоя земной коры. На севере и западе на поверхности обнажаются дорифейские метаморфические комплексы Алдано-Станового щита и Аргуно-Мамынского блока Амурской плиты, а на юго-востоке – палеозойские складчатые комплексы Северо-Хиганского каледонского блока, Дягдагачинского и Цзямусы-Буреинского массивов с наложенными на них Эмуаршаньским вулканическим поясом и впадиной Суньяля [1, 3]. Суммарная мощность палеозойско-мезозойского чехла в отдельных районах северной части Амурской плиты, по стратиграфическим оценкам [1], может составлять 15000–18000 м, что вполне объясняет пониженную жесткость верхнего слоя земной коры, выраженную в уменьшении магнитуд землетрясений.

Мезозойская структура центрального типа, наложенная на древние структуры Верхнего Приамурья, проявлена в концентрическом расположении локальных максимумов магнитуд относительно центрального минимума в квадрате координат $52-56^\circ$ с.ш. $120-128^\circ$ в.д. в диапазоне глубин от 0 до 10 км (рисунок, А). А в среднем слое земной коры, в интервале глубин 18 – 22 км, в центре головы плюма значения магнитуд землетрясений понижены (рисунок, Б). Это объясняется раздроблением и флюидно-магматической проработкой центральной зоны плюма, обусловившей понижение жесткости последней.

Близкие оценки жесткости головы Алдано-Зейского плюма были получены при анализе формализованной гравитационной модели [5], отображающей реологические свойства земной коры и верхней мантии этого района Приамурья. Существование глубинной структуры центрального типа подтверждается здесь еще целым рядом геолого-геофизических признаков: круговыми ориентировками векторов напряжений сжатия в поле сильных землетрясений, магнитными и тепловыми аномалиями, низкими электрическими сопротивлениями нижнего слоя земной коры в интервале глубин 20–40

км, присутствием щелочных базальтов и концентрической металлогенической зональностью.



Распределения магнитуд землетрясений в земной коре Приамурья (А, Б, Г), контуры плюмов (В, Д) и температурный разрез (Е).

1 – изолинии осредненных магнитуд землетрясений; 2 – контуры плюмов в горизонтальных сечениях, глубина сечений в км [5, 6]; 3 – аномалии теплового потока интенсивностью более 50 мВт / м² на схемах Б и Г; 4 – изотермы, °С, в разрезе (Е) [7]; 5 – зона частичного плавления [7].

Области, различающиеся по среднему уровню магнитуд землетрясений на схеме А:

I – Северная, II – Западная, III – Юго-Восточная.

В Среднем Приамурье и прилегающих районах КНР распределение магнитуд землетрясений в верхнем слое земной коры до глубины 24 км тоже связано с жесткостью тектонических сред [2]. Области повышенных магнитуд ($M > 3$) совпадают с положением Алдано-Станового щита и Северо-Китайского кратона, а в разделяющих их палеозойских и мезозойских складчатых комплексах Амурской плиты магнитуды землетрясений понижены до 2.2–2.4. В нижнем слое земной коры и подкоровом слое верхней мантии до глубины 70 км здесь выявлена широкая линейная зона пониженных магнитуд, совпадающая с мезозойским положением рифтогенной структуры Тан-лу [2]. Последняя сопровождается низким электрическим сопротивлением и повышенным тепловым потоком. Результаты геоэлектрического и теплофизического моделирования [3] дают основание предположить, что астеносфера в зоне Тан-лу достигает глубины 50 км.

На пересечении зоны Тан-лу с юго-восточной окраиной Северо-Азиатского кратона располагается Мая-Селемджинский плюм [6]. В контурах головы этого плюма в нижнем слое земной коры (30–40 км) обнаружена зона пониженной сейсмичности (рисунок, Г), совпадающая с поднятием вязкой (частично расплавленной) астеносферы до глубины 50 км (рисунок, Е), дугowymi разломами, меняющими ориентировку согласно внешним граница плюма, дугowymi отрицательными магнитными аномалиями, понижением скорости сейсмических волн в центральной зоне плюма, концентрическим расположением аномалий градиентов плотности в интервале глубин 10–30 км [6] и концентрической зональностью рудной минерализации, выраженной усилением вклада в рудные процессы высокотемпературных мантийных ассоциаций по направлению от флангов к центру плюма. В центральной зоне плюма расположены источники термальных вод Кульдур ($T=72\text{ }^{\circ}\text{C}$) и Быссинский ($T=42\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Выводы. 1. 3D-анализ распределений магнитуд землетрясений в земной коре и верхней мантии Приамурья обнаружил отчетливую связь интенсивности современных сейсмических процессов со степенью жесткости тектонических сред, в которых располагаются гипоцентры землетрясений.

3. В распределениях магнитуд землетрясений в верхнем слое земной коры выявлены элементы концентрической зональности, согласующиеся с геолого-геофизическими признаками глубинных тектономагматических структур центрального типа плюмовой природы.

3. Формализованные 3D-модели полей сейсмичности обладают картировочными возможностями при глубинном районировании тектонических сред по степени их жесткости.

Литература

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. редакторы Л.И. Красный, Пэн ЮньБяо. Л.: ВСЕГЕИ, 1999.
2. Губанова М.А., Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья и Маньчжурии // Региональные проблемы. 2011. Т. 14, № 2. С. 51 – 56.
3. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
4. Землетрясения России. Обнинск: Геофизическая служба РАН, 2006–2011 гг.
5. Петрищевский А.М., Ханчук А.И. Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // ДАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 384–387.
6. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // ДАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 207–212.
7. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
8. <http://data.earthquake.cn/data/>.



Р.П. Дорофеева
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Южная часть Сибирской платформы имеет двухъярусное строение: осадочный чехол преимущественно нижнепалеозойского возраста и архей-протерозойский кристаллический фундамент. На базе данных термокаротажа 64 скважин (использованы архивные материалы по глубоким скважинам ПГО «Иркутскгеофизика», «ВостСибнефтегазгеология») [1–3] изучены температурные условия в нижней части осадочного чехла и построены схемы распределения температур по кровле и подошве мотской свиты, которая на многих участках непосредственно перекрывает кристаллический фундамент. Изучены теплофизические характеристики образцов кернового материала, представленных в основном терригенными отложениями венда: аргиллитами, алевролитами и песчаниками ушаковской свиты, галогенно-карбонатными породами нижнего кембрия: доломитами, известняками и каменной солью, преимущественно мотской и усольской свит, кристаллическими породами фундамента: гранитами, граносиенитами и метаморфическими породами различного состава.

В цоколе фундамента распространены магматические образования основного (долериты, содержащие оливин) и ультраосновного (гипербазиты?) составов, а также продукты их глубокого метаморфизма – сланцы, содержащие тальк, серпентин, анкерит [4].

По имеющимся фактическим и расчетным данным геоизотермы повторяют структурные формы кровли или подошвы мотской свиты. Зоны относительно низких температур (в кровле от 14 до 30 °С, на подошве от 15 до 35 °С) приурочены к Непскому своду и моноклиналильному склону в Присяянье, где глубина залегания фундамента не превышает 2 км. Средняя мощность мотской свиты на Непском своде около 200 м. Разница температур между ее кровлей и подошвой составляет в основном 2–3 °С и увеличивается до 4–5 °С в сводовой части Ярактинского поднятия (точки №№ 16, 21, 22). Температуры на этом участке достигают 30–40 °С в кровле и превышают 40 °С – на подошве этой свиты (рисунок).

На большей части юга Сибирской платформы температуры кровли мотской свиты варьируются от 30 до 40 °С, и только в Присяяно-Енисейской синеклизе и на Братском вале (зона Ангарских дислокаций) она более 50 °С. В этих же районах температура на подошве свиты изменяется чаще всего от 40 до 50 °С, а на северо-западе амфитеатра достигает 60–70 °С. Локальные аномалии присущи зонам Жигаловского (точки №№ 70–74) и Нукутского (точка № 81) разломов. Изотермы нередко оконтуривают крупные антиклинальные поднятия – Ярактинское (точки №№ 16, 19, 23, 27), Марковское (точки №№ 32–35), Братское (точки №№ 38, 47, 52, 55 и др.).

Конфигурация температурных максимумов кровли и подошвы свиты часто не совпадает. Например, на Марковском поднятии в кровле мотской свиты четко выделяются два максимума с температурой 35 и 20 °С. Здесь же на подошве свиты при ее средней мощности около 500 м имеется лишь один максимум (45 °С). В зоне Ангарских дислокаций мощность свиты увеличивается до 700 м. Разница температур между кровлей и подошвой свиты достигает 15–20 °С.

Большая дифференциация температурного поля существует в южной части амфитеатра. Здесь своеобразными аномальными участками являются Половининский (№ 111) и Бельский (№ 112), на которых температура остается постоянной (15–20 °С) по всей толще свиты при ее мощности около 300 м. Такое постоянство температуры можно объяснить преобладанием на этих участках мощных толщ галогенно-карбонатных пород,

имеющих высокие теплопроводные свойства, или действием процессов с поглощением тепла и переносом его флюидами.

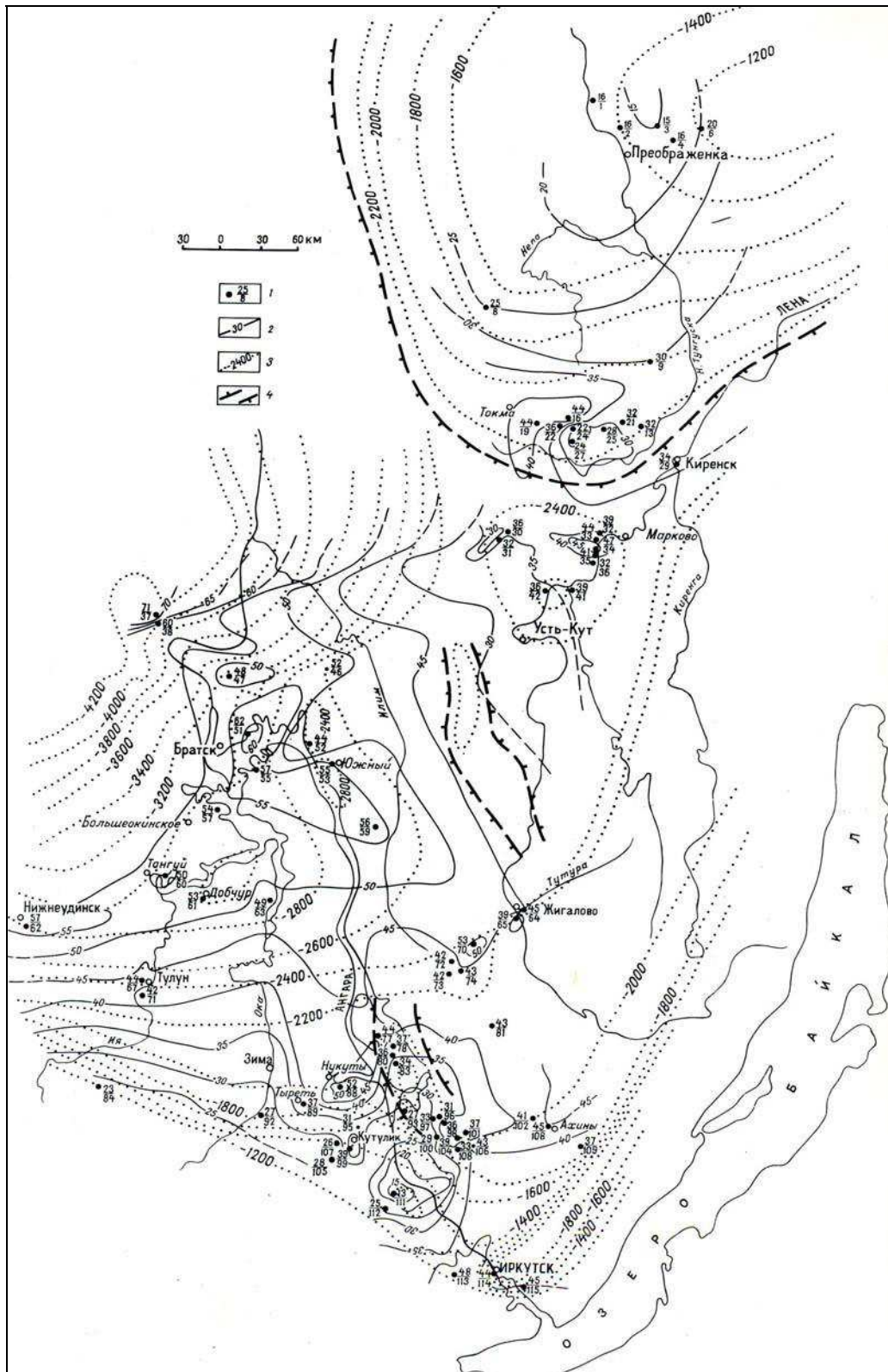


Схема распределения температур по подошве мотской свиты нижнего кембрия на юге Сибирской платформы.

1 – в числителе: температура, °С; в знаменателе – номер точки; 2 – изолинии температур, °С; 3 – изогипсы подошвы мотской свиты, м; 4 – антиклинальные структуры.

Локальные возмущения геотемпературного поля могут быть вызваны формированием, продолжительным скоплением и миграцией углеводородов, поскольку эти процессы связаны с затратой или выделением энергии, так как наблюдаемая мозаичность геотемпературного поля осадочного бассейна и его резкая изменчивость на небольших расстояниях характерны для многих нефтегазоносных районов [5]. Действительно, выявленные геотермические аномалии в региональном плане неплохо совпадают со схемой распределения геотемператур в кровле мотской свиты на Ангаро-Илимском междуречье [6], с перспективными площадями Непско-Ботубинской и Ангаро-Ленской нефтегазоносной области [7], с прогнозной схемой распространения коллекторов на юге Сибирской платформы [8]. Все участки, нестабильные в геотермическом отношении (высокий геотермический градиент и тепловой поток, резкая анизотропия теплофизических свойств, повышенная дифференциация геотемпературного поля), попадают при сравнении с этой картой и прогнозной схемой в зоны высокоперспективных или перспективных на нефть и газ площадей 1-й категории.

Своеобразие геотермической обстановки тесно связано и с гидродинамическими особенностями района, в недрах которого до глубин 3–5 км подземные воды перемещаются в виде фильтрационного потока в условиях Ангаро-Ленского артезианского бассейна, а в более глубоких частях земной коры преобладает диффузия [9]. Так, в южной части Непского свода в залежах, приуроченных к карбонатным отложениям, встречаются аномально высокие пластовые давления, превышающие почти на 50 % гидростатическое давление. Такое явление возникает в поровом пространстве осадочных пород при вскрытии нефтеносных, газоносных и водоносных пластов [10]. Наоборот, в северной части этого свода, в залежах терригенного продуктивного комплекса, существуют аномально низкие пластовые давления – 30 % гидростатического [11]. Такие аномальные пластовые условия, естественно, оказывают влияние на динамику углеводородных залежей, которая, в свою очередь, предопределяется и геотермической обстановкой.

Дифференциация горных пород по теплопроводности позволила выделить в разрезе теплопроводящие (карбонатно-галогенные породы) и теплоизолирующие (терригенные породы) толщи. Присутствие в разрезе толщ с низкой теплопроводностью создает условия геотермической закрытости, возможно, благоприятные для накопления залежей нефти. Это, вероятно, играет определенную роль в образовании нефтегазонасыщенности парфеновского горизонта мотской свиты, сложенного в основном песчаниками.

По тепловым свойствам породы фундамента делятся на две группы: с коэффициентами теплопроводности 3 и 2 Вт/(м·К). Более высокие значения этих коэффициентов связаны с наличием карбонатных примесей.

Между структурными элементами кристаллического фундамента амфитеатра и его геотермическими параметрами существует определенная взаимосвязь. Она выражается в том, что в зонах дробления фундамента (как и в зонах разломов, имеющих в осадочной толще) резко изменяется (обычно повышается) геотермический градиент, уменьшается теплопроводность, повышается локальный тепловой поток, увеличивается неоднородность геотемпературного поля.

Тепловой поток на рассматриваемой территории изменяется от 21 до 60 мВт/м² и в среднем составляет 38±4 мВт/м². Относительно интенсивный вынос тепла (45±6 мВт/м²) наблюдается в сводовых частях антиклинальных структур и соляных куполов, осложненных тектоническими нарушениями в районах Жигалово, Усть-Кута и др. Низкий тепловой поток характерен для Непского свода (28±5 мВт/м²) и краевых поднятий (35±4 мВт/м²). Сравнивая схему распределения теплового потока мотской свиты нижнего кембрия со схемой распределения теплового потока верхних горизонтов земной коры на юге Сибирской платформы, можно отметить значительно бóльшую прогретость мотской свиты, где выделяются активные зоны – зоны Жигаловского и Нукутского разломов.

Частичную потерю или перераспределение тепла в верхних горизонтах осадочной толщи можно объяснить динамикой флюидного режима.

Литература

1. Дорофеева Р.П. Теплофизические свойства основных разновидностей горных пород Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика. 1982. № 4. С. 111–113.
2. Дорофеева Р.П., Лысак С.В. Геотермические условия нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра // Советская геология. 1983. № 12. С. 102–108.
3. Лысак С.В., Дорофеева Р.П. Геотермический режим верхних горизонтов земной коры в южных районах Восточной Сибири // ДАН. 1997. Т. 352, № 3. С. 405–409.
4. Терещенко А.Н., Лобанов М.П. Значение структурно-вещественного районирования фундамента юга Сибирской платформы для выявления условий формирования складчатости осадочного чехла // Геологические условия и методические особенности поисков залежей нефти и газа на Сибирской платформе. М.: Наука, 1981. С. 134–136.
5. Осадчий В.Г., Лурье А.И., Ерофеев В.Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев: Наукова думка, 1976. 142 с.
6. Терещенко А.Н., Артеменко А.С., Недзельская Г.А. Влияние разломов и новейшей активности на геотермический режим недр (западная часть Иркутского амфитеатра). // Разломы западной части Сибирской платформы и методы их изучения: Тез. докл. Красноярск, 1979. С. 45–46.
7. Карта перспектив нефтегазоносности Непско-Ботуобинской и Ангаро-Ленской нефтегазоносной области / Под ред. С.А. Арутюнов, Д.И. Дробот, Г.Я. Шутов. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1981.
8. Методика комплексного изучения пород-коллекторов верхнего докембрия и кембрия юга Сибирской платформы. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1982. 34 с.
9. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология / Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский, С.Л. Шварцев и др. Новосибирск: Наука, 1980. 231 с.
10. Авчян Г.М., Матвеев А.А., Стефанкевич З.Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях. М.: Недра, 1979. 224 с.
11. Фукс А.Б., Савинцев В.К. О результатах исследования нефтяных скважин на разведочных площадях Непско-Ботуобинской антеклизы // Геологические условия и методические особенности поисков залежей нефти и газа на Сибирской платформе. М., 1981. С. 152–154.

В.А. Зайцев, Л.В. Панина

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ
НА МИГРАЦИЮ МЕТАНА В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ КУЗБАССА**

Угольный метан относится к нетрадиционным источникам углеводородов. Принципиальная возможность крупномасштабной промышленной добычи метана из угольных пластов была доказана опытом освоения метаноугольных промыслов в США, где добыча угольного метана ведется с начала 1980-х годов и достигла 50 млрд м³ в год, что составляет около 8 % от всего потребляемого газа. Россия, обладая солидными ресурсами угольного метана (около 83,7 трлн м³), только с конца 2009 г. приступила к созданию своего метаноугольного промысла. Первое метаноугольное месторождение располагается в пределах юго-восточного крыла Талдинской структуры (Ю. Кузбасс). Малые объемы метана, полученные в результате опытно-промышленной эксплуатации промысла, и большой разброс дебитов газа по скважинам показали, что для дальнейшего развития промышленной добычи метана из угольных пластов необходимо учитывать величину их проницаемости, поскольку данный параметр определяет не только объем угля, вовлекаемый в процесс десорбции, но и величину извлекаемости метана. В свою очередь, величина проницаемости определяется типом отложений (для углей –

метаморфизмом), степенью их нарушенности и полем тектонических напряжений. Анализ данных, касающихся связи между пластовым давлением, проницаемостью и газовыделением из угольного пласта, позволяет говорить о том, что газоносные угольные пласты в недеформируемом состоянии практически непроницаемы всюду ниже зоны газового выветривания. Итак, проницаемость зависит от характера трещиноватости и напряженного состояния горного массива. Для выявления участков, наиболее перспективных для добычи метана из угольных пластов, была предпринята попытка оценить величину проницаемости территории Талдинской и Нарыкско-Осташкинской площадей.

Стратегия оценки перспективных площадей на газовые проявления, основанная на комплексном анализе фактического материала, в том числе и результатов тектонофизического моделирования, включает последовательное изучение роли типов обстановок внешнего нагружения геологического объема, исходной и вновь приобретенной структурированности среды, ее вещественного состава и современного напряженного состояния. В качестве исходных данных для создания карты прогнозной проницаемости использовались следующие параметры: карты плотности трещин, результаты тектонофизического моделирования напряженного состояния и данные по замерам проницаемости угольных пластов на скважинах. Как известно [3], величина проницаемости для угольного пласта вычисляется по формуле:

$$k=(84.4 \cdot 10^{-5}) w^3/z, \quad (1)$$

где k – проницаемость, дарси; w – степень раскрытия трещин, см; z – расстояние между трещинами, см.

Из формулы следует, что для определения проницаемости необходимо оценить степень раскрытия трещин, а величину расстояния между трещинами мы можем определить по плотности отдешифрированных с помощью космических снимков линеаментов. Обоснование возможности такого использования линеаментов приведено в работе [1]. Величина раскрытия трещин, имеющая первостепенное значение для прогноза проницаемости угольных пластов, прямо пропорциональна степени деформированности среды. Оценить ее позволяет тектонофизическое моделирование, с помощью которого можно реконструировать напряженно-деформированное состояние горного массива, а именно пространственное распределение осей эллипсоида напряжений.

Для реконструкции напряженно-деформированного состояния горного массива в районе углеметанового промысла на Талдинской площади был выполнен комплекс исследований, который включал аналитические расчеты и физическое моделирование на оптически активных материалах. Применялись известные в тектонофизике схемы распределения деформаций вблизи разрывного нарушения при заданной априори блочной делимости района и ориентировке главного сжимающего напряжения. Ориентировка внешнего сжатия была задана исходя из имеющихся сведений о механизмах очагов землетрясений в регионе. Внешнее сжатие Талдинской площади обусловлено субмеридиональной ориентировкой осей максимального сжатия при вертикальном расположении оси растяжения.

Поляризационно-оптический метод исследования напряжений на прозрачных моделях (метод фотоупругости) основан на способности большинства прозрачных изотропных материалов (стекло, целлулоид, бакелит, эпоксидные смолы, желатин, агарин и др.) под действием напряжений (деформаций) приобретать свойство двойного лучепреломления. Величина двойного лучепреломления связана с величиной напряжения и может быть измерена оптическим методом. Экспериментальные исследования проводятся на прозрачных моделях путем просвечивания их поляризованным светом.

Моделирование напряженного состояния Талдинской площади проводилось с помощью желатин-глицеринового студня, физические свойства которого хорошо изучены. Помимо этого в многочисленных работах разработаны критерии применимости данного материала для тектонофизического моделирования [2].

Проведенные эксперименты позволили сделать ряд выводов, которые отражают общий характер развития деформации в блоковой среде. По отношению к приложенным напряжениям были выявлены компрессионные (закрытые), декомпрессионные (открывающиеся), транспрессионные (сдвиг со сжатием), транстенсионные (сдвиг с растяжением), свободные (напряжения отсутствуют) границы блоков. Для внутриблоковых областей распределение напряжений в значительной степени определяется конкретной конфигурацией блоков, характером их границ, механическими обстановками. Очевидно, что перераспределение в нагруженном объеме любой подвижной (газово-жидкой) субстанции определяется соотношением обстановок сжатия и растяжения. При всех типах геомеханических обстановок, которые были рассмотрены выше, повышенная подвижность вещества (газа) ожидается в участках повышенной деформации.

Важно отметить, что суммарная картина плотности трещиноватости в значительной мере совпадает с наиболее деформированными участками рассматриваемой территории, и кроме этого, скважины, для которых отмечается повышенная дегазация, располагаются именно в этих областях.

Современный программный продукт, позволяющий моделировать вторичную пористость и проницаемость углей, называется Irap RMS. При помощи этой программы была рассчитана проницаемость для изучаемой территории. В дальнейшем рассчитанное распределение параметра проницаемости было нормировано по результатам гидродинамических испытаний скважин. В результате была составлена прогностическая схема участков разной степени проницаемости угольных пластов. Наиболее проницаемый участок располагается в центральной части Нарыкской антиклинали. Подтверждением того, что эта область благоприятна для добычи метана, является приуроченность к ней группы газифицирующих скважин. Западнее этого участка расположена Караканская синклиналь, в пределах которой выделяется два благоприятных участка: более крупный на северо-западе и меньшей площади – на юго-востоке. Еще один участок повышенной проницаемости, приуроченный к центральной части Соколовской синклинали, находится западнее. Что касается Талдинской структуры, то наиболее благоприятным, с точки зрения проницаемости, является ее южное обрамление. Более высокоперспективным участком является небольшая площадь в пределах Казанковской антиклинали.

Таким образом, разработанная методика позволяет прогнозировать участки с высокими коэффициентами газоотдачи метана из угольных пластов, что позволит увеличить добычу метана из угольных пластов.

Литература

1. Зайцев В.А., Панина Л.В. Использование дистанционных космических методов в комплексе с изучением эманаций водорода для выявления степени тектонической нарушенности Абдрахмановской площади Ромашкинского месторождения // *Аэрокосмические технологии в нефтегазовом комплексе: Материалы Международной научно-технической конференции*. М., 2009. С. 97–99.
2. Осокина Д.Н., Бондаренко П.М. Вопросы применения поляризационно-оптического метода в экспериментальной тектонике для моделирования тектонических полей напряжений // *Экспериментальная тектоника (методы, перспективы, результаты)*. М.: Наука, 1989. С. 78–125.
3. Scott A.R. Improving coal gas recovery with microbially enhanced coalbed methane // *Coalbed methane: scientific, environmental, and economic evaluation* / M. Mastalerz, M. Glikson, S.D. Golding, (Eds.). Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1999. P. 89–110.

Т.К. Злобин, Д.А. Сафонов, А.Ю. Полец
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

ИССЛЕДОВАНИЯ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ТИПАМ ОЧАГОВЫХ ПОДВИЖЕК И МОДЕЛИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Для разработки прогноза землетрясений необходимо изучить сейсмо-геологическую и тектоническую обстановку их происхождения, закономерности развития процесса, тектонические напряжения и деформации, приводящие к смещению масс пород и разрыву сплошности среды, возникновению упругих колебаний, появлению сейсмических волн и высвобождению энергии.

Представляется, что одним из важных аспектов этих исследований является изучение сеймотектоники и реальных полей напряжений в геологической среде, а также выбор модели, способной адекватно и обоснованно объяснить произошедший процесс [2–4]. В связи с этим целью настоящей работы является установление особенностей распределения землетрясений по типам очаговых подвижек на основе изучения механизмов их очагов и анализа существующих моделей процесса.

Исследования сеймотектонической обстановки и типов очаговых подвижек выполнены в период перед катастрофическим Симуширским землетрясением 15.11.2006 г. с магнитудой $M=8.3$, произошедшим в районе Средних Курил в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. Здесь на границе этих основных морфоструктур Земли имеет место уникальная глубинная структура планетарного масштаба – Курило-Камчатская сейсмофокальная зона (СФЗ), где ярко выражена динамика недр, обусловленная взаимодействием крупнейших литосферных плит планеты.

Для исследований был использован каталог GlobalCMT (Harvard), в который включены землетрясения с 2000 по 2010 г. (515 событий), произошедшие на исследуемой территории до катастрофического Симуширского землетрясения 15 ноября 2006 года с магнитудой $M=8.3$ и последующего 15 января 2007 г. в этом же районе с $M=8.1$ и после них [5].

Для анализа распределения положения очагов землетрясений была построена карта эпицентров землетрясений с указанием типа сейсмодислокации (рисунок) и три вертикальных разреза гипоцентров землетрясений вкrest простирания СФЗ и Курило-Камчатской дуги (КОД). Основные результаты совместного анализа сводятся к следующему [2]:

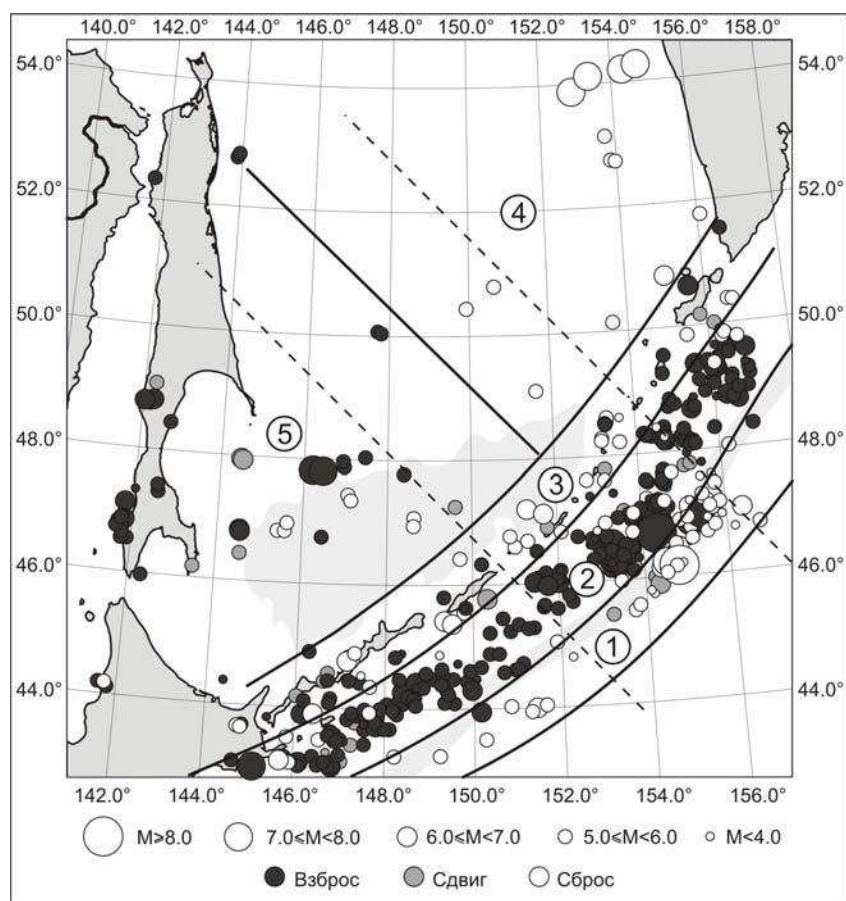
1. В регионе в пределах СФЗ выделено пять зон, из которых три вытянуты вдоль островной дуги, глубоководного желоба и сейсмофокальной зоны и две – западнее островной системы под акваторией Охотского моря. При этом в первой зоне, расположенной под глубоководным желобом и его восточным приокеанским склоном, распространены преимущественно сбросы, говорящие об условиях растяжения. Аналогичный тип подвижек наблюдается в зоне № 3 – под островной дугой и его приостровным западным склоном. Между зонами № 1 и № 3 расположена зона № 2. Она представлена в основном взбросовыми подвижками, свидетельствующими об условиях сжатия. Землетрясения западнее зоны № 3 разделены на две области № 4 и № 5, которые соответствуют глубинным (более 300–400 км) частям сейсмофокальной зоны и земной коре над ней. В первой из этих областей (№ 4) распространены преимущественно сбросы и условия растяжения, во второй (№ 5) – взбросы и преимущественно условия сжатия.
2. В распределении обстановок сжатия и растяжения в названных зонах СФЗ существуют общие черты и определенные различия. Согласно построенным глубинным разрезам гипоцентров землетрясений, в северной, центральной и южной частях сейсмофокальной зоны установлен общий характер распределения подвижек по глубинам, который согласуется с распределением их в плане на приведенной карте. Закономерности

распределения сжатия, растяжения и сдвигов в земной коре и верхней мантии региона позволяют судить о напряженном состоянии и геодинамических условиях среды.

3. Согласно разрезам СФЗ наиболее протяженный по глубине диапазон стабильного состояния (640 км) наблюдается на профиле, проходящем через Северные Курилы, а наиболее частая (пять раз) смена состояний наблюдается на профиле, проходящем через Южные Курилы. С севера на юг картина смены состояний усложняется. Вышеназванные особенности и более частая смена обстановки к югу островной системы и соответственно СФЗ могут быть связаны со строением, историей развития и взаимодействием отдельных частей и сочленяющихся геологических структур.

4. Анализ механизмов землетрясений позволяет судить о закономерностях распределения сжатия, растяжения и сдвигов в земной коре и верхней мантии региона, а напряженное состояние среды указывает на геодинамические условия возникновения новых землетрясений, возможную природу и тип подвижки.

Для объяснения выявленных закономерностей и причин различий упругих обстановок были рассмотрены возможные модели и схемы эволюций переходных зон и островодужных систем. Существуют различные модели, объясняющие взаимодействие и напряженное состояние в структурах зоны сочленения континент–океан: модель субдукции, эскалаторная модель, модель ступенчатого поддвига, модель обрушения, модель обдукции, модель эдукции и др.



Карта распределения типов сейсмодислокаций очагов землетрясений Курило-Охотского региона согласно данным GСMT.

Сплошными линиями показаны границы между зонами 1–3 и областями 4–5, пунктирными – границы между частями СФЗ, в пределах которых проведены вертикальные профили с вынесенными на них проекциями очагов землетрясений на разрезах.

Как показали наши дальнейшие исследования, из всех перечисленных моделей объяснить причины закономерного распределения (чередование) вкост сейсмофокальной зоны различного напряженного состояния, видимо, может наилучшим образом модель субдукции. С ней согласуется и приведенная закономерность распределения обстановок сжатия и растяжения, полученная нами на основе натурального эксперимента, осуществленного при детальном наблюдении на Южных Курилах [1]. Создание же растяжения в зоне глубоководного желоба (зона № 1) и позади активной окраины (зона № 3) (рисунок) может объясняться моделью возвратного движения участка изгиба плиты при субдукции. Однако результаты инструментальных сейсмологических наблюдений получены за сравнительно небольшой по историческим меркам период исследований.

Процессы же, имеющие место в СФЗ, происходят в течение значительно более длительного (геологического) периода времени (сотни тысяч и миллионы лет). Они отражены и в деструкции литосферы и в разломообразовании. Соответствующая тектонофизическая модель субдукции, подтверждающая вышесказанное, например, для Байкальской рифтовой системы была разработана С.И. Шерманом [3, 4]. В ней закономерное возникновение отдельных очагов землетрясений и особенностей, связанных с ними, объясняется закономерной активизацией разрывов (разломов) и их последовательностью.

Для объяснения закономерностей проявления землетрясений, смены тектонической обстановки и режима необходимо изучение глубинной сеймотектоники, современных полей напряжений, обстановки условий сжатия и растяжения в земной коре и верхней мантии, выборка модели, способной наиболее адекватно и обоснованно объяснить произошедшие в верхней оболочке Земли процессы. Кроме того, необходимо изучение закономерного возникновения очагов землетрясений, связанных с закономерной активизацией разрывов и их последовательностью.

Литература

1. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
2. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Распределение землетрясений по типам очаговых подвижек в Курило-Охотском регионе // ДАН. 2011. Т. 440, № 4. С. 527–529.
3. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8–21.
4. Шерман С.И. Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблемы среднесрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. Специальный выпуск. 2005. Т. 27. № 1. С. 20–38.
5. <http://www.globalcmt.org> Global Centroid Moment Tensor Project.



А.И. Кожурин

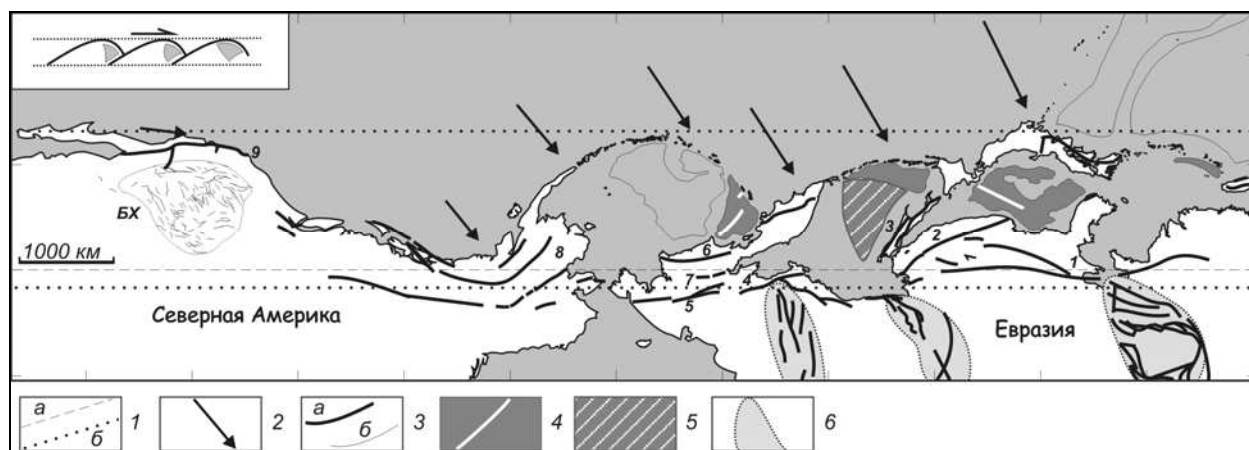
Геологический институт РАН, Москва, Россия

ТИХООКЕАНСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС: ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ, КИНЕМАТИКИ, ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ПОДВИЖНЫМИ ПОЯСАМИ

Тихоокеанский тектонический пояс объединяет приближенные к континентальной окраине Азии активные островные дуги, окраинные моря с задуговыми бассейнами растяжения, а также системы и зоны продольных активных разломов. Тихоокеанский пояс представляет собой единое тектоническое образование, широкую диффузную границу [2], движения в которой подчиняются общему смещению океанических пространств

относительно их континентального обрамления. На земной сфере Тихоокеанский пояс следует дуге большого круга (рисунок).

Движения по разломам островных дуг определяются направлением сближения с ними океанической плиты, а также удаленностью конкретной дуги относительно боковых границ погружающейся плиты. При одном и том же направлении субдукции островные дуги могут испытывать как поперечное сокращение (Японская дуга), так и поперечное растягивание в сторону океана с появлением в их коре систем листрических сбросов (Камчатский сегмент Курило-Камчатской островной дуги). В последнем случае причиной является смещение в сторону от дуги погруженной части Тихоокеанской плиты – процесс, наиболее характерный для краев океанических плит [5]. Во всех областях смыкания островных дуг происходит их коллизионное взаимодействие, существенную долю которого занимает поддвиг одной дуги под другую (коллизия Изу-Бонинской и Курильской дуг с Японской, Алеутской с Камчатской [4]).



Позднекайнозойский Тихоокеанский пояс (по [3] с изменениями и дополнениями).

1 – дуга большого круга, описывающая положение на сфере Американской и Азиатской окраин Тихого океана, проходит через точки 56 °N, 143.8 °E и 15.128 °N, 105.981 °E, плоскость наклонена к реальному экватору под углом примерно в 64.4° (а), и примерные ограничения структур пояса (б); 2 – векторы движения Тихоокеанской плиты относительно Северной Америки и Евразии; 3 – основные правосдвиговые активные разломы пояса (а), сбросы Провинции Бассейнов и Хребтов (б); 4 – задуговые впадины растяжения с новообразованной океанической корой и оси спрединга в них; 5 – участки с утоненной континентальной корой; 6 – примерные контуры внутриконтинентальных подвижных поясов. На врезке сверху слева – принципиальная схема взаимного расположения островодужных поднятий и задуговых бассейнов, стрелка показывает направление тангенциальной компоненты в перемещении Тихоокеанской плиты относительно континентального обрамления. Цифры – правосдвиговые разломы (см. текст), БХ – Провинция Бассейнов и Хребтов.

Все протяженные активные разломы пояса вне островных дуг являются правыми сдвигами или имеют значительную правосдвиговую компоненту движений. В Азии пояс начинается разломом Тан-лу (1 на рисунке). Севернее, по простиранию пояса, это Центральный Сихотэ-Алинский разлом в Приморье (2), затем система разломов Сахалина (3). Отчетливые признаки правосторонней кинематики имеют расположенные севернее Ланково-Омолонская зона (западное побережье залива Шелихова Охотского моря, 4) и ее северо-восточное продолжение в восточном борту Анадырского плоскогорья (5). Правосдвиговые и взбросовые движения происходят по разломам Корякского нагорья (6) и, возможно, Пенжинского хребта (7). На Аляске система правых сдвигов (8) так же широка, как на северо-востоке Азии, на западе Северной Америки резко сужается (система Сан-Андреас, 9), но на отрезке с Провинцией Бассейнов и Хребтов почти достигает ширины азиатской части пояса. Правосдвиговые движения вдоль

перечисленных разломов соответствуют общему параллельному (на западе Северной Америки) или косому (в азиатской и аляскинской частях) смещению Тихоокеанской плиты относительно ее континентального обрамления, следующему из моделей движения плит [1]. Скорость вдоль пояса движения Тихоокеанской плиты относительно и Северо-Американской, и Евразийской плит составляет около 5 см/год, видимо, распределенных на всю ширину пояса. Косвенным свидетельством правостороннего сдвигания в поясе может быть плановая форма островных дуг: несимметричность (нельзя описать сегментом круга), скошенность всегда в сторону действия правосдвиговой тангенциальной компоненты, а также тенденция к расположению бассейнов растяжения в тылу отрезков дуг с меньшим радиусом кривизны.

Соотношение Тихоокеанского пояса с внутриконтинентальными подвижными поясами наиболее отчетливо проявлено на северо-востоке Азии. Внутриконтинентальные пояса не пересекаются с Тихоокеанским, заканчиваясь вблизи или на его континентальной границе. Отсутствие в поясе поперечных структурных разделов не согласуется с представлениями о его делимости на относительно жесткие плиты типа Охотской или Берингской.

Литература

1. DeMets C., Gordon, R.G. Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 101. P. 425–478.
2. Gordon R.G. The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstruction // *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. V. 26. P. 615–642.
3. Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // *Tectonophysics.* 2004. V. 380. P. 273–285.
4. Kozhurin A., Pinagina T. Active faulting in the Kamchatsky Peninsula as evidence for the Kamchatka–Aleutian collision // *Japan-Kamchatka-Alaska subduction processes: mitigating risk through international volcano, earthquake, and tsunami science, JKASP-201: Abstracts.* Petropavlovsk-Kamchatsky: Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 2011. P. 125–128.
5. Schellart W.P., Freeman J., Stegman D.R. Moresi L., May D. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width // *Nature.* 2007. V. 446, № 15. P. 308–311.



Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОПАСНЫХ РАЗЛОМОВ

Одной из главных задач исследования опасных геологических процессов является изучение объекта и количественных критериев этой опасности. При регламентировании геодинамической опасности особо ответственных объектов ключевым элементом является понятие *активный разлом*.

В фундаментальном обзоре А.А. Никонова [5] приводятся различные формулировки, которые были даны понятию *активный разлом* в разных странах и учеными различных специальностей. Как правило, в этих определениях под активностью разломов понимается «повторное оживление» в течение последних 1–2 млн лет или просто активизация за этот же интервал времени. Примечательно, что во всех случаях речь идет только об активизации разлома в определенный период времени и не указана интенсивность движений по разлому.

А.А. Никонов восполнил этот пробел. Он ввел понятие *активный разлом* как «такое дизъюнктивное тектоническое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и/или в недрах, которое несет признаки *направленного* (курсив – Ю.К.) перемещения разделяемых им блоков (крыльев) в течение последних сотен тысяч лет на величину не менее 0.5–1.0 м на базе (поперек нарушения) не более 0.5–1.0 км, т. е. со

среднерасчетной скоростью не менее сотен долей мм/год» [5]. Речь здесь идет об однонаправленном, сдвиговом перемещении смежных объемов среды (блоков) вдоль зон разломов под воздействием меняющегося во времени поля региональных напряжений.

Однако многочисленные эмпирические данные входят в существенное противоречие с представлениями о степени адекватности приложенных воздействий и деформационных реакций среды.

Во второй половине XX века были получены новые данные о современной аномальной геодинамике разломов благодаря исследованиям на геодинамических полигонах различного целевого назначения. В результате анализа большого массива данных были выявлены интенсивные локальные аномалии современных движений земной поверхности, приуроченные к зонам разломов. Эти аномальные движения высокоамплитудны (50–70 мм/год), короткопериодичны (0.1–1.0 года), пространственно локализованы (0.1–1.0 км), обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Среднегодовые скорости относительных деформаций у них крайне высоки ($2-7 \cdot 10^{-5}$ /год), и поэтому их определяют как суперинтенсивные деформации (СД) земной поверхности в зонах разломов [1, 3].

Изучение характера деформирования разломных зон совместно с геодинамической и петрофизической обстановкой исследуемых регионов показало, что наиболее экстремальной формой движений являются аномалии типа γ , обусловленные активизацией трещин отрыва субвертикальной ориентации в разломных зонах и локальными просадками вышележащей весомой толщи пород в обстановке квазистатического, регионального растяжения.

В этой связи под современным активным разломом необходимо понимать такую разломную зону, в которой происходят современные короткопериодические (первые месяцы и годы) пульсационные и/или знакопеременные деформации (СД-процессы) со скоростями не менее 10^{-5} в год [1]. В ряде нормативных документов и научно-технической литературе эти движения земной поверхности получили название современных разрывных тектонических смещений (РТС) [2].

Однако вопросы формулировки количественных критериев опасности этих деформационных процессов, в первую очередь для особо ответственных и экологически вредных объектов, до сих пор остаются недостаточно разработанными.

В работе [4] предлагается использовать в качестве количественных критериев опасности величины скоростей и градиентов современных движений земной поверхности, которые получены по материалам изучения современных движений земной коры геодезическими и геологическими методами. Ниже показано, что этот критерий приводит к существенному искажению оценки уровня геодинамической опасности. Необходима тщательная формализация базовых критериев.

Как известно, непосредственно измеряемой величиной в напряженно-деформируемом состоянии любого объекта являются движения (деформации), а напряжения вычисляются по измеренным смещениям в соответствии с реологическими характеристиками деформируемой среды. В связи с этим в нормативных документах, регламентирующих воздействия динамики геологической среды на объекты, в качестве порогового значения используется величина деформационного порога разрушения $\varepsilon_{\text{п}}$. Это естественно, так как данные о современной геодинамике получают на основе измерений вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности и их производных (наклонов и относительных деформаций). $\varepsilon_{\text{п}}$ – это безразмерная величина, характеризующая относительную деформацию. В этом случае значение $\varepsilon_{\text{п}}$ практически не зависит (в случае однородной деформации) от масштаба измерений. Однако, если речь идет о воздействии на объект современных аномальных геодинамических процессов в разломных зонах, то деформационное поле будет в существенной мере контрастно-неоднородным. В этом случае обязательным элементом сравнения наблюдаемых и

нормативных величин становится четкое определение величины относительных деформаций в зависимости от типа деформирования (изгиб, сдвиг и т.д.).

Так, в случае возникновения СД земной поверхности в зонах разломов имеют место локальные просадки земной поверхности (аномалии типа γ) с квазисимметричным распределением вертикальных смещений. Согласно геометрической теории деформаций, γ -аномалии – это совокупность направленных навстречу друг к другу квазиоднородных наклонов земной поверхности. Традиционно относительную деформацию оценивают делением амплитуды аномального вертикального смещения земной поверхности на ширину аномалии, т.е. определяется горизонтальный градиент вертикальных смещений. Так, например, для γ -аномалии величина относительной деформации будет определяться из выражения: $\varepsilon_\gamma = \Delta h/L$, где Δh – амплитуда выявленного вертикального смещения земной поверхности, L – ширина аномалии. В этом случае нет никакой разницы в численном выражении между однородным наклоном и локальным изгибом земной поверхности. Так, если амплитуда вертикального смещения составляет 50 мм, а ширина аномалии – 1 км, то $\varepsilon_\gamma = 5 \cdot 10^{-5}$. Однако эти оценки являются существенно приближенными.

В работе [1] показано, что деформации изгиба описываются формулой:

$$\Theta_\gamma = 0.5(\Delta h_1/l_1 - \Delta h_2/l_2), \quad (1)$$

где принято, что изгиб полностью описывается двумя секциями нивелирования с длинами l_1 и l_2 и превышениями Δh_1 и Δh_2 , соответственно. Так как при симметричной кривой $l_1 = l_2$, а $\Delta h_1 = -\Delta h_2$ (с учетом противоположных знаков превышений), $\Theta_\gamma = (\Delta h_1 - \Delta h_2)/L$, и получается окончательно: $\Theta_\gamma = 2\Delta h_{1,2}/L$. Сравнение методики расчета относительных деформаций методом градиента вертикальных смещений с предложенной показывает, что традиционный метод расчета как минимум в два раза занижает величину относительной деформации.

Согласно нормативным документам (СП 11-104-97 и др.) предельно допустимые (за весь срок службы сооружений) в основании объектов строительства деформации не должны превышать: относительное горизонтальное сжатие или растяжение – 10^{-3} , наклон – $3 \cdot 10^{-3}$, относительная неравномерность осадок земной поверхности – $6 \cdot 10^{-3}$, крен основания – $5 \cdot 10^{-3}$.

В этой связи очевидно, что если среднегодовые скорости относительных деформаций достигают величин порядка $5 \cdot 10^{-5}$ – $5 \cdot 10^{-4}$ в год, то зоны разломов, в пределах которых они выявлены, представляют собой зоны повышенной геодинамической опасности, поскольку за период эксплуатации объекта (обычно 50–100 лет) уровень накопленной относительной деформации может достигнуть (или даже превзойти) нормативные значения.

Отсюда следует, что необходимо различать понятия «активный разлом» и «опасный разлом». Активный разлом характеризуется наличием аномальных, по сравнению с регулярными (фоновыми), движений. Эти аномальные движения могут и не являться опасными. Современный активный разлом, как следует из вышеизложенного, является зоной накопления именно *опасных* деформаций. В этом смысле *современный активный разлом* определяется как *опасный разлом* [2].

В настоящее время существует серьезная проблема выявления зон современных активных (опасных) разломов, так как движения в их пределах носят короткопериодический, знакопеременный и/или пульсирующий характер и не сводятся только к сдвиговым перемещениям бортов. В большинстве же работ по разломной тектонике кинематика движений по разломам представлена сдвиговыми (в физическом смысле) перемещениями.

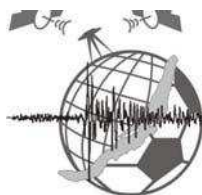
Это объясняется тем, что основные методы, которыми идентифицируют разломы (дистанционные, полевая съемка, бурение, разведочная геофизика), намного легче и естественнее выявляют сдвиговые перемещения смежных объемов среды (блоков) вдоль границ разрывных нарушений. Особенно ярко отмеченные несоответствия проявляются в попытках интерпретации СД явлений в рамках традиционного «блоково-сдвигового»

подхода. В работе [4] при интерпретации γ -аномалий утверждается, что «...они отражают проседание тектонических клиньев в разрывных зонах или грабенов в шовных зонах». К сожалению, С.А. Несмеянов не учел целый ряд эмпирических доказательств в пользу «разломной» природы СД процессов, приведенных в процитированных им работах автора данной публикации.

Однако еще в 1954 г. М.В. Гзовским была предложена физико-генетическая классификация разрывных нарушений, которая базировалась на двух основных механизмах разрушения твердых тел: отрыве и скалывании. В этой классификации выделен класс разломов – раздвиги, которые образуются трещинами отрыва, возникающими при активизации растягивающих усилий, поэтому прямыми индикаторами опасных разломов будут γ -аномалии, выявляемые повторными геодезическими измерениями и обусловленные активизацией субвертикальных трещин отрыва (локальными раздвигами) в разломных зонах.

Литература

1. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Агентство экономических новостей, 1999. 220 с.
2. Кузьмин Ю.О. Опасные разломы и прогнозирование чрезвычайных ситуаций // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. М.: «МТПЕ-инвест», 2005. С. 153–164.
3. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–112.
4. Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир, 2004. 216 с.
5. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. 1995. № 4. С. 16–27.



Е.А. Кузьмина

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

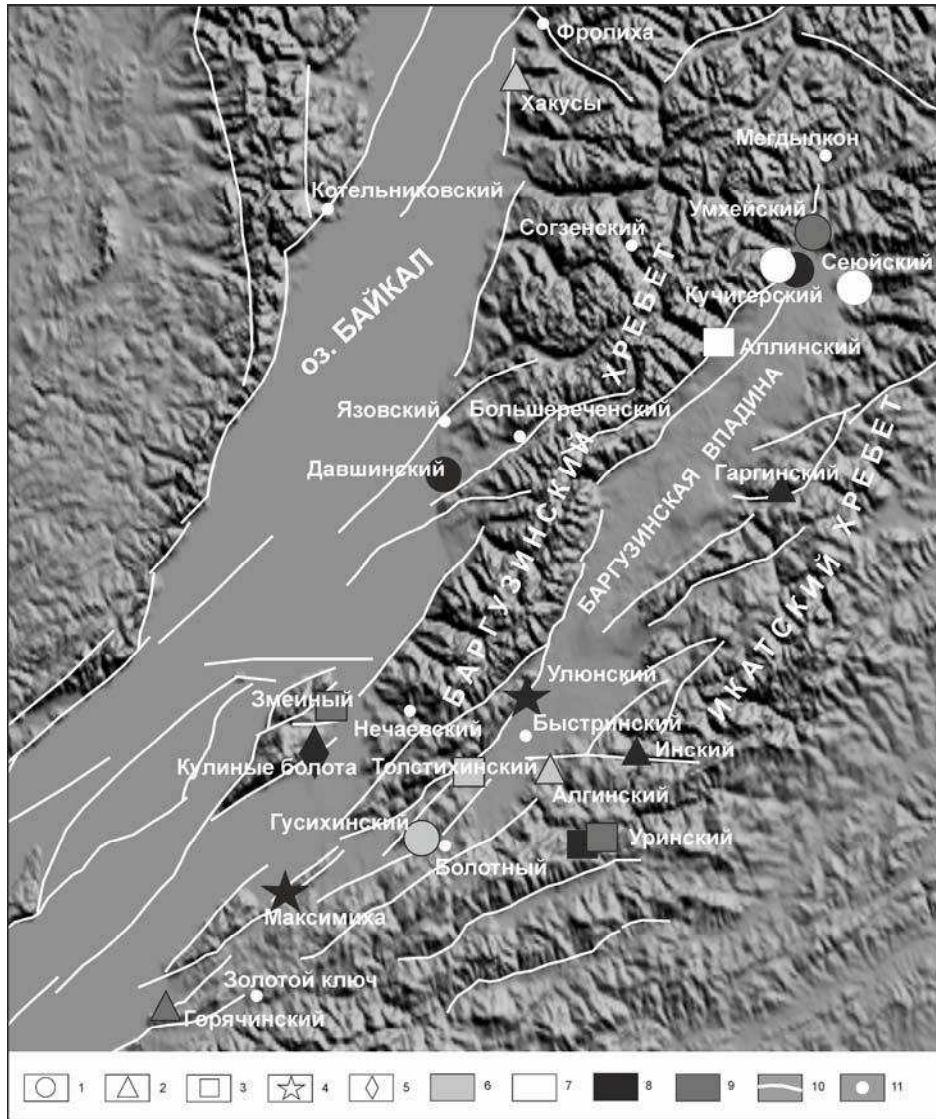
ГИДРОТЕРМЫ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Объектом исследования настоящей работы являются термальные водопроявления, разгружающиеся в пределах Баргузинской впадины и ее бортов, а также в пределах прилегающих к впадине структур; цель – установление источника, контролирующего формирование и выходы современных гидротерм.

Баргузинская впадина, расположенная в Северном Прибайкалье восточнее оз. Байкал и протягивающаяся на 140 км при ширине 30–35 км, является односторонним грабеном с крутым северо-западным бортом, образованным серией сбросов, отделяющих впадину от Баргузинского хребта. Пологий юго-восточный борт впадины постепенно переходит в Икатский хребет [6]. На юге впадина ограничивается перемычкой – Гусихинским низкогорным массивом – и продолжается Усть-Баргузинской впадиной, которая открывается далее в Южно-Байкальскую впадину. Еще несколько небольших впадин, таких как Максимихинская и Усть-Туркинская, и поднятий осложняют восточный борт северной части Южно-Байкальской впадины. Их относят к разряду эмбриональных [11]. Характерно, что здесь отмечается спорадически возникающая современная сейсмическая активность.

Земная кора рассматриваемой территории нарушена разломами длительного времени развития – от нижнего протерозоя до кайнозоя [2]. Выделяются три главные системы разломов – север-северо-восточного, северо-восточного и северо-западного простирания. Наиболее ярким представителем первой системы является Баргузинский

разлом, которому отводится главная роль в становлении основных морфоструктур региона [9]. Разлом имеет длину 200 км, состоит из четырех кулисообразных отдельных разрывов [10] и достигает поверхности Мохо, по данным ГСЗ [7], с амплитудой вертикального смещения в кайнозое около 500–800 м [10]. Разломы второй системы осложняют борта впадины, образуя достаточно протяженные системы. Разломы северо-западного простирания наименее протяженные и встречаются значительно реже.



Современные гидротермы и морфоструктуры центральной части Байкальской рифтовой системы.

1–5 – типы термальных вод по И.С. Ломоносову [4]: 1 – кульдурский, 2 – горячинский, 3 – алпинский, 4 – шумакский, 5 – питателевский; 6–9 – группы термальных вод, выделенные по результатам Q-анализа микрокомпонентного состава: 6 – первая, 7 – вторая, 8 – третья, 9 – четвертая; 10 – активные разломы (по [5] с упрощениями); 11 – гидротермальные выходы, не вошедшие в анализ.

Наряду с прекрасной морфологической выраженностью разломов, многочисленными сейсмодислокациями и высокой сейсмичностью, ярким показателем современной тектонической активности территории является широкое распространение выходов современных гидротерм. В районе исследования присутствуют азотные гидротермы, характеризующиеся температурой до 84 °С. Согласно систематике с использованием кластер-анализа микрокомпонентного состава [3], выделены четыре

группы терм, которые не совпадают с типами подземных вод по классификации И.С. Ломоносова [4], разработанной на основе газового и макрокомпонентного состава. Пространственное распределение источников этих четырех различных групп и активные разломы территории [5] отражены на рисунке. Видно, что гидротермы близкого состава не образуют линейных цепочек, которые означали бы контроль термальных выходов зонами разломов. Несмотря на несомненную связь гидротермальных проявлений с разломами как проводящими структурами, распределение первых ближе к ареальному. На юге и севере Баргузинской впадины четко обособляются две группы источников, выделенных Q-кластером – I и II группы. III и IV группы характеризуются неоднозначным пространственным распространением, где нельзя выделить какую-то определенную их совокупность [3]. При этом различные по составу гидротермы наблюдаются в пределах распространения пород одного возраста и состава.

Некоторые исследователи [8] видят причину неоднозначности распределения выделенных групп источников в пространстве во влиянии широких областей распространения трещиноватости зон разломов, таких как Баргузинский разлом, полагая, что она способствует растеканию метеогенных вод на большие расстояния с последующим прогревом. Другие [1] полагают, что главную роль в формировании и локализации выходов современных гидротерм играет перераспределение глубинного тепла в процессе перетока подземных вод от зон их питания на хребтах к районам разгрузки во впадинах.

На наш взгляд, причина ареального распространения гидротерм с почти схожим химическим составом, возможно, кроется в наличии в регионе нескольких достаточно обширных глубинных мантийных источников тепла и флюидов, дериваты которых на поверхности формируют небольшие скопления из 2–3 выходов терм.

Литература

1. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне: Автореф. дис... докт. геол.-мин.н. Иркутск, 2002. 29 с.
2. Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В., Рязанов Г.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 121 с.
3. Кузьмина Е.А., Диденков Ю.Н. Результаты анализа состава современных гидротерм центральной части Байкальской рифтовой системы // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2011. Т. 39, № 2. С. 159–170.
4. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.
5. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // ДАН. 2010. Т. 433, № 5. С. 662–667.
6. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ие, 1988. 200 с.
7. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 105 с.
8. Плюснин А.М., Чернявский М.К. Микроэлементный и изотопный состав терм Баргузинской впадины // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии: Труды Международной конференции, посвященной 75-летию юбилею гидрогеохимии. Томск: Изд-во НТЛ, 2004. С. 58–63.
9. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Под ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.
10. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
11. Ясько В.Г. Подземные воды межгорных впадин Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 169 с.

П.С. Лапин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА АЛТАЙСКОГО КРАЯ

В последние десятилетия накоплен значительный объем макросейсмических данных о сильных землетрясениях и установлены существенные вариации скорости затухания балльности в различных тектонических провинциях. Выясняются пространственно-временные вариации макросейсмических эффектов сильных коровых землетрясений, которые могут свидетельствовать о миграции ювенильных флюидов [1]. Поток сейсмической энергии, выделяясь из очага землетрясения, постепенно поглощается окружающей средой. Этот процесс может происходить различными путями.

В настоящей работе рассматривается соответствие между выраженностью современных геодинамических процессов, выявленных на основе анализа морфогенетических особенностей современного рельефообразования [2], и результатами общего сейсмического районирования [3].

Результаты исследования интенсивности и рисков землетрясений в пределах Алтайского края подробно анализировались Б.Н. Лузгиным и др. [3]. Их удивили большие значения изосейст (изменения от 8 до 10), которые соизмеримы с данными по Западной Монголии. Они считают, что помимо тектонических причин землетрясений существуют и другие, связанные с изменением гравитационных масс, производством взрывных работ, в том числе и ядерных взрывов, возможностью выявления ударных (импактных) землетрясений. Они предлагают сейсмическое районирование территории Алтайского края осуществлять не только на схемах потенциальной зональности, но и на достоверном структурном сейсмогеолого-геоморфологическом выделении мобильных пограничных и относительно стабильных собственно платформенных структур.

В пределах Алтайского края установлена неоднородность в проявлении современных рельефообразующих процессов [2] и выявлены соответствия между современными геодинамическими процессами и результатами газогеохимической съемки по снегу, которые приурочены к трещинам в плите. Таким образом, в исследуемых показателях зафиксировано проявление глубинных процессов, что позволило высказать предположение о существовании в чехле литодинамических потоков.

С литодинамическими потоками в чехле связаны области, где происходят интенсивные перемещения вещества и энергии, которые и фиксируются в современных рельефообразующих процессах. На земной поверхности литодинамические потоки приурочены к районам устойчивого равновесия – реликтам, в пределах которых наблюдается соответствие рельефообразующих процессов в ведущих морфогенетических рядах на двух иерархических уровнях: область – район. В системе происходит достаточно быстрое перераспределение внутренней энергии. На уровне области любое внешнее воздействие фиксируется в ведущем морфогенетическом ряду. Полное соответствие с ведущим морфогенетическим рядом на уровне района приводит к быстрому обмену энергией, которая моментально преобразуется рельефообразующими процессами. Таким образом, можно предположить, что литодинамические потоки, совпадающие с областями устойчивого развития, могут являться областями, в которых происходит перемещение вещества и энергии как внутренних, так и внешних сил.

Для выделения реликтовых областей в проявлении современных рельефообразующих процессов мы воспользовались ранее построенной нами схемой морфогенетического районирования Алтайского края [2]. Выделены две реликтовые области (рисунок). Они имеют различный генезис. Область северо-восточного направления характеризуется преобладанием склоновых процессов. Область северо-западного направления характеризуется преобладанием флювиальных процессов. Для

поддержания функционирования рельефообразующих процессов в реликтовых областях, где отмечается соответствие ведущих морфогенетических рядов при переходе область – район, затрачивается незначительная часть энергии литодинамического потока. Большая ее часть поступает в соседние районы и расходуется на активизацию процессов рельефообразования, способных преобразовать ведущий морфогенетический ряд данного района к ведущему морфогенетическому ряду области. С этим связана основная тенденция в развитии всей исследуемой территории. Наибольший интерес вызывают районы с морфогенетическими рядами, близкими к ведущему ряду на уровне области. В их пределах достаточно осуществить незначительное внешнее воздействие, которое приведет к изменению морфогенетического ряда и увеличению реликтовой области. Внешнее воздействие может осуществляться с использованием различной энергии, в том числе и сейсмической.

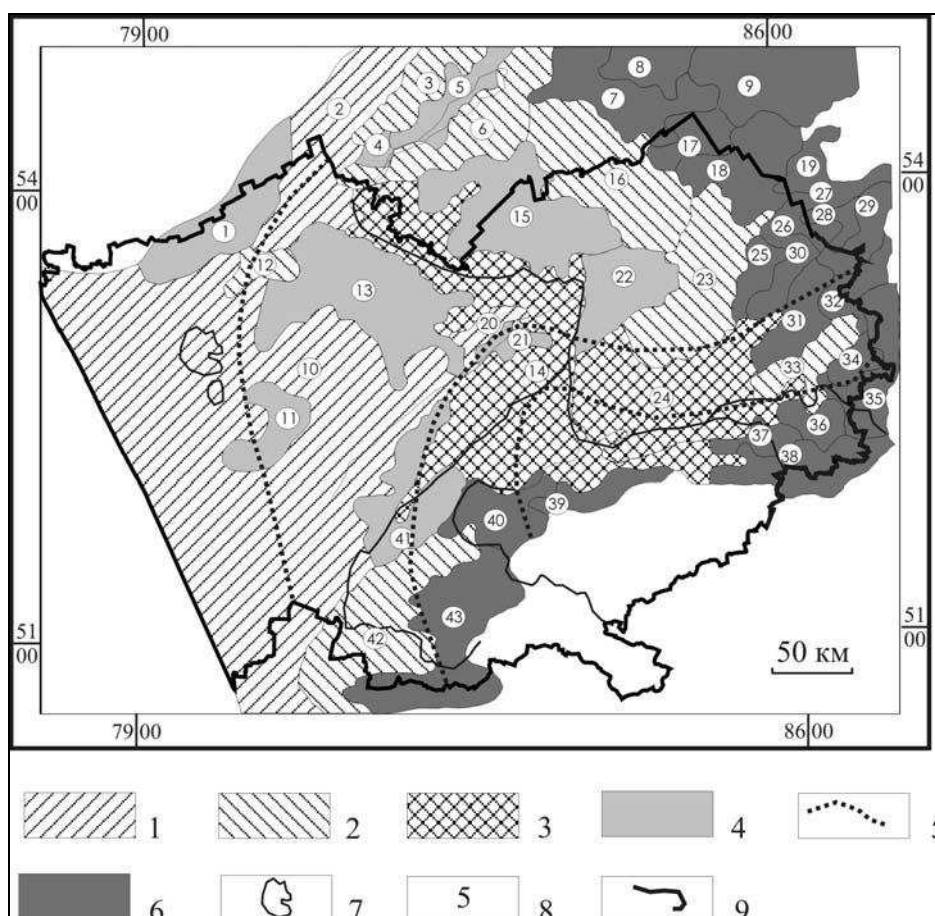


Схема развития земной поверхности в пределах Алтайского края.

Реликтовые области с преобладанием: 1 – склоновых процессов, 2 – флювиальных процессов; области с морфогенетическими рядами: 3 – близкими к реликтовым, 4 – существенно отличными от реликтовых; 5 – схема сводных изосейст Алтайского края [3]; 6 – горная часть Алтайского края; 7 – границы Алтайского края; 8 – гидросеть; 9 – номера районов.

В пределах Алтайского края выделены не только две реликтовые области, но и область, незначительно отличная от них, в которой преобладают флювиальные процессы (рисунок). Выделенная область пространственно расположена между двумя реликтовыми областями, что позволяет предположить существенное влияние литодинамических потоков на ее развитие. Возникающие в ее пределах напряжения снимаются двумя зонами сейсмичности – Фасовоалтайской и Каменской. На рисунке показано распределение сводных значений изосейст [3]. Их пространственное распространение хорошо соотносится с выделенной нами областью, которая представлена морфогенетическим

рядом, незначительно отличающимся от ведущего. Полученные соответствия позволяют предположить, что выделена активная область, которая, контролируя сейсмические зоны Алтайского края, вместе с тем развивается под действием их сейсмической энергии.

Таким образом, в пределах Алтайского края по результатам морфогенетического анализа на основе изучения современных (сегодняшних) рельефообразующих процессов выделена активная область. В пределах области с целью достижения реликтового состояния происходит снятие возникающих сейсмических напряжений и их дальнейшее преобразование современными рельефообразующими процессами.

Литература

1. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации макросейсмических эффектов сильных коровых землетрясений в районах Тянь-Шаня и Памира: свидетельства миграции ювенильных флюидов // Вестник НЯЦ РК. 2006. Вып. 4. С. 94–102.
2. Лапин П.С. Современный морфогенез земной поверхности Предалтайской равнины // География и природные ресурсы. 2009. № 3. С. 87–94.
3. Лузнгин Б.Н., Барышников Г.Я., Осьмушкин В.С. Интенсивность и риск землетрясений в Алтайском крае // Известия АГУ. 2003. № 3. С. 55–62.



В.Е. Матюков, Е.А. Баталева
Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В работе представлены результаты магнитотеллурических (МТ) и магнитовариационных (МВ) наблюдений в районе межгорной Алайской впадины Киргизского Тянь-Шаня, которые были начаты в 2002 г. и получили дальнейшее развитие в связи с выполнением международного геофизического профиля «TIPAGE», проходящего через западную окраину Алайской впадины.

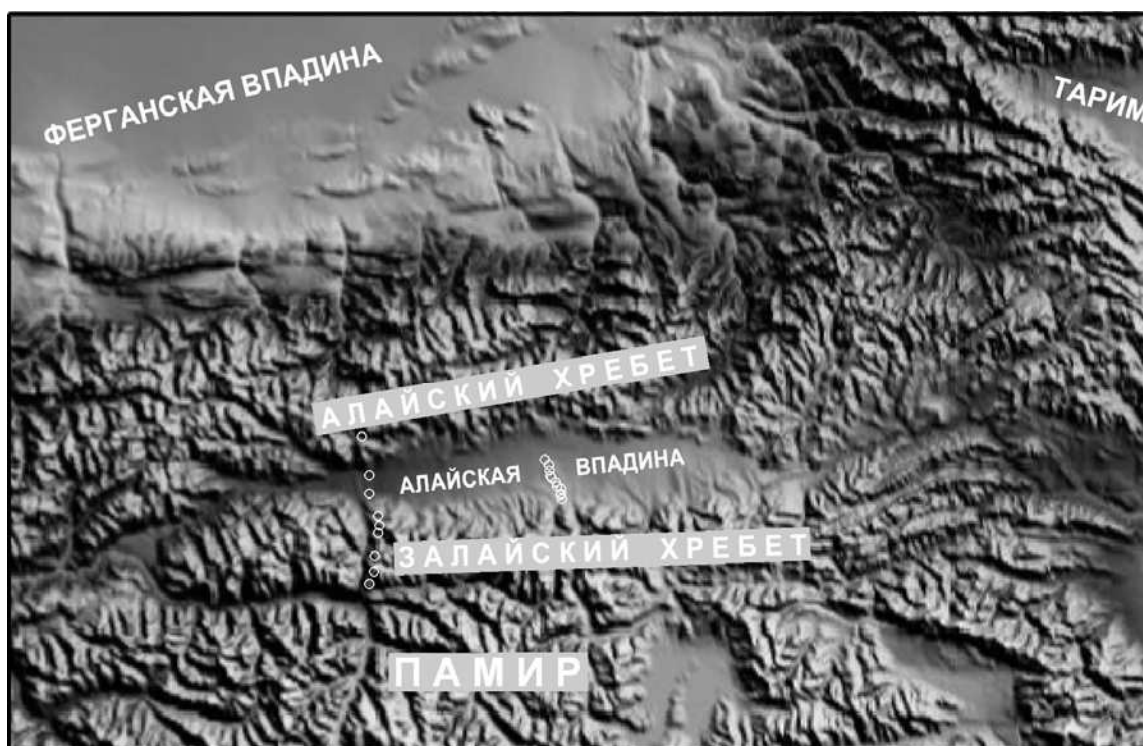
Алайская впадина представляет собой широтную миндалевидную депрессию, расположенную в юго-западной части Киргизского Тянь-Шаня и являющуюся частью ранее существовавшей мезо-раннекайнозойской Афгано-Кашгарской впадины, которая соединяла Таджикскую депрессию на западе и части Таримского бассейна на востоке (рисунок) [1]. Главными чертами новейшей структуры района Алайской впадины являются разломные границы впадины с обрамляющими их с севера и юга горными сооружениями. Алайская долина является асимметричной межгорной впадиной, развитие и последовательное закрытие которой вызвано двухстадийной тектонической историей, начавшейся в позднем олигоцене и продолжающейся по настоящее время [2].

Обобщая геолого-геофизические данные о разрезе осадочного чехла Алайской впадины на предмет оценки возможной его суммарной электропроводности (S), необходимо отметить, что значение S порядка 400 См, указанное на карте суммарной продольной проводимости осадочного чехла межгорных впадин Киргизского Тянь-Шаня [3], вполне вероятно для обводненного осадочного чехла межгорной впадины такой геометрии. К югу от Алайской впадины находится передовой край выгнутой к северу дуги Северного Памира (рисунок). Памир сформирован мозаикой палеозойских и мезозойских блоков, которые были последовательно присоединены к южной части Евразии. Отклонение структурных поясов, палеомагнитные вращения, реконструкции и смещенные фации в близлежащих бассейнах предполагают, что Памир был изогнут и перемещен в северном направлении приблизительно на 300 км в область Южного Тянь-Шаня [1]. В зоне Индо-Евразийской коллизии по геологическим данным зафиксированы значительные перемещения блоков земной коры и крупных «чешуй», что указывает на возможную

тектоническую расслоенность земной коры, т.е. присутствие в разрезе электропроводящего корового слоя, а также более мелких проводящих объектов, соответствующих разломным зонам [2].

Наблюдения методами МТЗ и МВЗ выполнялись по профилю, пересекающему западную часть Алайской впадины. Профиль начинается на границе Кыргызстана и Таджикистана (в приосевой части Заалайского хребта), проходит через поселок Дараут-Курган и заканчивается на южном склоне Алайского хребта, на нем выполнено девять зондирований с шагом 5–10 км (рисунок). Исследования выполнялись с помощью измерительного комплекса МТ-ПИК, разработанного и изготовленного сотрудниками ИС РАН [4]. Комплекс МТ-ПИК предназначен для цифровой регистрации и обработки пяти компонент электромагнитного поля Земли. Результатом полевой регистрации и обработки является получение компонент тензора импеданса и магнитовариационной матрицы в пункте наблюдения. В настоящий момент все работы методом МТЗ в Научной станции РАН выполняются станциями Phoenix MTU-5D.

Так как мы априори знаем, что в исследуемом районе имеются геоэлектрические структуры, соответствующие крупным разломам, блокам земной коры с контрастными значениями электрических свойств, нам необходимо оценить вклад каждой из них в формирование МТ-поля, наблюдаемого на поверхности. При проведении качественной интерпретации для всех пунктов МТЗ были построены импедансные полярные диаграммы Z_{xy} , Z_{xx} , $ArgZ_{xy}$ (как метод анализа электромагнитных свойств среды) в рабочем интервале периодов от 0.06 до 1600 с. Почти все импедансные полярные диаграммы Z_{xy} имеют форму эллипса или приближаются по форме к «восьмеркам». Примечательно, что на самом коротком периоде $T=0.06$ с практически нет круговых диаграмм, то есть начиная с самых верхних горизонтов наблюдается анизотропия их электрических характеристик.



Схематическая карта зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня.
Окружностями показаны пункты наблюдений профилей МТЗ-МВЗ, выполненных в Алайской впадине.

Очень характерное распределение полярных диаграмм Z_{xy} в Алайской впадине наблюдается для периода $T=100$ с: для пунктов, расположенных в центральной части

Алайской впадины, они ориентированы вдоль оси впадины, а в пунктах, расположенных на бортах впадины, – поперек оси впадины. Также поперек оси впадины ориентированы все импедансные полярные диаграммы пунктов, расположенных на южном борту Алайской впадины в Заалайском хребте. Обращает на себя внимание «унаследованность» азимутов больших осей диаграмм с возрастанием периода, то есть для большой доли пунктов наблюдения оси диаграмм с возрастанием периода свой азимут существенно не меняют. Степень вытянутости полярных диаграмм Z_{xy} с увеличением периода для большинства пунктов возрастает. Таким образом, преимущественная ССЗ-ЮЮВ ориентация сильно вытянутых полярных диаграмм Z_{xy} по всей территории для периодов от $T=0.06$ с до $T=1600$ с свидетельствует о наличии регионального фактора, стабилизирующего характеристики формируемого МТ-поля. Этим фактором может быть наличие в глубинном разрезе земной коры исследуемого района проводящих объектов большой протяженности и простираения, близкого к ССЗ-ЮЮВ.

Анализ матрицы Визе-Паркинсона, связывающей вертикальную составляющую магнитного поля с его горизонтальными составляющими, предоставляет надежную информацию о глубинных проводящих структурах, так как с увеличением периода теллурические токи индуцируются в более глубоких слоях Земли и их магнитное поле освобождается от влияния приповерхностных неоднородностей за счет уменьшения их вклада в суммарное магнитное поле. Матрица Визе-Паркинсона изображается в виде вещественной и мнимой индукционной стрелок ReW и ImW . Выдержанность по ориентации наблюдаемых индукционных векторов ReW на данной территории для низких частот ($T=625-1600$ с) является дополнительным свидетельством региональной двухмерности коровой проводимости с осью однородности, направленной на ССЗ-ЮЮВ. Это явление наблюдалось ранее для Северо-Восточного Тянь-Шаня и Алтая.

При расчетах моделей мы намеренно не использовали несколько компонент поля для построения одной модели одновременно, а наоборот, для каждой компоненты рассчитывалась своя модель. Затем модели сопоставлялись друг с другом путем наложения одной на другую и определения области пересечения выделяемых проводящих структур. Для моделей по поперечному профилю через Алайскую впадину эта процедура сводится к построению модели Алай-4, в которой шум уменьшен, а общие для всех моделей структуры усилены.

Основным элементом в рассчитанной геоэлектрической модели является коровый проводник, кровля которого в северной части расположена на глубине около 30 км, а в южной – 20 км. Проводимость его увеличивается с севера на юг, что обуславливает выдержанность по направлению индукционных векторов ReW на низких частотах ($T=625-1600$ с). По северному и южному бортам Алайской впадины в осадочном чехле выделяются субвертикальные проводящие зоны с сопротивлением 100 и 10 Ом·м, которые определяют величину и северную ориентацию индукционных векторов ReW на высоких частотах ($T=6.3-225$ с).

Полученная геоэлектрическая модель зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня дополняет имеющиеся геолого-тектонические представления о строении этой зоны. Наблюдается приуроченность крупных разломных зон, таких как Северо-Памирский глубинный разлом, и северного надвига к выходам наклонных и субвертикальных электропроводящих структур в геоэлектрической модели. Необходимо отметить, что Северо-Памирскому глубинному разлому соответствует не самая интенсивная аномалия электропроводности, которая локализуется в осевой части Заалайского хребта. Пространственное совпадение электропроводящих объектов и крупных разломов на линии профиля указывает на то, что эти разломные зоны в геоэлектрических образах представляют собой субвертикальные и наклонные проводящие структуры.

Представленные исследования осуществляются в рамках функционирования Научно-образовательного центра, организованного Научной станцией РАН и Киргизско-Российским Славянским университетом, при финансовой поддержке Министерства

образования и науки РФ федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (государственный контракт № 02.740.11.0730) и частично при поддержке РФФИ, грант 10-05-00572-а.

Литература

1. Burtman V.S. Structural geology of Variscan Tien Shan, USSR // Am. Journal Sci. 1975. 275. P. 157–186.
 2. Burtman V.S. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir-Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Paleogene // Tectonophysics. 2000. 319. P. 69–92.
 3. Мельникова Т.А. Карта суммарной продольной проводимости мезо-кайнозойских отложений межгорных впадин Киргизии // Строение литосферы Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1991. С. 100–111.
 4. Ильичев П.В., Брагин В.Д., Бузлов А.Г., Дементьев Г.Н., Рыбин А.К. Полевой измерительный комплекс, используемый в электромагнитных исследованиях Киргизского Тянь-Шаня // Book of Abstracts International Conference on Problems of Geocosmos. St. Petersburg, Russia, 2000. P. 10.
-

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

**НОВЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ЖЕСТКОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СРЕД
ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
ПРИ АНАЛИЗЕ СЕЙСМИЧНОСТИ**

Информация о реологических свойствах тектоносферы имеет важное значение при оценках ее потенциальной сейсмичности и долгосрочных прогнозах сейсмической опасности. Жесткие среды способны накапливать упругие напряжения и разряжать их в форме землетрясений, а вязкие – решать проблему пространства при резких смещениях жестких блоков, слоев и пластин, сопровождающих сейсмические события. Пространственные взаимоотношения сред разной жесткости (или вязкости) определяют положение сейсмических зон, поясов и эпицентров сильных землетрясений [3].

Разработанный метод [2] позволяет конструировать 3D-модели, описывающие сравнительное реологическое состояние тектонических и магматических сред. Носителем информации о реологических свойствах тектоносферы является μ_z -параметр:

$$\mu_z = Z_0 \cdot V_{zm} / 4 \pi K \cdot (Z_0 - H_c)^2,$$

где Z_0 – глубина залегания центра масс плотностной неоднородности; V_{zm} – амплитуда соответствующей ей гравитационной аномалии; K – гравитационная постоянная; H_c – глубина поверхности конденсации аномальных масс на поверхность эквивалентной сферы по Пуанкаре.

Максимумы μ_z -параметра уверенно диагностируются жесткие вулканогенно-кремнистые пластины океанической коры в терригенной матрице аккреционных комплексов, кристаллические гранитно-метаморфический и мафический (океанический) слои земной коры и литосферная мантия. Минимумы μ_z -параметра в верхнем слое коры совпадают с турбидитовыми толщами, а в подкоровом слое верхней мантии и астеносфере – с очагами частичного или полного плавления под рифтовыми системами и вулканическими поясами [2, 3]. Жесткие блоки и пластины в земной коре и верхней мантии обладают повышенной и высокой сейсмичностью, и поэтому 3D-моделирование этих структур может быть использовано при долгосрочных (30–40 лет) сейсмических прогнозах, необходимых при выборе мест для строительства крупных промышленных сооружений (космодромов, гидро- и атомных электростанций, крупных тоннелей и др.). Важным в этом вопросе является объемный анализ структурных форм и взаимного положения жестких и вязких сред, открывающий возможность исследования тектонических причин землетрясений и оценки потенциальной сейсмической опасности

не только по степени концентрации эпицентров землетрясений, но и по 3D-распределениям магнитуд в сравнении с 3D-параметрами жестких блоков или пластин, ограниченных (чаще подстилаемых) вязкими средами.

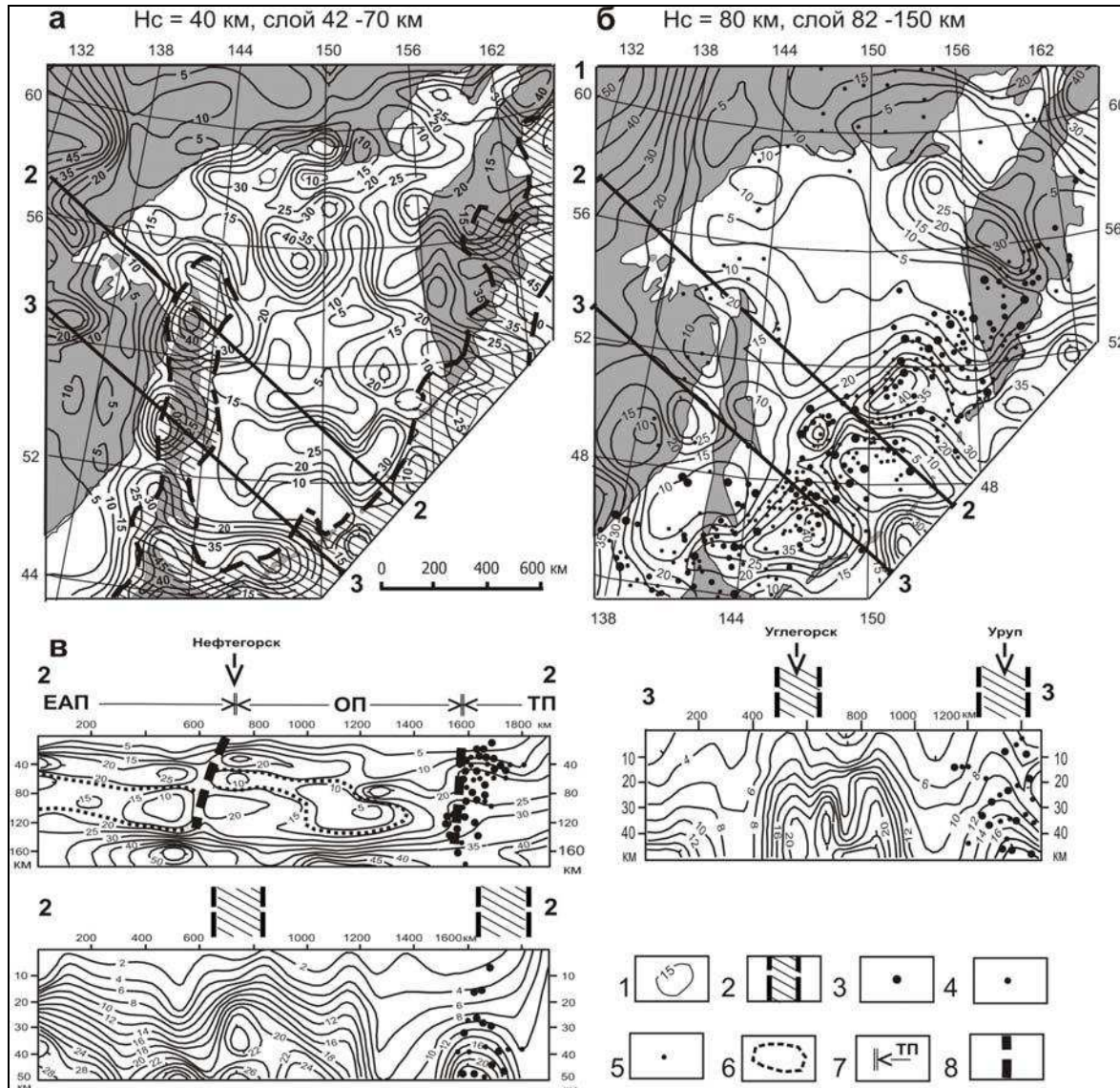


Рис. 1. Карты-срезы (а, б) и разрезы (в) объемной модели μ_z -параметра в тектоносфере Охотоморского региона. 1 – изолинии μ_z -параметра (1 ед = 10^{-2} кг / м² / км); 2 – пояса коровой сейсмичности; 3 – 5 – эпицентры землетрясений с магнитудами: 3 – более 6.5, 4 – 3.5–6.5, 5 – менее 3.5; 6 – контуры астеносферных линз в разрезах; 7 – границы литосферных плит; 8 – глубинные разломы. H_c – глубина среза объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$. Литосферные плиты: ЕАП – Евразийская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская.

Опыт таких исследований в Дальневосточном регионе России обнаружил как минимум три причины возникновения землетрясений. Первая из них, наиболее распространенная (связь сейсмичности с разломами), находит выражение в резких смещениях и изменениях морфологии изолиний μ_z -параметра в плане и разрезах [3]. Второй причиной является связь сейсмических зон и поясов с сокращениями мощности земной коры и литосферы, что приводит к повышению хрупкости этих слоев. Однако диагностика поднятий вязких сред – подкорового слоя и астеносферы – осуществляется преимущественно с помощью сейсмических, геоэлектрических (МТЗ) и тепловых моделей, реализация которых требует значительных затрат на полевые измерения,

поэтому вторая причина сейсмичности чаще всего анализируется в 2D-постановке на пересечениях сейсмических поясов. Третьей, малоисследованной, причиной землетрясений является связь сейсмичности со структурами центрального типа плюмовой природы, обнаруживаемая в концентрических распределениях μ_z -параметра и магнитуд землетрясений.

3D-моделирование распределений μ_z -параметра в земной коре и верхней мантии позволяет обнаруживать и анализировать все три причины повышенной сейсмичности в непрерывном 3D-геологическом пространстве. В Охотоморском регионе (рис. 1) в линейные аномалии повышенных значений μ_z -параметра четко вписываются Сахалинская зона, северный и южный фланги Курило-Камчатской сейсмической зоны. Внутри Сахалинской зоны концентрируются три изометричных максимума μ_z -параметра, в пределах каждого из которых (с севера на юг) в последние 20 лет происходили сильные землетрясения: Нефтегорское, Углегорское и Невельское. В разрезах μ_z -модели (рис. 1, в) зоны высокой сейсмичности совпадают с локальными коровыми максимумами μ_z -параметра.

Нефтегорское землетрясение – пример проявления всех трех причин сейсмических событий, диагностируемых с помощью μ_z -моделирования. Эпицентр этого землетрясения приурочен к глубинному разлому (рис. 1, б) на границе Охотоморской и Амурской литосферных плит 2-го порядка (1-я причина). Земная кора в эпицентре землетрясения резко утонена и подстилается выступом астеносферы (2-я причина). По распределениям центров плотностных неоднородностей, изометричному максимуму μ_z -параметра (рис. 1, а) и концентрически-зональным магнитным аномалиям в эпицентре землетрясения предполагается существование магматического очага центрального типа (3-я причина). По полученным данным, аналогичными тектонической и геодинамической обстановками характеризуется район Углегорского землетрясения.

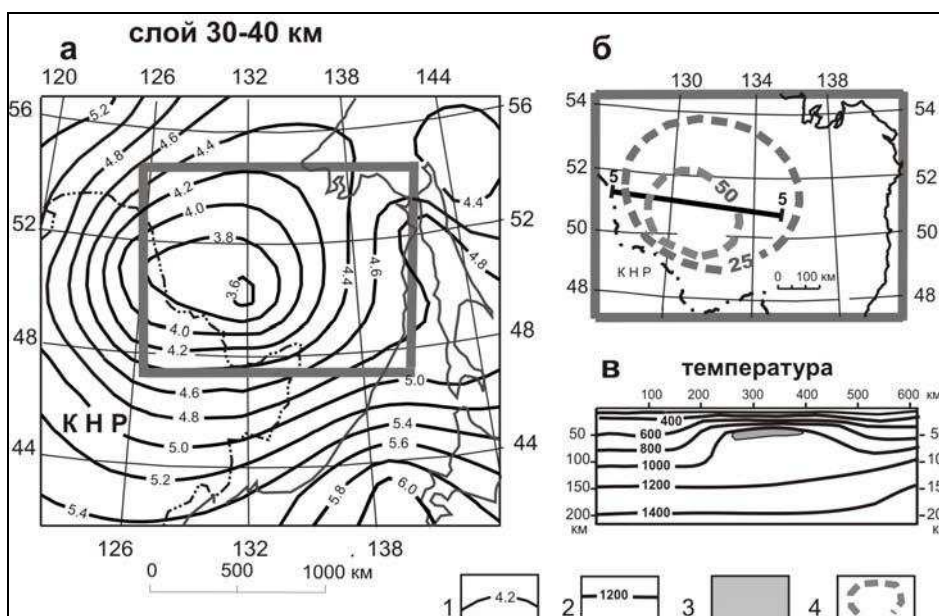


Рис. 2. Распределение магнитуд в слое 30 – 40 км (а); контуры Мая-Селемджинского плюма в горизонтальных сечениях, км (б) и температурный разрез (в).

1 – изолинии магнитуд [1]; 2 – изолинии температуры [5]; 3 – зоны частичного плавления [5]; 4 – контуры плюма в горизонтальных сечениях, км [4].

В юго-восточной части Охотоморского региона (рис. 1, б) подковообразный максимум μ_z -параметра в срезе $H_c=80$ км маркирует глубинный контакт (зону субдукции) Тихоокеанской и Охотоморской плит, сопровождаемый повышенной концентрацией глубокофокусных землетрясений.

На территории Северо-Восточной Азии, в сейсмическом поясе Черского, эпицентры всех сильных землетрясений последнего 100-летия (Булунокское, Адычанское, Артыкское), а также частых сейсмических толчков с магнитудой более 4.5 в Магаданской области приурочены к нижнекоровым максимумам μ_z -параметра. Так же, как в Охотоморском регионе, астеносфера в поясе Черского приближается к поверхности Земли до глубины 50–60 км [3].

В Байкало-Охотском сейсмическом поясе с помощью μ_z -моделей выявлены тектоно-магматические структуры центрального типа, объясняющие концентрическое распределение эпицентров землетрясений в Олекмо-Становой сейсмической зоне [3] и зоне влияния Мая-Селемджинского плюма (рис. 2). В первом случае концентрическое распределение эпицентров коровых землетрясений соответствует концентрическому распределению μ_z -максимумов [3], под которыми в верхней мантии, ниже глубины 70 км, располагается астеносферная линза. В Среднем Приамурье астеносферное поднятие, приближающееся к поверхности земли до глубины 45–50 км (рис. 2, в), отражается изометричным минимумом магнитуд землетрясений в слое 30–40 км (рис. 2, а), пространственные параметры которого совпадают с контурами Мая-Селемджинского плюма (рис. 2, б).

Литература

1. Губанова М.А., Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с глубинным геологическим строением Приамурья и Маньчжурии // Региональные проблемы. 2011. Т.14, № 2. С. 51–56.
2. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
3. Петрищевский А.М. Связь сейсмичности с плотностными неоднородностями литосферы Дальнего Востока России // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 60–71.
4. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // ДАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 207–212.
5. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.



В.А. Саньков, С.И. Шерман, К.Г. Леви
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА: ОБЪЕМ ПОНЯТИЯ, ВРЕМЕННОЙ ОХВАТ, КОНЦЕПТУАЛЬНЫЕ ПОДХОДЫ

Понятие «геодинамика» в настоящее время является базовым и разносторонне используется в науках о Земле. Наиболее широко оно начало распространяться после работ А. Шейдеггера и Д. Теркота [7, 10]. В настоящее время геодинамика рассматривается как отрасль геологии, изучающая силы и процессы в коре, мантии и ядре Земли, обуславливающие глубинные и поверхностные движения и трансформации масс во времени и пространстве. Детальный анализ зафиксированных в планете Земли эндогенных сил и космических внешних сил существенно отличает геодинамику от породившей ее базовой основы – геотектоники.

Детализация исследований и наших знаний, требующая анализа данных смежных дисциплин, естественным образом привела к появлению многочисленных родственных наук – своеобразных геодинамических ветвей базовой, классической геодинамики. Следствием явилось расширение понятия и области геодинамических исследований, не всегда соответствующих физическому смыслу геодинамических исследований.

Сегодня, судя только по названиям монографий и определяющих статей, геодинамика подразделяется на палеогеодинамику, современную геодинамику, инженерную геодинамику, экологическую геодинамику, вычислительную геодинамику,

гелиогеодинамику, сейсмогеодинамику, микрогеодинамику, а также другие близкие к приведенным разделы. Это отражает стремление авторов подчеркнуть специфику «своего» направления в русле единой науки по набору изучаемых явлений, их масштаб и методам исследований. Во многих случаях, особенно в экологических «ответвлениях» геодинамики, отмечается существенное отступление от физической сущности понятия динамика.

Для систематизации понятия «современная геодинамика» как науки необходимо четко определиться с конкретными ограничениями трех составляющих любого научного раздела в геологии:

1. набор и тесная (!) взаимосвязь процессов, объединяемых единым понятием;
2. пространство (площадь, глубина разреза Земли и, при необходимости, определенный надземный космический сектор);
3. временной интервал.

Последний пункт не менее важен, чем два первых. В понятие современная геодинамика многие вкладывают не временной интервал, а состояние области знания, состояние науки, ее потенциальные возможности и достижения.

В первую очередь, современная геодинамика (contemporary (present-day, up-to-date, modern) geodynamics) ограничивает время в интервалах не более сотен лет или первой тысячи лет от текущего. Об этом писал В.Е. Хаин [9], предлагая выделить актуатектонику – раздел, исследующий геодинамические процессы в текущее время. Именно в этом промежутке времени следует рассматривать процессы и их характеристики, кратко расшифрованные ниже.

Современная геодинамика изучает процессы, происходящие в твердых оболочках Земли – структурно-вещественные преобразования вещества, короткопериодные движения литосферы и/или ее самой верхней части – земной коры, их результаты, вариации напряженно-деформированного состояния, отраженные в структурных формах, проявившихся в течение первого тысячелетия или нескольких столетий тому назад и происходящие в реальное время, а также процессы, синхронно протекающие и часто генетически связанные с движениями и деформациями верхней части литосферы или земной коры. Таким образом, она имеет дело с процессами и явлениями, которые действуют и возникают на глазах человечества, в относительно реальное для современного человечества время и которые можно непосредственно измерить, изучить и пытаться прогнозировать. Этим укороченным периодом времени и возможностью мониторинга событий и процессов современная геодинамика отличается от палеогеодинамики, в рамках которой геодинамические процессы реконструируются по результатам их воздействия (структурам, вещественным комплексам). Вместе с тем современные геодинамические процессы являются неотъемлемой частью текущего геологического этапа развития Земли [4]. С этой точки зрения современная геодинамика продолжает рассматривать состояние недр, сил и процессов в планете Земля как продолжение позднекайнозойской эволюции. Принимая, что определяющим механизмом тектогенеза является мантийная конвекция, выраженная на поверхности Земли в виде движения литосферных плит с результатами их взаимодействий, представляется естественным ограничить возможное время экстраполяции данных о современных движениях и деформациях на глобальном уровне временем последней реорганизации плитных движений. Этот эпизод относят по разным данным к периоду 10–8 млн лет назад или 6–5 млн лет назад [12–15].

Оценка размеров площади и глубины воздействия важна для общего анализа современных геодинамических процессов. Литосфера – сложная внешняя оболочка Земли в том смысле, что ограничена в основании горячей вязкой астеносферой, а в кровле – слоями атмосферы и гидросферы. Литосфера в своем развитии активно взаимодействует с ними, а на граничных средах это взаимодействие во многом определяет закономерности общего современного напряженно-деформированного состояния. Закономерности

взаимодействия геосфер и оценка их геологических последствий является одним из предметов изучения современной геодинамики. Для оценки масштаба этих взаимодействий достаточно упомянуть динамическое влияние оледенений, а также известные эффекты прогибания земной поверхности при движении больших воздушных масс, а также под воздействием океанских приливов.

Именно поэтому современная геодинамика рассматривает площади от соизмеримых со всей поверхностью Земли до регионов в десятки тысяч квадратных километров; она охватывает глубины до астеносферного слоя Земли. Такие объемы литосферы обеспечивают информативность материалов для комплексного геолого-геофизического анализа в понимании пространство-время. При этом время в современной геодинамике реально, ограничено, как выше было показано, для ряда процессов сотнями лет, что допускает мониторинг и анализ короткопериодных вариаций напряжений, движений литосферных масс, вулканизма и некоторых других явлений в геологической среде. Одновременно необходимо учитывать, что на локальных участках могут фиксироваться существенные вариации мониторинговых данных, геологические последствия которых не очевидны. Их надо учитывать, анализировать и публиковать с четким акцентом на кратковременность и локальность данных. Только время в сочетании с изучаемым пространством и объемом литосферы в будущем исчислении позволит оценить, учесть или проигнорировать наблюдения с вероятными ошибками, возникшими из-за ограниченного пространства для обоснованных выводов или из-за временных вариаций локальных геофизических полей.

Наряду с внутренними силами Земли, важнейшими постоянно действующими внешними факторами современной геодинамики являются воздействия на нашу планету со стороны Солнца, Луны, планет Солнечной системы. Уровень и эффективность внешних воздействий на геодинамические процессы варьируется в широких пределах, однако их существование доказано и многие параметры изучены [1, 3, 9 и др.].

Принятые временные и пространственные критерии объема понятия «современная геодинамика» определяют и авторскую концепцию изучения этого раздела геодинамики. Литосфера Земли представляет собой разноранговую разломно-блоковую структуру, лежащую на низковязкой подвижной астеносфере и находящуюся в метастабильном состоянии. Напряженное состояние в рассматриваемых максимальных для современной геодинамики интервалах времени считается стабильным для внутриблоковых массивов, нестабильным – для деструктивных зон и межблоковых разломов. В короткопериодные интервалы времени межблоковые и внутриблоковые процессы определяются перемещениями блоков, активизациями разноранговых разрывов, а также процессами вулканизма и дегазации. В интегрированном виде они определяют современную геодинамику территорий. Ее характерные структуры и процессы превосходно картируются, могут быть обеспечены цифровыми данными, позволяющими их анализировать и прогнозировать на ближайшие десятилетия или первые столетия [2, 4, 5, 6, 11].

Существенно важны многовариантные антропогенные факторы. С одной стороны, они усиливают эффекты геодинамических процессов, с другой, наоборот, – геодинамические процессы оказывают влияние на человеческое сообщество не только в виде разнообразных катастроф, но и в виде постоянного воздействия на окружающую среду и состояние атмосферы. Известно, что менталитет населения в географически разных ландшафтных зонах существенно различен. Одни народы склонны к оседлой жизни, и их основная привязанность – сельское хозяйство. Другие – склонны к постоянным передвижениям и жестко не привязаны к локальному месту жительства [8]. Закономерности народонаселения и характерные черты менталитета людей некоторые исследователи склонны связывать с глобальными и региональными геодинамическими активными зонами. К последним относят зоны глубинных разломов и прилегающих к ним территорий, геоактивные, геопатогенные и другие территории. Это позволяет говорить о

том, что современная геодинамика оказывает медленное, постоянное и существенное влияние на развитие социума.

Изложенные представления необходимо учитывать при работе над основным итоговым геологическим документом – картой современной геодинамики, характеризующей относительную стабильность или нестабильность территорий в интервалах реального времени, позволяющей определять их надежность для длительного антропогенного использования, а также отражающей современные эндогенные процессы, их активность и степень опасности, параллельно с «живыми» структурами и их потенциальной опасностью. Исходя из современных требований, карта должна отражать современную толщину деформируемого слоя литосферы и ее вариации в различных регионах, межблоковые и внутриблоковые активные разломы с векторами скоростей движений смежных блоков, тип современного напряженного состояния литосферы, сейсмические зоны и селективно активизирующиеся сейсмоактивные разломы с вероятным периодом их активизации, а также активные вулканы и другие современные динамические процессы. На карте желательно выделять регионы, суммарные показатели относительной активности которых неблагоприятны для антропогенного освоения. Данные о прогнозной характеристике современных геодинамических процессов и периодичности активизации структур в сочетании с оценками тенденций для социума – ведущая составляющая карты современной геодинамики.

Таким образом, уточнение объема понятия «современная геодинамика» будет способствовать систематизации актуальных для социума геолого-геофизических исследований, улучшению их предметной направленности, конкретизации методики исследований на стыках смежных наук.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке проекта ОНЗ РАН 7.7, РФФИ №12-05-98035-р_сибирь_a, 12-05-91161-ГФЕН_a, ГК 14.790.11.0411.

Литература

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
2. Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд-во МГГУ, 2004. 262 с.
3. Леви К.Г. Задонина Н.В., Бердникова Н.Е., Воронин В.И., Глызин А.В., Язев С.А., Баасанджав Б., Нинжбадгар С., Балжинням Б., Буддо В.Ю. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. 500-летняя хронология аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. 383 с.
4. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
5. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Растяжение в Байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // ДАН. 2009. Т. 424, № 5. С. 664–668.
6. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
7. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 376 с.
8. Трофимов В.Т., Харьковина М.А., Григорьева И.Ю. Экологическая геодинамика. М.: КДУ, 2008. 473 с.
9. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
10. Шейдеггер А. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с.
11. Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8–21.
12. Allen M.B., Jackson J., Walker R. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates // Tectonics. 2004. 23 (2). TC2008. 10.1029/2003TC001530 (DOI).
13. Cloeting S., Gradstein F.M., Kooi H., Grant A.C., Kaminsky M. Plate reorganization: a cause of rapid late Miocene subsidence and sedimentation around the North Atlantic? // Journal of the Geological Society, London. 1990. V. 147. P. 495–506.

14. Lithgow-Bertelloni C., Richards M.A. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions // Rev. Geoph. 1998. 36. P. 27–78.

15. Wessel P., Kroenke L.W. Reconciling late Neogene Pacific absolute and relative plate motion changes // Geochem., Geophys., Geosyst. 2007. 8. Q08001, doi:10.1029/2007GC001636.

Б.П. Сибиряков^{1,2}, Б.И. Прилоус^{1,2}, А.В. Копейкин^{1,2}

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

ПРИРОДА НЕУСТОЙЧИВОСТИ БЛОЧНЫХ СРЕД И ЗАКОН РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Характерный размер структуры означает, что имеется связь между средним расстоянием от трещины до соседней трещины или (для пористых сред) средним расстоянием от поры до поры и удельной поверхностью пор или трещин. То есть, если σ_0 – удельная поверхность, а l_0 – средний размер структуры с пористостью f , то имеет место равенство [1]:

$$\sigma_0 l_0 = 4(1-f). \quad (1)$$

Следовательно, если есть удельная поверхность образца, то тем самым автоматически определен и средний размер последнего l_0 . Очевидно, что минимальное расстояние, которое задано на структуре, не может быть меньше, чем расстояние от одной частицы до соседней для зернистых сред. То же самое можно сказать относительно среднего расстояния от трещины до ближайшей соседней для трещиноватых сред. Таким образом, представительный размер структуры связан со статистическими характеристиками порового пространства.

Можно сконструировать новую модель среды с большими контрастами свойств матрицы и флюида следующим образом. Рассмотрим конечный объем пространства, ограниченный сферой радиуса l_0 . Поверхностные силы приложены к поверхности, окружающей заданный объем, в то время как силы инерции приложены к центру тяжести структуры. Мы не имеем возможности взять бесконечно малый объем среды и совместить точку приложения этих сил, как в классическом континууме Коши Пуассона. Континуум со структурой выдвигает проблему совмещения точек приложения поверхностных сил, созданных напряжениями, и сил инерции. Построить уравнения движения и равновесия конечного объема мы можем, если каким-то образом перенесем силы, сосредоточенные на поверхности, окружающей объем, в центр этого объема с помощью некоторого оператора переноса. Если такая цель будет достигнута, то поровое пространство окажется заполнено некоторым силовым полем, так что реальное тело будет заменено некоторым его сплошным аналогом. Этот аналог представляет собой среду, которая уже не является телом с большой контрастностью свойств. К этому сплошному образу реального тела мы можем применять основные законы сохранения, так как здесь существуют производные, как и в обычном классическом континууме. Этот подход и есть попытка распределить материал по всем точкам пространства, но с помощью некоторых операций. В обычных моделях сплошной среды предполагается, что природа сама создала такой непрерывный образ реальной среды. Одномерный оператор переноса поля из точки x в точку $x \pm l_0$ дается в виде символической формулы [2]:

$$u(x \pm l_0) = u(x)e^{\pm l_0 D_x}. \quad (2)$$

В этой формуле символическая переменная

$$D_x = \frac{\partial}{\partial x}. \quad (3)$$

Основные законы сохранения мы применяем не к реальной среде, а к некоторому ее сплошному образу, т.е. к объемной силе (дивергенции тензора напряжений), подвергнутой действию упомянутого оператора, который можно назвать оператором приведения к сплошному телу. Оператор переноса поля из центра некоторой сферы радиуса l_0 на ее поверхность можно обобщить, следуя идее Маслова, следующим образом [3]:

$$P(D_x, D_y, D_z, l_0) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \exp[l_0(D_x \sin \theta \cos \varphi + D_y \sin \theta \sin \varphi + D_z \cos \theta)] \sin \theta d\theta d\varphi = \frac{\sinh(l_0 \sqrt{\Delta})}{l_0 \sqrt{\Delta}} = E + \frac{l_0^2}{3!} \Delta + \frac{l_0^4}{5!} \Delta \Delta + \dots \quad (4)$$

Основные законы сохранения мы применяем не к реальной среде, а к некоторому ее сплошному образу, т.е. к объемной силе (дивергенции тензора напряжений), подвергнутой действию упомянутого оператора.

Уравнения движения блочной среды. Используя оператор P , мы можем записать уравнение движения микронеоднородной среды, так как закон сохранения импульса прилагается к фиктивной сплошной среде, которая получена при помощи действия оператора P на реальную среду. Это уравнение приобретает форму:

$$\frac{\partial}{\partial x_k} [P(\sigma_{ik})] = \rho \ddot{u}_i. \quad (5)$$

Очевидно, что при $l_0 \rightarrow 0$; $P \rightarrow E$ уравнение движения совпадает с классическим уравнением. Используя (4), уравнение движения (5) можно переписать в явной форме следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial x_k} (E + \frac{l_0^2}{3!} \Delta + \frac{l_0^4}{5!} \Delta \Delta + \dots) \sigma_{ik} = \rho \ddot{u}_i. \quad (6)$$

В частности, если мы примем во внимание только первый и второй члены в правой части (6), мы получим уравнение движения четвертого порядка. Для одномерного случая уравнение (6) имеет более простой вид:

$$u'' (E + \frac{l_0^2 \Delta}{3!} + \frac{l_0^4 \Delta \Delta}{5!} + \dots) + k_s^2 u = 0. \quad (7)$$

Это уравнение подстановкой $u = A \exp(ikx)$ в (7) дает нам дисперсионное уравнение относительно неизвестного волнового числа k , именно

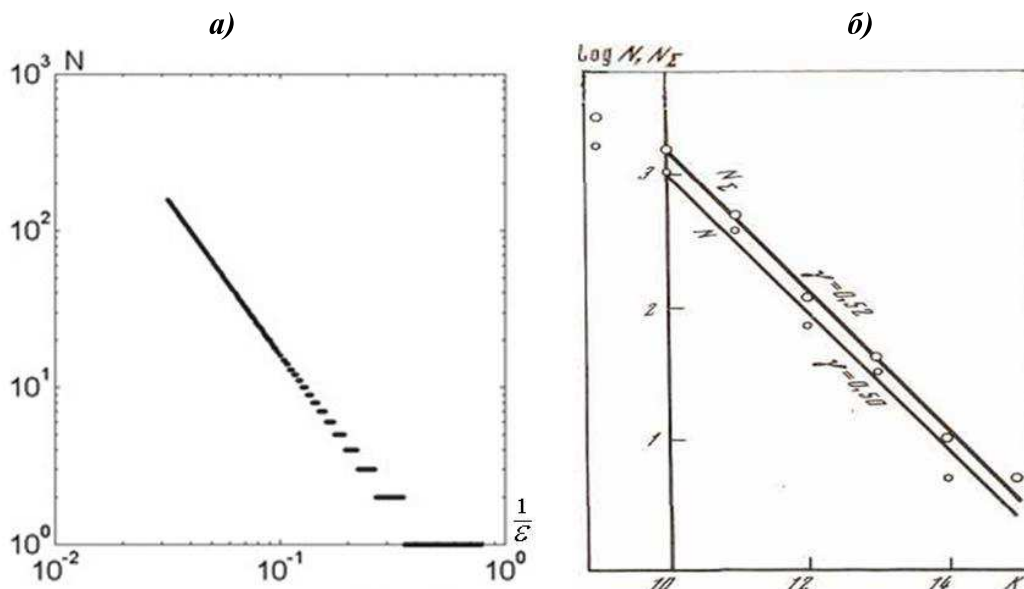
$$\frac{\sin(kl_0)}{kl_0} - \frac{k_s^2}{k^2} = 0. \quad (8)$$

При заданной частоте неизвестное волновое число означает неизвестную скорость волн. Она, очевидно, зависит от размера структуры l_0 или от удельной поверхности σ_0 образца, в соответствии с формулой (1). В формуле (8) k_s есть обычное волновое число или для продольных волн, или для волн поперечных. В случае, когда $l_0 \rightarrow 0$, волновое число $k \rightarrow k_s$, т.е. скорость волн равна обычной скорости упругих волн V_p или V_s . Однако, если l_0 не очень малая величина, скорость волн уменьшается вплоть до нуля при $kl_0 \rightarrow m\pi$, где m есть целое число. Следовательно, предложенная модель описывает, наряду с продольными и поперечными волнами, множество иных волн со скоростями, ничем не ограниченными снизу. Эффект снижения скорости гораздо более значителен для P волн, чем для S волн. Таким образом, коэффициент Пуассона для микронеоднородных сред понижается по сравнению с обычными сплошными средами. Если коэффициент Пуассона измерен на образцах при помощи отношения скоростей V_p и V_s , мы имеем

увеличение отношения V_S/V_P с ростом l_0 , и это может привести к появлению формально отрицательного коэффициента Пуассона. Множество скоростей, предсказанных уравнением (8), связано с неограниченным числом степеней свободы у сред, содержащих структуры. Этот подход для случая бесконечного числа степеней свободы был недавно опубликован в работе [3]. Другое свойство уравнения (8) – это наличие комплексных корней упомянутого уравнения. Эти корни соответствуют неустойчивым решениям, которые либо неограниченно растут, либо убывают. Такие решения могут быть названы параметрическими резонансами по аналогии с неустойчивыми решениями уравнения Матье. Естественно, что при обычной модели сплошного тела параметрические резонансы не возникают.

Сейсмологический закон Гутенберга-Рихтера. Уравнение (8) дает нам счетное множество вещественных комплексных корней. Вещественные корни соответствуют устойчивым колебаниям, а комплексные корни соответствуют неустойчивым решениям. Число комплексных корней растет при уменьшении удельной поверхности трещин. Безразмерная удельная поверхность может быть представлена выражением:

$$\frac{1}{\varepsilon} = \frac{\sigma_0 \lambda_s}{8\pi(1-f)}. \quad (9)$$



Теоретические и экспериментальные зависимости:

a – теоретическая зависимость числа неустойчивых решений от удельной поверхности трещин. Логарифмический масштаб. Тангенс угла наклона близок к 0.5. Для больших значений удельной поверхности видна неединственность решений (горизонтальные линии). Пустые места на графике означают невозможность катастрофических событий в данном диапазоне удельных поверхностей трещин (или дефицит потенциальной энергии среды при возникновении разрывов);

б – экспериментальная зависимость числа землетрясений от их энергии. Логарифмический масштаб. Тангенс угла наклона 0.5–0.52 в зависимости от способа обработки.

Величина λ_s в (9) есть длина обычной поперечной волны, а $\varepsilon = k_s l_0$. Теоретическая зависимость числа комплексных корней от безразмерной удельной поверхности в логарифмическом масштабе представлена на рисунке, *a*. Здесь отчетливо просматривается зависимость, близкая к линейной. Очевидно, что кинетическая энергия, выделившаяся в результате образования трещин, пропорциональна удельной поверхности трещин, если они носят сдвиговый характер без существенного раскрытия. В противном случае выделившаяся энергия пропорциональна объему трещин. В первом случае дефицит

потенциальной энергии при образовании трещин (которая тут же пополнится кинетической энергией) может быть описан равенством:

$$\bar{E} = \int_S P_i u_i dS. \quad (10)$$

Значение \bar{E} в (10) есть кинетическая энергия по закону сохранения энергии. Это означает, что мы можем сравнить экспериментальную сейсмологическую связь (число землетрясений как функция энергии) с теоретическим графиком (число нестабильных решений как функция безразмерной удельной поверхности). На рисунке, *a*, *б*, представлены теоретические и экспериментальные зависимости, отмеченные выше.

На рисунке, *a*, видны горизонтальные сегменты (на самом деле это скопления отдельных точек), которые соответствуют различному числу событий при одной и той же энергии. Экспериментальная зависимость числа землетрясений от их энергии взята из работы Ю.В. Ризниченко для районов Средней Азии [4]. Тангенс угла наклона с вертикальной осью изменяется на экспериментальной диаграмме от 0.5 до 0.52 и зависит от способа обработки данных (рисунок, *б*). На теоретическом графике (рисунок, *a*) этот тангенс близок к 0.5. Интересно, что для больших энергий возникает область неединственности, т.е. расширяется область возможных решений. Один горизонтальный линейный сегмент соответствует множеству удельных поверхностей (энергий). Эта неединственность решений обычно интерпретируется как недостаточная статистическая надежность экспериментальных данных при больших энергиях, так как события с большой энергией сравнительно редки. Предложенная теоретическая модель пространства объясняет указанный эффект принципиальной неединственностью таких явлений. Кроме того, строгая линейность связана с чисто сдвиговым характером трещин без их существенного раскрытия. При значительном раскрытии трещин дефицит потенциальной энергии будет пропорционален не удельной поверхности, а удельному объему трещин. По-видимому, теоретический график на рисунке, *a*, показывает, что закон Гутенберга-Рихтера строго выполняется лишь для чисто сдвиговых механизмов землетрясений.

Литература

1. Sibriakov B.P. Supersonic and intersonic cracking in rock-like material under remote stresses // Theoretical and Applied Fracture Mechanics. 2002. V. 38, № 3. P. 255–265.
2. Маслов В.П. Операторные методы. М.: Наука, 1973. 544 с.
3. Sibriakov B.P., Prilous B.I., The unusual small wave velocities in structural bodies and instability of pore or cracked media by small vibration // WSEAS Transactions on Applied and Theoretical Mechanics. 2007. V. 2. Issue 7. P. 139–144.
4. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 68 с.

Г.Я. Смольков, А.Д. Базаржапов, В.Ф. Петрухин, В.Л. Щепкина
Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия

ОПАСНЫЕ ПРИРОДНЫЕ СОБЫТИЯ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Природные катастрофы обычно связывают с событиями и процессами, произошедшими в «квазиреальном времени» или при жизни прежних поколений и при этом сопровождающимися большим ущербом синхронно с ними, или с последствием.

Рассмотрение вопроса предлагается в рамках концепции эндогенной активности Земли. Благодаря успехам сейсмотомографии, глобальной гравиметрии и геодезии установлено, что внутреннее строение Земли представляет собой систему несферичных эксцентричных оболочек (твердое и жидкое ядра, мантия, литосфера, земная кора), которые имеют различные структуру и распределение плотностей, моменты инерции и

динамические сжатия. Эти параметры эволюционируют вследствие непрерывного изменения взаимного расположения Земли относительно других небесных тел. Это означает, что внешние небесные тела Солнечной системы по-разному (дифференциально) воздействуют своим притяжением на отдельные оболочки Земли, что обуславливает вынужденную эндогенную активность Земли. Она проявляется в смещении центра масс Земли (в наше время – вековой дрейф на Север), возмущениях и деформации практически всех оболочек Земли. Между оболочками возникают мощные силовые взаимодействия [1, 2]. Вследствие всего этого форма Земли изменяется до грушевидной [3, 4], распределение содержимого в ней становится неоднородным и асимметричным, что приводит к долготной и широтной асимметрии местоположения природных процессов и очагов событий [1, 2, 5].

Трансляционные смещения ядра, мантии и других оболочек Земли, их деформационные изменения с лунно-солнечными, планетными и галактическими периодами порождают вариации магнитного поля Земли, внутреннего теплового потока и других физических полей с теми же самыми периодами с ярко выраженными свойствами упорядоченности, глобальной асимметрии и свойствами инверсии в их временной эволюции [6]. Энергия относительных смещений и поворотов оболочек Земли, смещений и поворотов литосферных плит и литосферы в целом черпается из энергии орбитального движения Луны и Солнца и других окружающих небесных тел, за счет эффективных механизмов внутренних вынужденных взаимодействий оболочек. Часть этой энергии принимает участие в циклических обменах с окружающими небесными телами, другая ее часть идет на внутренние процессы Земли, в частности на ее тектоническую деятельность, включая мантийную конвекцию и движение плит, на формирование теплового потока и др. [5]. Циклические передачи энергии обуславливают циклические возобновления активности тех или иных природных процессов на Земле [6, 11]. Планетарная асимметрия физических полей Земли, планет, спутников и Солнца (гравитационные поля, магнитные поля, внутренние тепловые потоки и др.) является установленным фактом. Силы взаимодействия оболочек планет (и спутников) весьма значительны и могут служить в качестве основного энергетического источника всех геодинамических и геофизических процессов и обеспечивать их временные вариации [1, 2, 5].

Изменения формы Земли вследствие смещения центра ее массы, возмущения и деформации оболочек ее неоднородного внутреннего строения гравитационными силами обуславливают нестабильность скорости суточного вращения Земли (ССВЗ). Характер этого явления прослеживается в поведении других геофизических процессов [7]. Приливное воздействие меняет ССВЗ (при приближении Луны прилив усиливается, а Земля немного тормозится). Наиболее динамично и согласованно вариации проявляются в подвижных оболочках – атмосфере и гидросфере. В твердых (инертных) оболочках они несколько запаздывают, повторяя общий характер изменений, поэтому события и процессы, осуществляющиеся в атмосфере и гидросфере, могут служить предикторами последующих опасных природных событий и процессов [8, 9].

Согласно изложенной концепции, природные процессы, происходящие во всех оболочках Земли, управляются в значительной мере универсальным механизмом циклической эндогенной активности Солнца, планет и их спутников [1, 2].

Изучение взаимодействия внутренних и внешних оболочек нашей планеты, подверженных возмущающему воздействию солнечной активности и гравитационных полей Луны, Солнца и других планет Солнечной системы, является одним из главных современных направлений наук о Земле [10].

Современная концепция эндогенной активности Земли подтверждается, в частности:

1. ярко выраженной аномально высокой активностью как атмосферных, так и геологических катаклизмов во время Великого противостояния Марса 2003 г. с превышением фоновых значений ~ в 2.5–3.0 раза, при этом сначала активизировались

мобильные атмосферные (тайфуны и ураганы), а затем инертные геодинамические процессы (значительное повышение сейсмической активности, извержения вулканов); 2. катастрофами во время Суперлуний 1912 г. и 2011 г. (усиленные морские приливы, землетрясение и цунами), 3) нарушением связи между геомагнитной и солнечной активностями [9]. Наш анализ одного из больших десятилетних трендов нестабильности ССВЗ, пришедшегося на 1966–1986 гг., показал, что вследствие индукции, обусловленной нестабильностью ССВЗ, действительно возникли вариации геомагнитного поля, нарушившие синхронность геомагнитной и солнечной активностей, а также исказившие магнитосферу. Последнее изменило характер взаимодействия магнитосферных и ионосферных токов, что привело к резкому (около 20 км) и длительному (около 17 лет) снижению действующих высот образования двойных спорадических слоев типа «с» и «l». Характер тренда среднегодовых действующих высот их образования до деталей повторил поведение нестабильности ССВЗ в указанные годы, как и других геофизических процессов. Ход вариаций глобальных и материковых среднегодовых приповерхностных температур также соответствует концепции [12, 13].

Для совершенствования научных основ мониторинга, прогноза и своевременного оповещения об опасных событиях и процессах исследования механизмов происхождения и характера их проявления, а также мер по устранению или минимизации ущербов от них должны быть системными и мультидисциплинарными, соответственно поддержанными заинтересованными ведомствами и организациями всех уровней (местными, региональными и федеральными) по договорам, заданиям, программам или проектам.

Авторы искренне выражают глубокую благодарность профессору Ю.В. Баркину за весьма полезные консультации и ознакомление с его основополагающими публикациями.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, Сибирского отделения РАН, Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 30 «Солнечная активность и физические процессы в системе Солнце–Земля».

Литература

1. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2002. № 9. С. 45–97.
2. Баркин Ю.В. Циклические инверсионные изменения климата в северном и южном полушариях Земли // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. 379 с.
3. Barkin Yu. Phenomena of trend, annual and semiannual variations of latitude position of the latitudinal circles of the Earth // Geophysical Research Abstracts. 2007. V. 9. 08523. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-08523.
4. Barkin Yu.V., Shatina A.V. Deformation of the Earth's mantle due to core displacements // Astronomical and Astrophysical Transactions. 2005. V. 24, № 3. P. 195–213.
5. Barkin Yu.V. Moons and planets: mechanism of their active life // Proceedings of International Conference “Astronomy and World Heritage: across Time and Continents”. KSU. 2009. P. 142–161.
6. Barkin Yu.V. Step-by-step synchronous variations of geodynamical and geophysical processes and their uniform mechanism: events of 1997–1998 years. EGU General Assembly (Vienna, Austria, 19–24 April 2009). Geophysical Research Abstracts. V. 11, 2009, # EGU2009-3382).
7. Сидоренков Н.С. Нестабильность вращения Земли // Вестник РАН. 2004. Т. 74, № 8. С. 701–715.
8. Смольков Г.Я., Базаржапов А.Д., Петрухин В.Ф., Ковадло П.Г. Взаимосвязь и взаимообусловленность гелиогеофизических событий в 1966–1986 гг. // Солнечно-земная физика. 2011. Вып. 18. С. 79–85.
9. Смольков Г.Я., Базаржапов А.Д., Петрухин В.Ф. Природные причины экологических рисков, нарушающие экологическую безопасность // Материалы III Всерос. научной конф. с международным участием (Иркутск, 24–27.04.2012 г.), Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН. Т. 1. С. 41–43.

10. Хаин В.Е. О главных направлениях в современных науках о Земле // Вестник РАН. 2009. Т. 79, № 1. С. 50–56.

11. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.

12. Смольков Г.Я., Базаржапов А.Д., Петрухин В.Ф., Щепкина В.А. Глобальные и региональные геомагнитные, ионосферные и климатические вариации, обусловленные нестабильностью вращения Земли // Солнечно-земная физика: Материалы Всерос. конф. «Солнечная активность и природа глобальных и региональных климатических изменений» (Иркутск, 19–22.06.2012 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012 (в печати).

13. Петрухин В.Ф., Смольков Г.Я., Базаржапов А.Д. Электромагнитные и метеорологические эффекты, возникающие при изменении скорости вращения Земли // Там же (в печати).

А.А. Степашко

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

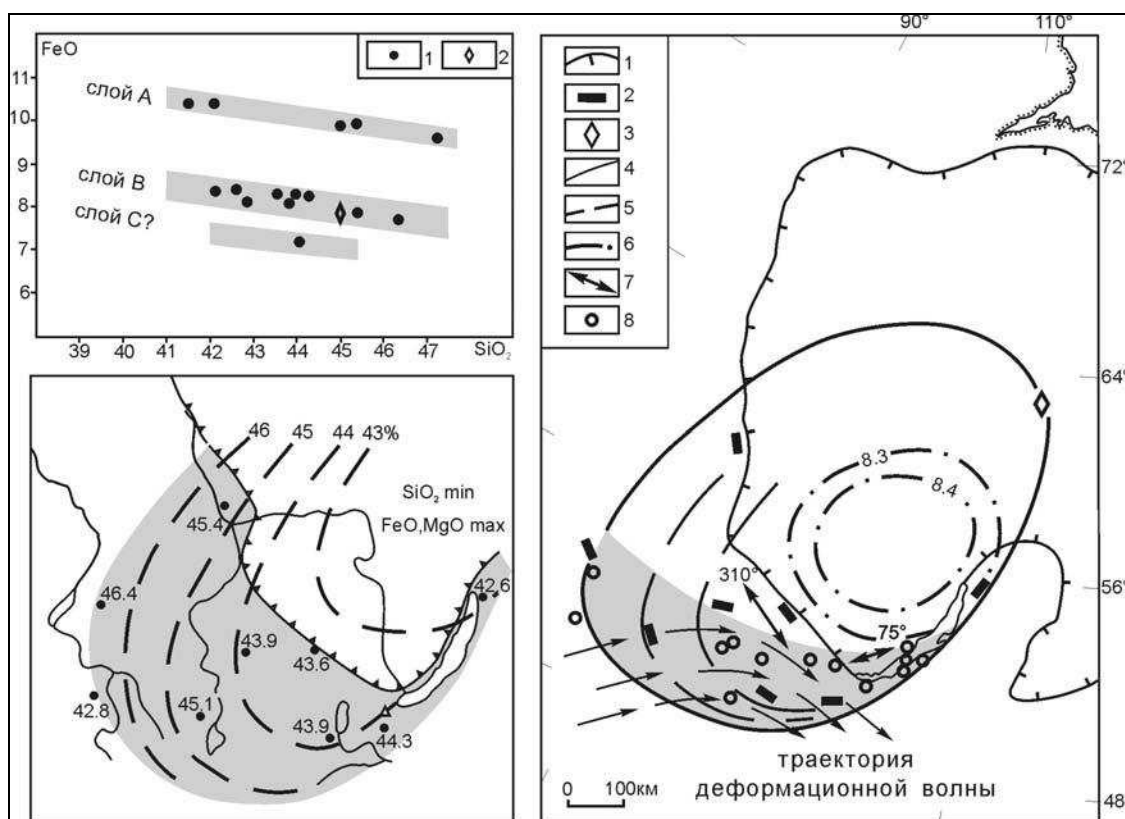
О РОЛИ МАНТИЙНОЙ СТРУКТУРЫ В ГЕНЕЗИСЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Байкальская сейсмическая зона [14] является примером прямого участия верхней мантии в региональных деформациях литосферы. Наши исследования показывают [12, 13], что независимую важную для сейсмотектоники информацию о мантийной структуре можно получать при анализе региональной зональности состава перидотитов – мантийных фрагментов, выведенных на поверхность или в результате тектонических процессов, или при вулканических извержениях. Для западной части Байкальской сейсмической зоны особый интерес представляют блоки мантийных ультрабазитов в офиолитах Алтае-Саянской аккреционно-складчатой области. Первая попытка исследования зональности здесь [1] не получила развития из-за высокой гетерогенности состава ультрабазитов. Изучение перидотитов из офиолитов Тувы, Джиды, Салаира, Енисейского кряжа и Байкало-Витимского пояса показывает, что породы распадаются на однородные по составу группы, которые разделяются разрывами распределений на диаграммах FeO/SiO₂, FeO/MgO, с характерными для каждой группы трендами. При сравнении средних составов групп обнаруживается характерная для ультрабазитов (рисунок, А) спектральная структура вариаций [10], когда составы распадаются на серии, образующие параллельные тренды на диаграмме FeO/SiO₂. Для каждой серии перидотитов Алтае-Саянской области характерна положительная корреляция железа и магния, рост которых компенсируется систематическим снижением концентраций кремния, алюминия и кальция.

Изучение мантийных ультрабазитов как континентов, так и океанов, проведенное за последние двадцать лет, обнаружило явные признаки тонкой расслоенности литосферной мантии по составу [10, 17, 18]. Этот вывод касается, прежде всего, подкратонной мантии. Как установлено при изучении петрохимического, геохимического и изотопного состава ксенолитов и их минералов из мантии архейских областей Северного Китая, Канады, Южной Австралии, Венесуэлы, Фенноскандии, Южной Африки, Гренландии и Индии, литосферная мантия кратонов имеет архейский возраст и повсеместно химически стратифицирована. Гипотеза мантийной расслоенности находит независимое подтверждение в результатах сейсмических исследований [25, 26]. Первые оценки региональных вариаций состава ультрабазитов Северо-Азиатского кратона также показали расслоенность его литосферной мантии [11]. Этот вывод согласуется с результатами региональных сейсмических исследований Сибирской платформы [4, 21] и подтверждается при детальном изучении геохимии мантийных ксенолитов Якутской кимберлитовой провинции [15].

Генезис обнаруженной структуры вариаций состава ультрабазитов Алтае-Саянской области (рисунок, А) следует связывать с химической расслоенностью верхней мантии.

Блоки перидотитов из офиолитовых комплексов региона являются фрагментами двух, возможно трех мантийных слоев, выведенных на поверхность в результате тектонических движений. Гипербазиты слоя В по содержанию железа типичны для мантийных перидотитов из офиолитовых комплексов Земли. Имея их характеристику по 9 офиолитовым поясам Алтае-Саянской области, можно построить достоверную картину зональности состава перидотитов слоя В. Наиболее удобны для реконструкции вариации содержаний SiO_2 . Изолинии кремния расположены закономерно относительно Северо-Азиатского кратона (рисунок, *Б*), окаймляя его юго-западный выступ. Центр овальной вариационной поверхности расположен далеко в пределах кратона, и перидотиты региона являются, таким образом, фрагментами подкратонной мантии. Этот вывод подтверждают ксенолиты мантии из кимберлитовой трубки Мир Якутской провинции (рисунок, *А*), состав которых полностью отвечает перидотитам из офиолитов Алтае-Саянской области.



Особенности химической стратификации мантии юго-западной части Северо-Азиатского кратона.

А – распределение мантийных ультрабазитов Алтае-Саянской области по сериям. Используются данные о составе перидотитов в офиолитах Восточного Саяна, Салаира, Джидинского и Байкало-Витимского районов, Тувы, Западного Саяна, Горного Алтая, Кузнецкого Алатау по [6], Енисейского Кряжа [2], Прихубсугульского района [7]; 1 – средние составы однородных групп перидотитов по поясам и районам; 2 – средний состав перидотитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Мир [3]. *Б* – характер зональности состава в перидотитах слоя В. Показаны изолинии вариаций содержаний кремния. Серым тоном выделен край подкратонной мантии, подстилающий структуры Центрально-Азиатского орогенного пояса. *В* – модель взаимодействия деформационной волны с мантийной линзой кратона. 1 – положение границы коры кратона; 2 – пояса офиолитов; 3 – трубка Мир; 4 – граница мантийной линзы; 5 – изолинии состава литосферной мантии; 6 – контуры мантийной высокоскоростной аномалии на глубине 60 км [20]; 7 – векторы мантийной анизотропии [9, 24]; 8 – эпицентры землетрясений Байкальской зоны с $M \geq 6.0$, период 1902–2012 гг. Стрелками показано направление перемещения деформационной волны; серым тоном выделена часть коры, вовлекаемая деформационной волной в интенсивный сейсмотектонический процесс.

Используя рисунок зональности и позицию трубки Мир, можно наметить положение и контур мантийной структуры, расположенной в основании Северо-Азиатского кратона (рисунок, В). Мантия ее центральной части отличается очень низкими содержаниями кремния и алюминия, и высокими – железа и магния, что не может не отразиться в плотностных характеристиках мантии. На схеме вариаций скорости сейсмических волн в мантии Северной Евразии (рисунок, В) к СЗ от оз. Байкал выделена крупная скоростная аномалия, где достигаются значения 8.3–8.4 км/с [20]. Аналогичная структура в этой части кратона обнаруживается по данным сейсмотомографического моделирования [19]. Эти геофизические результаты касаются уровня мантии 50–60 км, что соответствует глубине (40–60 км), с которой были подняты изученные мантийные перидотиты. Сейсмическая аномалия юго-западной части Северо-Азиатского кратона совпадает, таким образом, с центром мантийной структуры, выделенной по составу перидотитов.

Изучение окраин архейских кратонов Канады и Скандинавии с помощью глубинного сейсмического профилирования, геохимии и возраста ксенолитов показало [16, 18, 23], что подкратонная мантия имеет линзовидную организацию, причем поперечник кратонов на уровне коры может быть существенно меньше, чем на уровне верхней мантии. Подкратонная архейская мантия протягивается под мобильными протерозойскими структурами обрамления на 100–200 км [18, 23]. Эта же ключевая особенность реконструируется для ЮЗ края Северо-Азиатского кратона, где край мантийной линзы протягивается более чем на 200 км под аккреционно-складчатыми структурами Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Закономерное изменение состава подкратонной мантии позволяет допускать, что ориентировка кристаллов оливина, определяющая ее анизотропию, в центральных частях мантийной линзы является реликтовой, “fossil” в понимании [22]. Это предполагает, что вектор анизотропии должен закономерно изменяться, подчиняясь концентрически-зональной организации мантии. Известные определения ориентировки мантийной анизотропии у ЮЗ края Северо-Азиатского кратона, 310–320° по [9] и 75° по [24], согласуются с таким предположением (рисунок, В).

Мантийная линза, расположенная на окраине Северо-Азиатского кратона, оказывает существенное влияние на особенности деформаций литосферы, результатом которых стало формирование Байкальской сейсмической зоны. Маркирующие область рифтогенеза осадочные впадины к юго-западу от Байкала располагаются над мантией кратона, в пределах его разбитого и деформированного корового обрамления (рисунок, В). В этой же, вовлеченной в кайнозойские деформации, области локализованы эпицентры наиболее сильных землетрясений ($M \geq 6.0$) Байкальской зоны. Причиной высокой сейсмичности здесь является, по нашему мнению, глубинная волна деформаций, которая формируется в Памиро-Гиндукушском узле Гималайской зоны коллизии [5, 8]. Распространяясь в мантии в СВ направлении (рисунок, В), деформационный фронт сталкивается с мантийным основанием кратона и, подчиняясь его положению и морфоструктуре, разворачивается в ЮВ направлении. При этом в деформации вовлекается раздробленный край коры, расположенный над мантией кратона, которому волна отдает часть своей энергии. Таким образом, генезис Байкальской зоны, как и других внутриплитных зон высокой сейсмичности, определяется взаимодействием региональной волны деформаций с мантийной структурой литосферы [12, 13].

Литература

1. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 14–27.
2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д. и др. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 169–181.

3. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
 4. Егоркин А.В. Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли. 2004. № 5. С. 37-46.
 5. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64-77.
 6. Лапин Б. Н. Атлас структур пород альпинотипных гипербазитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 331 с.
 7. Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 136 с.
 8. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Периодичность Памиро-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдуктируемых литосферных плитах // ДАН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1075-1078.
 9. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В. и др. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52-70.
 10. Степашко А.А. Химическая структура ультраосновной мантии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 128 с.
 11. Степашко А.А. Структура верхней мантии и геодинамика Сибирской платформы // Тектоника, глубинное строение и геодинамика востока Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, 2001. С. 53-62.
 12. Степашко А.А. Глубинные основы сейсмогеотектоники Дальнего Востока: Сахалинская зона // Тихоокеанская Геология. 2010. Т. 29, № 3. С. 50-64.
 13. Степашко А.А. Сейсмодинамика и глубинная природа Северо-Китайской зоны сильных землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 4. С. 341-355.
 14. Шерман С.И., Злогодухова О.Г. Сейсмические пояса и зоны Земли: формализация понятий, положение в литосфере и структурный контроль // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 1. С. 1-34.
 15. Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V. et al. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 17-41.
 16. Chen C.-W., Rondenay S., Evans R. L., Snyder D.B. Geophysical detection of relict metasomatism from an archaean (~3.5 Ga) subduction zone // Science. 2009. V. 326. P. 1089-1091.
 17. Ishikawa A., Maruyama S., Komiya T. Layered Lithospheric Mantle Beneath the Ontong Java Plateau: Implications from xenoliths in Alnoite, Malaita, Solomon Islands // J. Petrology. 2004. V. 45(10). P. 2011-2044.
 18. O'Reilly, Griffin W.L. Imagin global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 289-309.
 19. Koulakov I., Bushenkova N. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times // Tectonophysics. 2010. V. 486. P. 81-100.
 20. Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 33-52.
 21. Pavlenkova N.I. Seismic structure of the upper mantle along the long-range PNE profiles – rheological implication // Tectonophysics. 2011. V. 508. P. 85-95.
 22. Silver P.G., Chan W.W. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. No. B10. P. 16429-16454.
 23. Snyder D.B. Lithospheric growth at margins of cratons // Tectonophysics. 2002. V.355. P. 7-22.
 24. Vinnik L.P., Makeyeva L.I., Milev A. et al. Global pattern of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle // Geophysical. J. Int. 1992. V. 111. P. 433-447.
 25. Wittlinger G., Farra V. Converted waves reveal a thick and layered tectosphere beneath the Kalahari super-craton // Earth and Planet. Sci. Lett. 2007. V. 254. P. 404-415.
 26. Yuan H., Romanowicz B. Lithospheric layering in the North American craton // Nature. 2010. V. 466. P. 1063-1068.
-

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин
Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ В СВЯЗИ С ПОДЪЕМОМ ОФИОЛИТОВОГО ДИАПИРА

Доклад составлен по материалам изучения всех комплексов офиолитов и вулканогенно-осадочных формаций, в том числе нефтегазоносных, залегающих в наиболее сейсмоактивных зонах, а именно во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, остров Карагинский. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг:

1. зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем);
2. развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен);
3. примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа так же, как и диапировые внедрения офиолитов, приурочены к преддуговой области примитивной палеодуги Северного Сахалина. Эта область геологически длительный период, с учетом Нефтегорского землетрясения, не менее 200 млн лет, является сейсмоактивной областью, сформированной над зоной Заварицкого-Беньофа (рисунок). О предостроводужной палеосейсмичности свидетельствуют также обвальное-оползневые горизонты мощностью от 4–6 до 45–50 м, которые прослеживаются в разрезах мелового флишoidalного комплекса внутри алевролитов-песчаных ритмических пачек.

Офиолитовые диапиры сформировались в области перехода примитивная островная дуга – желоб над сейсмофокальной зоной [1]. Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Северный Сахалин). Как показал структурно-формационный анализ, внедрение диапира происходило в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны при растяжении предостроводужья, сопровождаемого отодвиганием, откатом желоба к востоку в пределах современного Охотского моря. Подобная геодинамическая обстановка формирования офиолитов рассмотрена в обзорной статье А.Д. Чехова [2]. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками позднекайнозойского времени и проявлениями современных высокобалльных (7 баллов) землетрясений [3]. Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок массив серпентинизированных ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк [4]. Известно, что подавляющее большинство неглубоких землетрясений, в том числе крупнейшие из них, возникают в литосфере островных склонов современных желобов. При этом распределение числа гипоцентров толчков в литосфере островного склона желоба имеют максимум на глубинах 40–50 км в литосферной мантии [5].

Эта зона представляет собой область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс [6]. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъему слоев с мантийной сейсмической меткой (8.2 км/с) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40–50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньофа трассируемой очагами землетрясений [7]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределен срыв верхних частей

литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Серпентиниты в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением, при растяжении свода диапира были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатым, габброидным, параллельных даек, спилит-кератофировым.

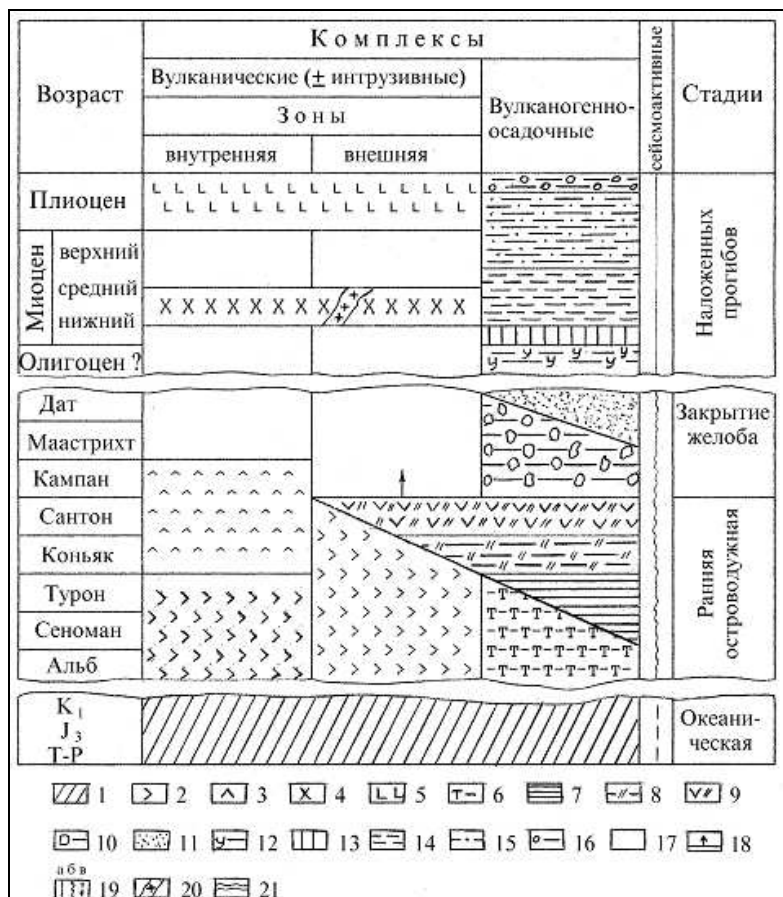


Схема сопоставления магматических и вулканогенно-осадочных пород комплексов фронтальной части примитивной приокеанической островной палеодуги Восточного Сахалина.

1–16 – комплексы: 1 – вулканогенно-кремнистый океанический, 2 – спилит-кератофировый, 3 – трахиандезит-трахибазальтовый, 4 – андезито-базальтовый, 5 – щелочных габброидов, вулканогенно-осадочные: 6 – туфо-глинисто-кремнистый, 7 – вулканотерригенный флишоидный, 8 – кремнисто-глинистый, 9 – вулканогенно-кремнистый, 10 – олистостромовый, 11 – вулканотерригенный, 12 – угленосный континентальный, 13 – терригенный флишоидный, 14 – глинисто-кремнистый, 15 – песчано-глинистый морской (нефтегазоносный), 16 – грубопесчаный с лигнитами, 17 – амагматические условия, 18 – подъем и вывод офиолитов, 19 – сейсмоактивность: а – слабая, б – интенсивная, в – предполагаемая, 20 – интрузивные тела гранодиоритов, 21 – значительные перерывы в осадконакоплении и вулканизме.

Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Это способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечило подъем диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов. Углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентландит, магнетиты), в

условиях постоянно повышенных температур ($T > 350$ °C), вследствие стадийного магматизма, последовательно формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды [1]. Подъем офиолитового диапира определил геодинамические условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления для присдвигового бассейна Северного Сахалина. Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев и высокой аккумуляции флюидов в очаговых зонах землетрясений, их концентрации в сжатом виде, приводящей к высоким поровым давлениям и, как следствие, подъему углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам, рассланцованным и трещиноватым зонам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в поздние этапы становления офиолитов (для Сахалина в плиоцене). В рассматриваемой зоне вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных восстановительных флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершеном подъеме офиолитового диапира в Охотском море [8]. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в Охотском море в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по оперяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам [4]. Потоки метана в Охотском море усиливаются в периоды сеймотектонической активизации [10]. По результатам исследований сделаны прогнозы относительно залежей нефти и газогидратов в акватории заливов Карагинского и Корф в Беринговом море, а также залежей нефти и газа на суше в районе пос. Тиличики и Хаилино на Камчатке, где недавно происходили землетрясения в палеозоне примитивная островная дуга – желоб. Палеозона субдукции перед островом Карагинский показана на карте, составленной Н.И. Селиверстовым [9] на основе комплекса геолого-геофизических данных для акватории Берингова моря.

Литература

1. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–67.
 2. Чехов А.Д. Офиолиты Корякского нагорья и палеогеодинамические обстановки их формирования // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 1. С. 115–118.
 3. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Глубинный разрез земной коры, гипоцентры землетрясений и их механизмы по профилю Шантары-Матуа // Тектоника и глубинное строение востока Азии. VI Косыгинские чтения. Хабаровск: Ин-т геологии и геофизики ДВО РАН, 2009. С. 268–271.
 4. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона. Масштаб 1:2 500 000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
 5. Болдырев С.А. Преобладающая глубина очагов фокальной зоны Курило-Камчатских землетрясений по наблюдениям наземных и донных станций // Сейсмологические исследования Мирового океана. М.: Наука, 1983. С. 94–103.
 6. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 198–209.
 7. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
 8. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объясн. записка к карте. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1990. 38 с.
 9. Селиверстов В.А. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.
 10. Обжиров А.И. Взаимосвязь потоков метана, газогидратов и нефтегазовых залежей в Охотском море // Геология морей и океанов: Материалы XIX Межд. науч. конф. по морской геологии. М.: Геос, 2011. Т. II. С. 90–94.
-

II. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ И СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ИСТОЧНИКИ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ



Л.В. Ананьин, Д.С. Трынкова, М.М. Кобелев, В.В. Мордвинова
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

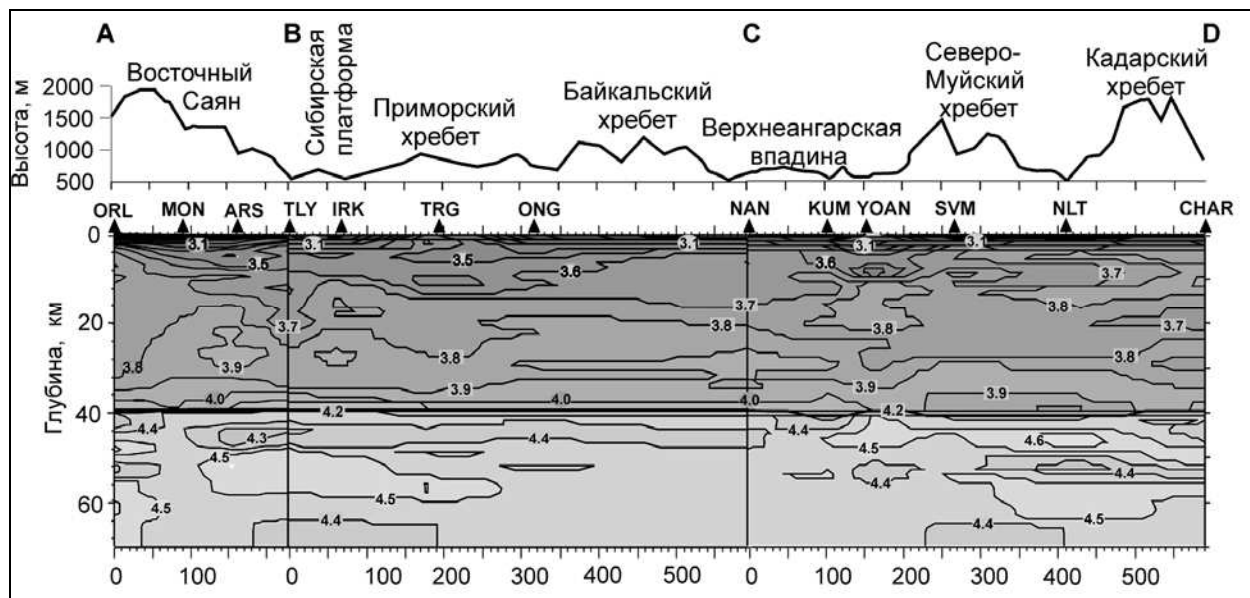
СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ И S-СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

Несоответствия скоростных моделей, получаемых различными методами по различным наборам данных, происходят не только из-за недостатков применяемых методов, но и вследствие сейсмической анизотропии. По телесеismicким данным установлено, что в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) и складчатых областях Монголии азимутальная сейсмическая анизотропия в основном вызвана состоянием вещества верхней мантии [1, 2]. Однако некоторая доля анизотропии может присутствовать и в земной коре [3]. Заполнение флюидами трещин может стать главной причиной коровой анизотропии, возникшей в результате воздействия тектонических сил и приводящей к различию сейсмических скоростей вдоль и поперек ориентированной трещиноватости [4]. Это обстоятельство при анализе сейсмически активных зон вызывает необходимость знания распределения скоростей сейсмических волн в среде для различных направлений, чтобы избежать искаженного представления об очаговых зонах.

Детальные сведения о скоростях могут быть получены методом receiver function P-to-S, хорошо зарекомендовавшим себя благодаря чувствительности обменных поперечных сейсмических волн к скоростным и плотностным неоднородностям на различных глубинах [5, 6]. Байкальской сейсмической сетью накоплен богатый цифровой материал наблюдений, пригодный для исследования среды в районах сейсмостанций Прибайкалья и Забайкалья. В настоящей работе по этим данным методом функции приемника определены одномерные модели скоростей распространения S волн до глубины 70 км. На их основе вдоль протяженной Байкальской рифтовой системы на участках более плотного размещения станций построены двумерные модели – V_S разрезы. Для этого приемные функции продольных волн, формируемые обменными SV волнами в районе наблюдения, выделены нами на каждой станции Байкальской сети из записей землетрясений с магнитудой более 6.0, проходящих с расстояний 3000–9000 км. Принимая во внимание чрезвычайную сложность геоморфологии исследуемого региона и вероятное существование сейсмической азимутальной анизотропии не только в мантии, но и в земной коре [5], мы использовали записи далеких землетрясений с северо-восточного и юго-западного направлений, дающие возможность прозондировать скоростную структуру примерно вдоль рифтовой зоны (рисунок). Суммирование функций приемника с двух противоположных направлений нивелирует влияние нерегулярных неоднородностей, усиливая вклад основных особенностей строения в формирование волновых форм. Скоростные модели были восстановлены инверсией станционных функций [6] с использованием подхода к параметризации моделей, разработанного нами ранее [7, 8].

Поскольку сейсмостанции Байкальской сети удалены друг от друга на значительные расстояния (50–150 км) и каждая расположена в особых морфологических и тектонических условиях, как и следовало ожидать, даже на соседних станциях наблюдаются существенные отличия в моделях глубинной структуры. Однако отмечается и их принципиальное сходство: впервые в нашей практике исследований вдоль профиля

получена практически ровная граница Мохо на глубине 40 км, четко обозначившаяся сгущением изолиний 4.1–4.3. В отличие от этого, например, вдоль профиля MOBAL_2003 от юга Сибирской платформы до Гоби-Алтая, пересекающего существенно различные тектонические структуры, толщина коры изменяется от 36 до 59 км [9]. По-видимому, вдоль рифтовой зоны сейсмические волны проходят среду, характеризующуюся одинаковыми условиями коромантийного перехода, не пересекая границы Мохо ни под плечами рифта с утолщенной корой, ни под центрами рифтовых впадин, где вероятны и утонение коры, и градиентный переход от мантии к коре [10].



Двумерные V_s разрезы и топография вдоль Байкальской рифтовой системы.

Треугольниками с соответствующими кодами отмечены позиции сейсмостанций; изолинии в интервале скоростей от 2.0 до 4.6 км/с проведены с шагом 0.1 км/с.

V_s структура в верхней части двумерных моделей в некоторой степени отвечает представлению о разломно-блоковом строении коры Байкальской рифтовой зоны, основанному на системе поверхностных разломов [11]. В верхнем горизонте низкие скорости соответствуют провисшей кровле коры во впадинах, заполненных аккумулярованными осадками. Более высокие скорости относятся к межвпадинным перемычкам. Мощные низкоскоростные линзы до глубины 15 км и более могут соответствовать гранитоидам, развитым практически повсеместно вдоль рифта. Наиболее низкоскоростной является верхняя половина земной коры блока АВ (под Восточным Саяном). В плане это, по-видимому, довольно изометричная область, так как она имеет подобную конфигурацию вдоль субмеридионального разреза MOBAL_2003, построенного по записям юго-восточных землетрясений, сделанным временными станциями [9]. На примере надежной модели скоростной структуры этого блока можно сделать вывод об изостатической компенсации рельефа не на коромантийной границе, а в средней коре, что указывает на повышение пластичности земной коры начиная со скорости поперечных волн около 3.8 км/с.

В блоке модели CD на верхнем разрезе обращает на себя внимание высокоскоростная область ($V_s=3.8$ км/с) в средней части коры под станцией YOAN, контактирующая с низкоскоростной ($V_s=3.6$ км/с) областью в верхней части коры. Подчеркнем, что участок Кумора–Уоян–Северомуйск (KUM–SVM) в нашем исследовании заслуживает особого внимания. Это один из редких пока случаев, когда относительная густота расположения стационарных сейсмостанций и направление используемых сейсмических лучей позволяют сравнить скоростные разрезы телесеизмического и

локального методов (функции приемника и ГСЗ) не только в среднем, но и в деталях. Результаты ГСЗ по продольным волнам вдоль этого профиля через Верхнеангарскую рифтовую впадину хорошо известны [12]. На этом участке изолинии нашего S -скоростного разреза в верхних 20 км модели практически повторяют изолинии V_p волн по ГСЗ. На глубине 8–12 км, где по серии отражающих площадок по данным ГСЗ–ОГТ предполагается довольно крутопадающий разлом, на V_s разрезе (рисунок) есть соответствующий излом изолинии «3.6 км/с». Общей чертой в моделях V_p (ГСЗ–ОГТ) и V_s (функции приемника) является и выпуклый по направлению к дневной поверхности коромантыйный раздел с пониженной скоростью под ним в первых километрах мантии.

Мантийная часть V_s разреза состоит из чередующихся высокоскоростных и низкоскоростных слоев на фоне нормальной мантийной скорости ($V_s=4.45$ км/с, $V_p=8.0$ км/с). Данные скоростные модели позволили нам впервые выявить линейные структуры в верхней мантии, которые могут участвовать в накоплении и передаче флюидов и/или в плутоническом магматизме [13].

Полученные в работе сравнительно детальные двумерные разрезы обеспечивают дополнительную информацию о глубинах. К сожалению, приходится признать, что это все еще фрагментарные сведения, которых также недостаточно, чтобы представить полную картину скоростного строения региона и решить проблему анизотропии. Сгущение пунктов наблюдения и оснащение сети широкополосными станциями могли бы благоприятствовать получению более полных сведений о глубинном строении.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ 12-05-01024а, ОНЗ № 7.4 СО РАН.

Литература

1. Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P., Rigor A.W., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Logachev N.A. SKS splitting beneath continental rift zones // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 22,781–22,797.
2. Barruol G., Deschamps A., Déverchère J., Mordvinova V., Ulziibat M., Perrot J., Artemiev A., Dugarmaa T., Bokelmann G. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia // *Earth and Planet. Sc. Letters.* 2008. V. 274. P. 221–233. doi:10.1016/epsl.2008.07.027.
3. Гольдин С.В. Сейсмические волны в анизотропных средах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 375 с.
4. Crampin S. Anisotropy in exploration geophysics // *First Break.* 1984. V. 2. P. 19–21.
5. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 15. P. 39–45.
6. Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrasts in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // *J. Geophys. Res.* 1993. 98. P. 4437–4448.
7. Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko V.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics.* 2002. V. 359/3–4. P. 307–327.
8. Мордвинова В.В., Артемьев А.А. Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по объемным волнам // *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51(6). С. 887–904.
9. Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // *Физика Земли.* 2007. № 2. С. 11–22.
10. Ананьин Л.В., Мордвинова В.В., Гоць М.Ф. и др. Скоростное строение коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по долговременным наблюдениям широкополосных сейсмостанций // *ДАН.* 2009. Т. 428, № 2. С. 211–214.
11. Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V. Active faults, seismicity and recent fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // *Tectonophysics.* 2004. V. 380. P. 261–272.

12. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С. и др. Детальные глубинные сейсмические исследования в Верхнеангарском районе Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1990. № 7. С. 17–27.

13. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в земной коре и верхах мантии в районе полигона Лобнор // ДАН. 2008. Т. 420, № 2. С. 239–242.



А.В. Андреев, О.В. Лунина
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

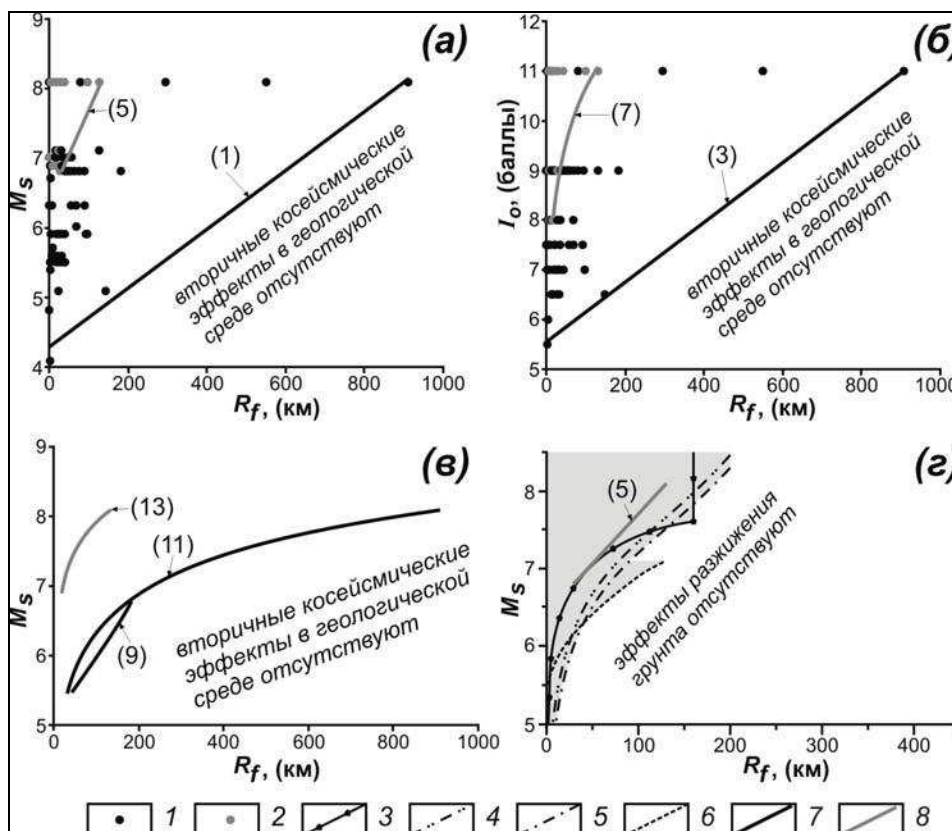
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ КОСЕЙСМИЧЕСКИХ ЭФФЕКТОВ ОТНОСИТЕЛЬНО СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩЕГО РАЗЛОМА (ДЛЯ МОНГОЛИИ И ЮГА СИБИРИ)

Значительный социально-экономический ущерб от землетрясений приносят сопутствующие им вторичные косейсмические эффекты (ВКЭ), распространяющиеся на обширные участки геологической среды. В связи с этим, изучение условий их возникновения и локализации весьма актуально для решения прикладных задач, касающихся оценки сейсмической опасности. Поскольку возникновение сейсмособытий ассоциируется с активизацией разломов, многие исследователи предпринимали попытки обнаружить закономерности в пространственном распределении ВКЭ относительно инициирующих дизъюнктивных нарушений. К примеру, для эффектов разжижения грунта впервые идею измерения дистанции от сейсмогенерирующей структуры для землетрясений в США представили Т. Юд и Д. Перкинс [1]. Позднее соотношения между моментной магнитудой (M_w) [2, 3], магнитудой по поверхностным волнам (M_S) [4] и предельными расстояниями от сейсмогенерирующего разлома (R_{jmax}) для проявления процесса ликвифакции в осадочных отложениях были предложены для других регионов мира. Для территории Монголии и юга Сибири (РФ) таких исследований не проводилось. Цель настоящего доклада – на основе анализа зависимостей между параметрами землетрясений (M_S и эпицентральной интенсивностью (I_0) в баллах шкалы MSK-64) и R_{jmax} до пунктов локализации ВКЭ в геологической среде выявить региональные закономерности в их распределении.

Для установления указанных выше соотношений из опубликованных и архивных источников собрана макросейсмическая информация о последствиях 53 землетрясений за инструментальный период наблюдений (1950–2008 гг.), произошедших на территории в пределах координат 42–62° с.ш. и 80–124° в.д. На основании полученного материала была сформирована база данных, где ВКЭ кодированы в соответствии с разработанной нами классификацией. В анализе участвовали те землетрясения, для которых был установлен и обоснован инициирующий разлом, что составило 19 сейсмособытий из общей выборки, или 122 пункта с проявлением ВКЭ в геологической среде. Из них в 31 пункте (25.4 %) были описаны достоверные случаи проявления процессов разжижения и флюидизации в грунте, выраженные на поверхности следами фонтанирования воды и осадочного материала вдоль сеймотектонических трещин, а также вторичным воронкообразным проседанием в местах выбросов. Условиями возникновения таких эффектов на территории исследования являются $M_S \geq 5.2$ и $I_0 \geq 6-7$ баллов. На основании статистических выборок предложено 14 соотношений между параметрами землетрясений и R_{jmax} для проявления ВКЭ, выраженных в виде граничных уравнений (таблица) и графически описываемых ими кривых (рисунок, а, б, в).

В ходе анализа установлено, что в среднем структуры ликвифакции локализуются в 10 (7.1–14.2) раз ближе к сейсмогенерирующему разлому, чем все сейсмодетформации

геологической среды (рисунок, а). Более половины ВКЭ (52 %) и эффектов разжижения грунта (71 %) сосредоточены в радиусе 20 км от инициирующего разлома, а в пределах 40 км – 78 % и 90 %, соответственно. Такая тесная связь не может быть объяснена лишь значительной протяженностью сместителей сейсмогенерирующих дизъюнктивных нарушений, от которых производились измерения расстояния до пунктов с ВКЭ. Согласно тектонофизическому представлению, крупные разломы имеют широкие области динамического влияния, отличающиеся повышенной нарушенностью субстрата кристаллического фундамента [5]. В надразломном пространстве осадочного чехла такие области выражены участками с высокой проницаемостью геологической среды, создающими тем самым благоприятные условия для образования и локализации структур разжижения грунта и других видов ВКЭ.



Графики соотношений:

а – магнитуды землетрясения по поверхностным волнам (M_s) и предельного расстояния от сейсмогенерирующего разлома (R_f) для проявления вторичных косейсмических эффектов (ВКЭ) в геологической среде; б – интенсивности землетрясения в эпицентре (I_0) по шкале MSK-64 и R_f для проявления ВКЭ; в – M_s и R_f для проявления ВКЭ в зависимости от преобладающего типа подвижки в очаге землетрясения; г – M_s и R_f для проявления эффектов разжижения грунта в сравнении с данными предшествующих исследований. 1 – пункты с ВКЭ; 2 – пункты с эффектами разжижения грунта; 3–8 – граничные кривые по данным: 3 – [1], 4 – [2], 5 – [3], 6 – [4], 7 – настоящей работы для ВКЭ в геологической среде, 8 – настоящей работы для эффектов разжижения грунта. Цифры в скобках на графиках соответствуют уравнениям граничных кривых, приведенным в таблице.

По механизму очага землетрясения на территории исследования представлены практически всеми известными типами. Для доминирующего сбросового фокального механизма выборка пунктов с проявлением ВКЭ составляет 41.7 % от общей выборки, а для сдвигового – 53.3 %. При рассмотрении комбинированных подвижек наибольшее количество ВКЭ описано при взбросо-сдвиговых смещениях вдоль разлома (35.8 %),

причем, когда преобладает вертикальная компонента движения его крыльев (взбросовая), косейсмические деформации проявляются крайне редко (всего 6 пунктов). Из рассмотренного материала предложено 6 соотношений между M_S и $R_{f\max}$ для проявления ВКЭ по представительным статистическим выборкам для механизмов очагов землетрясений (таблица). Выявлено, что структуры разжижения при доминировании сдвиговых смещений (рисунок, в) пространственно тяготеют в среднем в 3.7 (2.1–5.6) раза ближе к сейсмогенерирующему разлому, чем все ВКЭ. При таких условиях повышение M_S сейсмособытия способствует отчетливо выраженному увеличению $R_{f\max}$ для проявления деформаций геологической среды на территории исследования. Напротив, доминирование сбросовых подвижек вдоль сейсмогенерирующего дизъюнктива обуславливает распределение ВКЭ по экспоненте на графике (при $5.5 \leq M_S \leq 6.8$) и, соответственно, более тесную связь с зоной его динамического влияния.

Уравнения граничных кривых, представленных в настоящей работе

Отношение	Уравнение	№ уравнения
M_S/R_f (для всех эффектов, $n=122$)	$M_S = 0.004 \cdot R_{f\max} + 4.264$	(1)
R_f/M_S (для всех эффектов, $n=122$)	$R_{f\max} = 232.577 \cdot M_S - 988.527$	(2)
I_0/R_f (для всех эффектов, $n=121$)	$I_0 = 0.006 \cdot R_{f\max} + 5.543$	(3)
R_f/I_0 (для всех эффектов, $n=121$)	$R_{f\max} = 165.942 \cdot I_0 - 919.553$	(4)
M_S/R_f (для эффектов разжижения грунта, $n=31$)	$M_S = 0.013 \cdot R_{f\max} + 6.41$	(5)
R_f/M_S (для эффектов разжижения грунта, $n=31$)	$R_{f\max} = 76.923 \cdot M_S - 493.077$	(6)
I_0/R_f (для эффектов разжижения грунта, $n=31$)	$I_0 = 3.543 \cdot \lg(R_{f\max}) + 3.555$	(7)
R_f/I_0 (для эффектов разжижения грунта, $n=31$)	$R_{f\max} = 0.109 \cdot e^{0.64 \cdot I_0}$	(8)
M_S/R_f (для всех эффектов, механизм очага сброс, $n=50$)	$M_S = 5.12 \cdot e^{0.002 \cdot R_{f\max}}$	(9)
R_f/M_S (для всех эффектов, механизм очага сброс, $n=50$)	$R_{f\max} = 1487.239 \cdot \lg(M_S) - 1054.226$	(10)
M_S/R_f (для всех эффектов, механизм очага сдвиг, $n=64$)	$M_S = 1.837 \cdot \lg(R_{f\max}) + 2.658$	(11)
R_f/M_S (для всех эффектов, механизм очага сдвиг, $n=64$)	$R_{f\max} = 0.036 \cdot e^{1.253 \cdot M_S}$	(12)
M_S/R_f (для эффектов разжижения грунта, механизм очага сдвиг, $n=30$)	$M_S = 1.446 \cdot \lg(R_{f\max}) + 5.046$	(13)
R_f/M_S (для эффектов разжижения грунта, механизм очага сдвиг, $n=30$)	$R_{f\max} = 0.0003 \cdot e^{1.589 \cdot M_S}$	(14)

Примечание. M_S – магнитуда землетрясения по поверхностным волнам; R_f – расстояние от сейсмогенерирующего разлома (км); n – количество пунктов.

Ранее полученные пороговые зависимости для косейсмических эффектов разжижения грунта [1 – 4] были приведены к однотипной зависимости от магнитуды M_S по [6]. При сопоставлении имеющихся данных (рисунок, з) видно, что предложенная в настоящей работе кривая не является граничной, но демонстрирует наибольшую приуроченность к инициирующему дизъюнктивному нарушению при увеличении энергии землетрясения.

Таким образом, статистически подтверждается закономерность в распространении в пределах областей динамического влияния сейсмогенерирующих разломов большинства ВКЭ, в том числе структур разжижения грунта, причем для последних прочность такой связи выше, чем для других территорий мира, что обусловлено, очевидно, влиянием региональных геологических особенностей юга Сибири и Монголии.

Авторы выражают глубокую признательность кандидатам геолого-минералогических наук Я.Б. Радзиминовичу и А.С. Гладкову за ценные советы и активную помощь в поиске макросейсмической информации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 10-05-00072_а и 12-05-91161-ГФЕН_а.

Литература

1. Youd T.L., Perkins D.M. Mapping of liquefaction induced ground failure potential // Journal Geotechnical Engineering Division. 1978. V. 104, № 4. P. 433–446.
 2. Ambraseys N.N. Engineering seismology // Earthquake Engineering and Structural Dynamics. 1988. V. 17. P. 1–105.
 3. Papadopoulos A.G., Lefkopoulos G. Magnitude – distance relation for liquefaction in soil from earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1993. V. 83, № 3. P. 925–938.
 4. Papathanassiou G., Pavlides S., Christaras B., Pitilakis K. Liquefaction case histories and empirical relations of earthquake magnitude versus distance from the boarder Aegean region // Journal Geodynamics. 2005. V. 40. P. 257–278.
 5. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
 6. Heaton T.H., Tajima F., Mori A.W. Estimating ground motions using recorded accelerograms // Surveys in Geophysics. 1986. V. 8. P. 25–83.
-

Т.В. Гиоргобиани¹, Т.Ю. Тверитинова²

¹ Тбилисский государственный университет, Институт геологии им. А.И. Джанелидзе,
Тбилиси, Грузия

² Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

НОВЕЙШАЯ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ПРИГРАНИЧНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

Складчатая система Большого Кавказа (БК), расположенная в северной периферической части Анатолийско-Иранско-Кавказского (АИК) сегмента Средиземноморского подвижного пояса, в течение альпийского цикла тектогенеза была ограничена относительно жесткими по-разному мобильными геоструктурами – Скифской эпигерцинской плитой (СП) на севере (южная окраина Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Черноморско-Закавказским микроконтинентом (ЧЗМ) на юге, в Закавказье. Альпийская геодинамика БК и сопредельного Закавказья восстановлена в результате специального изучения морфологии мезозойско-кайнозойской складчатой структуры, с использованием данных по геодинамике АИК региона и Африкано-Аравийского континента (ААК). Реконструкция геодинамических условий и кинематических процессов произведена на основе детального анализа регионального структурного рисунка складчатой системы БК. Установлено, что альпийская структура БК представляет суммарный результат разноплановых односторонних тангенциальных деформаций. Здесь, кроме основных линейных юрско-палеогеновых складок северо-западного простирания, развиты наложенные на них новейшие коллизионные складчато-разрывные структуры, отличающиеся от главных по морфологии, ориентировке и генезису. Такая совокупность альпийских структур и характер их размещения в складчатой системе БК не позволяют объяснить их формирование существующими простыми схемами складкообразования. Совмещение разновозрастных и разнотипных складчатых структур на БК свидетельствует о смене геодинамических обстановок в регионе в альпийскую эпоху.

Детальное изучение морфологии альпийской складчатости БК в плане и в разрезе позволило установить поля напряжений и механизмы тектогенеза на разных этапах ее формирования. Каждая стадия деформации сопровождалась созданием нового структурного рисунка складчатой системы. Это дало возможность определить региональные кинематические и геодинамические условия, соответствующие образованию ранней линейной складчатости и новейших коллизионных структур БК. Выделено два главных геодинамических этапа, отражающих деформации региона в условиях

трансрегионального тангенциального давления в результате сочетания локальных, региональных и глобальных геодинамических процессов: доколлизийный, включающий ранне-среднеальпийскую и раннеорогенную стадии (юра – средний миоцен), и коллизийный позднеорогенный (поздний миоцен – антропоген) этапы.

Для выяснения характерных особенностей позднеорогенного тектогенеза и новейшей и современной геодинамики БК достаточно детального анализа морфологии коллизийных структур. Чтобы показать принципиальное различие доколлизийных и коллизийных геодинамических процессов, необходимо рассмотреть и раннюю стадию развития БК. В альпийском геодинамическом развитии региона определяющую роль играл глобальный процесс движения ААК. На раннем этапе, после раскрытия Северной Атлантики, он перемещался в северо-восточном направлении, сближаясь с ВЕП. Вызванное этим процессом трансрегиональное тангенциальное усилие передавалось ЧЗМ, который придвигался к заполненному мощными мезозойско-раннекайнозойскими отложениями морскому бассейну БК. Возникающее при этом горизонтальное сжатие обусловило образование главной линейной сжатой структуры БК северо-западного простирания. СП в течение всего альпийского цикла оставалась относительно неподвижной и выполняла роль жесткого упора.

На новейшем геодинамическом этапе от ААК откололась Аравийская плита, начавшая дрейф в субмеридиональном направлении и внедрившаяся в межкратонные структуры, вызвав их долготную горизонтальную деформацию. В этой геодинамической обстановке ЧЗМ придвинулся к БК и они совместно начали испытывать косое тектоническое сжатие. Новейшая геодинамика существенно отличается от предшествующей по характеру дислокационных условий, вызвавших в АИК регионе изменение ориентировки тангенциального сжатия с северо-восточного на субмеридиональное. В отличие от предыдущей стадии, когда тектонические процессы на БК происходили главным образом в виде пликативных дислокаций, деформационные условия на новейшем этапе определялись коллизией жесткого ЧЗМ и уже консолидированной складчатой системы БК. В этой обстановке продолжалось формирование коллизийных складчатых образований, но в основном возникали разломные структуры, определившие поперечную сегментацию БК и прилегающую территорию ЧЗМ. БК был разделен на северо-западный, центральный, восточный и юго-восточный сегменты, ЧЗМ – на одноименные наноплиты, а сами наноплиты – на мелкие и узкие клавишоподобные блоки-шоли (рисунок). На новейшем этапе развития на БК не действовал единый ЧЗМ, а к складчатой системе в долготном направлении придвигались и вдавливались в нее на амплитуду до 15 км разновеликие наноплиты и шоли. Это вызвало преобразование первичной основной складчатости и возникновение новых коллизийных структурных форм. Кинематика движения блоков была придвиговой и поддвиговой, что обуславливало автономную деформацию отдельных участков БК.

СЗ Кавказ при прижимании к нему двигавшихся в долготном направлении шолей СЗ наноплиты оставался почти неподвижным. Лишь в его крайней юго-восточной части Сочинская шоль ЧЗМ по Воронцовскому пологому нарушению поддвигалась под Чвежипсинскую зону. Последняя, в свою очередь, перемещалась под Новороссийско-Лазаревскую зону вдоль Краснополянского разлома. В результате таких косых деформаций этот участок СЗ Кавказа испытывал слабое вращение против часовой стрелки на 5–10°.

Центральный Кавказ при неравномерном придвигании к нему двигавшейся в меридиональном направлении Центральной наноплиты (вместе со слагающими ее шолями) испытывал поступательно-вращательное перемещение в северном направлении с вращением против часовой стрелки на 20°. Восточная часть Центрального Кавказа придвинулась на север на большее расстояние, чем западная, поэтому Г–Д зона одновременно поддвигалась под Сванетский антиклинорий по Сванетско-Рачинскому разлому и под Местия-Тианетскую зону вдоль Кважа-Надарбазевского нарушения. Косое

сжатие обусловило также правосдвиговое смещение вдоль восточной части Г–Д разлома, которое блокировалось северным перемещением Сухумской шоли.

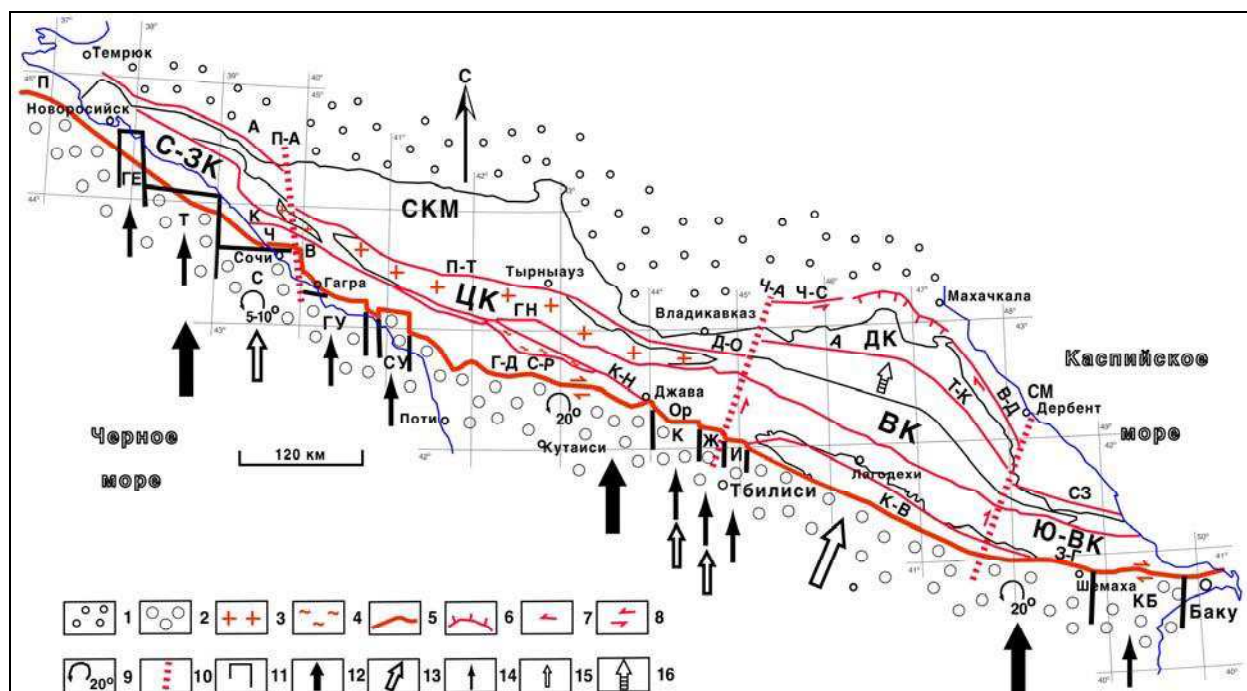


Схема новейшей и современной геодинамики Большого Кавказа и приграничного Закавказья.

1 – Скифская плита; 2 – Черноморско-Закавказский микроконтинент (ЧЗМ); 3 – доальпийское кристаллическое ядро Большого Кавказа (БК); 4 – Сванетский антиклинорий; 5 – Южный активный краевой разлом складчатой системы БК в зоне коллизии ЧЗМ с БК; 6 – сдвигово-надвиговая зона Дагестанского клина (ДК); 7 – направление перемещения осадочного чехла В. Кавказа и ДК; 8 – участки сдвигового смещения по разломам; 9 – направление движения и углы вращения наноплит и соответствующих сегментов БК; 10 – границы сегментов БК и прилегающих наноплит; 11 – границы шолей; 12 – направление сжатия наноплитами сегментов БК; 13 – ориентировка вектора движения восточной наноплиты; 14 – направление придвигания шолей к складчатой системе БК; 15 – направление пододвигания шолей под складчатую систему БК; 16 – направление перемещения В. Кавказа. Сегменты БК и соответствующие им одноименные наноплиты ЧЗМ: С-ЗК – Северо-Западный Кавказ, ЦК – Центральный Кавказ, ВК – Восточный Кавказ; Ю-ВК – Юго-Восточный Кавказ, СКМ – Северо-Кавказский краевой массив, ДК – Дагестанский клин, Ч – Чвежипсинская зона, Г-Д – Гагра-Джавская зона. Шоли: ГЕ – Геленджикская, Т – Туапсинская, С – Сочинская, ГУ – Гудаутская, СУ – Сухумская, К – Ксанская, Ж – Жинвальская, И – Иорская, КБ – Кобыстанская. Поперечные разломы: П-А – Пшеха-Адлерский, Ч-А – Чож-Арагвинский, СМ – Самурский. Продольные разломы: Северной краевой зоны БК: А – Ахтырский, П-Т – Пшекиш-Тырныаузский, Д-О – Дигоро-Осетинский, А – Агвалинский, Т-К – Тандино-Кайдинский, СЗ – Сиазанский. Разломы, ограничивающие ДК: Ч-С – Черногорско-Сулакский, В-Д – Восточно-Дагестанский, прочие продольные разломы: ГН – Главный надвиг, К – Краснополянский, В – Воронцовский, С-Р – Сванетско-Рачинский, К-Н – Кважа-Надарбазевский. Продольные разломы Южной краевой зоны БК: П – Приморский, Г-Д – Гагра-Джавский, ОР – Орхевский, К-В – Кахетино-Вандамский, З-Г – Зангинско-Герадильский.

Восточная наноплита, которая почти не была сегментирована на мелкие блоки, кроме Иорской шолы, продвигалась в северо-восточном направлении и пододвигалась под складчатую систему Восточного Кавказа. В ходе перемещения между этим сегментом БК и пододвигавшимися наноплитами возникало вызванное трением сцепление. При региональном сжатии движущаяся наноплита увлекала за собой и залегающую на ней

систему Восточного Кавказа. В процессе деформации происходил срыв осадочного чехла региона с подстилающего его основания или в самой мезозойской толще. Вследствие этого Восточный Кавказ совместно с наноплитой вдоль ограничивающих их разломов перемещался на северо-восток. В результате происходило вклинивание самой узкой части Дагестанского клина (ДК) в Терско-Каспийский краевой прогиб с образованием вдвигово-надвиговых структур.

Юго-Восточная наноплита совместно с расположенной в ней Кобыстанской шолью придвигалась и прижималась к ЮВ Кавказу в субмеридиональном направлении, вызывая его перемещение на север и горизонтальное вращение против часовой стрелки до 20°. В результате косоугольного сжатия происходило также продольное сдвиговое смещение вдоль восточного участка Зангинско-Герадильского разлома.

Значительно более сложным и разнообразным было воздействие на складчатую систему БК отдельных шолей. Геленджикская, Туапсинская, Гудаутская, Сухумская, Иорская и Кобыстанская шолы придвигались к БК, а Сочинская шоль пододвигалась под него. Комбинированной была кинематика движения Ксанской и Жинвальской шолей, воздействие которых на структуру БК создало более многообразные дислокации. Сначала шолы придвигались к БК и вызывали интерференционное преобразование первичной складчатости, а затем пододвигались под новую коллизионную структуру, обуславливая ее полого-чешуйчатое покровное строение.

В придвиговых зонах образовывались различные коллизионные структуры. При относительно малоамплитудном придвиге в складчатой структуре БК формировались горизонтальные флексуры (Геленджикская и Иорская шолы) или коробчатые формы (Сухумская шоль). При увеличении зоны динамического влияния шолей возникали пересекающаяся складчатость и разнопорядковые складки субширотного простирания (Туапсинская, Гудаутская и Кобыстанская шолы). На пододвигаемых же участках формировались поддвиговые (надвиговые) структуры и тектонические покровы (Сочинская, Ксанская, Жинвальская шолы и Восточный Кавказ). Следовательно, основная роль в образовании позднеорогенных коллизионных структур принадлежит связанной с новейшей геодинамикой региона шолевого тектонике. Она, в отличие от однотипного ранне-среднеальпийского этапа деформации, была более локальной и разнообразной, что обусловило структурную эволюцию БК. Косое столкновение ЧЗМ с БК, долготное движение шолей и наноплит вызвали смещение БК в целом на север и его горизонтальное вращение до 20° против часовой стрелки, определив его настоящее местоположение.

В неоген-антропогене в АИК сегменте Альпийского складчатого пояса локальные, региональные и глобальные геодинамические процессы в течение этого короткого по геологическим меркам периода (11 млн лет) существенно не менялись и унаследованно продолжают продолжаться в голоценовую эпоху. Современная геодинамика является причиной высокой сейсмической активности приграничной зоны столкновения БК и ЧЗМ, представляющей собой одну из главных сейсмоопасных территорий Кавказского региона.



А.М. Гражданкин

Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан

ИНФОРМАЦИОННАЯ СИСТЕМА ПО РАБОТЕ С ДАННЫМИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОЙ GPS-СЕТИ

Деятельность лаборатории изучения современных движений земной коры методами космической геодезии ИС РАН главным образом направлена на исследование приповерхностных смещений и связанных с ними геодинамических процессов на территории Центральной Азии. При этом основным инструментом исследования является GPS-метод. На первых этапах становления развертывались отдельные локальные GPS-

сети на небольших территориях, которые затем, расширяясь и объединяясь, превратились в Центрально-Азиатскую (ЦА) GPS-сеть, расположенную на территориях Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана и Китая. В создании ЦА GPS-сети принимали участие ученые России, Германии, США, Кыргызстана, Китая, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана. История измерений в пределах ЦА GPS-сети насчитывает уже 20 лет.

На сегодняшний день количество пунктов составляет более 550, в том числе 13 пунктов непрерывного многолетнего наблюдения. Пункты ЦА GPS сети можно разделить на три группы, имеющие различные режимы измерений:

- локальная GPS-сеть развернута в предгорьях Кыргызского хребта, к северу от г. Бишкек, на сегодняшний день наблюдения проводятся на 36 посещаемых пунктах с частотой 4 раза в год по 36 часов;
- пункты региональной GPS-сети расположены на обширной территории Центральной Азии и наблюдения на них, как правило, проводятся 1–3 раза в год по 36 часов;
- перманентная GPS-сеть состоит из 13 стационарных пунктов, которые рассредоточены по территории данного региона и наблюдение на которых ведется непрерывно.

Прежде чем приступить к непосредственному изучению современных движений земной коры, необходимо подготовить информационную базу для такого научного анализа. Сначала GPS-данные необходимо получить, обработать, систематизировать и структурировать. Помимо этого, при значительном объеме исходных данных необходимо средство для оперативного и эффективного манипулирования ими. Целью работы является создание информационной системы (ИС) для эффективной работы с GPS-базой, которая позволит оперативно обрабатывать поступающую информацию, извлекать наборы данных по различным критериям и их комбинациям для дальнейшего статистического и научного анализа и прогнозирования.

В настоящее время количество пунктов составляет более 550, а марок – более 1150. За период наблюдения с 1992 г. по настоящее время накопилось огромное количество «сырой» информации и промежуточных материалов ее обработки. Помимо информации, получаемой с различных типов приемников в цифровом виде, существуют метаданные, представляемые в виде стандартизованных бумажных паспортов GPS-измерений, которые заполняются оператором и содержат в себе информацию различных типов.

Перед лабораторией GPS стояла задача по оцифровке метаданных (бумажного архива) и разработке автоматизированной информационной системы, позволяющей:

- заносить информацию из паспортов в базу данных;
- структурированно хранить все виды GPS-данных;
- вычислять дополнительные параметры измерений на основе имеющихся данных;
- предоставлять выборки данных по различным критериям отбора и их комбинациям;
- автоматически генерировать RINEX-файлы на основе имеющихся «сырых» и метаданных внешней утилитой TEQC;
- связывать метаданные с исходными («сырыми») и приведенными к международному формату (RINEX) данными;
- автоматически предоставлять входные данные для программы GAMIT/GLOBK [1, 2] из базы данных;
- хранить различную справочную информацию.

Создание структуры БД. Данные GPS-измерений и их производные можно свести к следующим информационным блокам (таблицам):

1. Данные о марках. Марки – специальные геодезические точки, жестко закрепленные на земной поверхности. Одна или несколько (обычно 2–3, может быть до 10) близко расположенных (обычно 2–20 м, может быть до 150 м) марок объединяются в пункт (см. раздел пункты). На каждой марке должно быть произведено как минимум одно измерение промышленным GPS-прибором (см. разделы приемники и антенны), одна из марок пункта

измеряется регулярно в зависимости от режима измерений. Остальные (запасные) марки включаются в режим измерения в случае выхода из строя основной.

2. Данные о GPS-измерениях. Аппаратурная GPS-запись ведется в течение от нескольких часов до непрерывного длительного (перманентного) наблюдения. Чаще всего в качестве одного измерения понимаются наборы данных за 36-часовой или 24-часовой (UTC-сутки) интервал наблюдений, но возможны другие варианты. Полевые данные об одном измерении содержатся в одном или нескольких "сырых" файлах и на бумажном листке "паспорта наблюдений". При дальнейшей обработке "сырых" данных информация об этом измерении расширяется.

3. Данные о пунктах наблюдения. Вычисляемая таблица на основе «Данных о марках». Все марки разбиваются по группам с одинаковыми "названиями пунктов", и по данным внутри этих групп формируется информация об отдельных пунктах.

4. Прочие справочные таблицы. В данную группу таблиц входят однотипные, простые по структуре справочные таблицы с соответствующими полями, такие как:

Справочные таблицы БД

Имя таблицы	Поля таблицы
Антенны	Код антенны, IGS код антенны, серийный номер, вертикальное смещение, горизонтальное смещение
Приемники	Код приемника, IGS код приемника, серийный номер
Организации	ID организации, название организации, описание
Операторы	ID оператора, имя оператора, ID организации
Сети	Название сети, описание
Кампании	Название кампании, описание
Страны	Название страны, описание
Режимы измерения	Режим измерения, описание
Типы установки антенн	Тип установки, описание
Типы конструкции (соединения)	Тип конструкции, описание
Типы основания	Тип основания, описание
Типы грунта	Тип грунта, описание

Выбор средств реализации:

1. Выбор системы организации интерфейса. Так как процесс обработки данных проводится под управлением различных операционных систем (Windows, Linux, Solaris), одним из важных требований к ИС является ее кроссплатформенность. Существует два варианта реализации. Первый вариант – это создание клиентских приложений для различных платформ и установка их на рабочие станции, с которых должна осуществляться работа с ИС. Второй – создание WEB-системы, через которую осуществляется процесс обработки данных. Был выбран второй вариант, так как он позволяет использовать со стороны клиента обычный WEB-браузер, не требуя реализации и установки клиентских приложений, что упрощает создание и использование системы.

2. Выбор сервера БД. Из большого количества существующих решений был выбран MySQL сервер. MySQL поддерживает SQL (структурированный язык запросов) и может применяться в качестве SQL-сервера. Это означает, что общаться с сервером можно на языке SQL: клиент посылает серверу запрос, тот его обрабатывает и отдает клиенту только те данные, которые были получены в результате этого запроса. Клиенту не требуется выкачивать данные и производить вычисления, как, например, в Microsoft Access. Кроме того, MySQL – это ПО с открытым кодом, то есть его можно свободно изучать и изменять.

3. Выбор WEB-сервера. В качестве WEB-сервера был выбран Apache, так как де-факто он является стандартом № 1 для Linux-серверов в частности и для WEB-серверов в общем. Более половины всех сайтов глобальной сети работают под Apache или производными от него. Преимущества Apache заключаются в модульной организации,

стабильности и быстрой реакции. При наличии соответствующих аппаратных средств и настройке он может выдерживать самые высокие загрузки: Yahoo, Altavista, GeoCities, Hotmail основаны на различных версиях этого сервера.

4. Выбор языка программирования. В качестве языка программирования для реализации проекта был выбран язык PHP. В число главных конкурентов PHP входят Perl, Microsoft ASP.NET, Ruby (on Rails и др.), JavaServer Pages (JSP) и ColdFusion. PHP обладает множеством преимуществ по сравнению с этими продуктами, среди которых наиболее значительными являются производительность, масштабируемость и низкая стоимость (пакет является бесплатным).

5. Выбор средства администрирования СУБД. В качестве средства администрирования СУБД был выбран пакет phpMyAdmin. phpMyAdmin — веб-приложение с открытым кодом, написанное на языке PHP и представляющее собой веб-интерфейс для администрирования СУБД MySQL. phpMyAdmin позволяет через браузер осуществлять администрирование сервера MySQL, запускать команды SQL и просматривать содержимое таблиц и баз данных. Приложение позволяет управлять СУБД MySQL без непосредственного ввода SQL команд, предоставляя дружелюбный интерфейс.

6. Выбор средства реализации интерфейса. В качестве средства реализации интерфейса была выбрана Joomla — система управления содержимым, написанная на языках PHP и JavaScript, использующая в качестве хранилища базу данных MySQL, которая является свободным программным обеспечением, распространяемым под лицензией GNU GPL. Для реализации интерфейса пользователя БД был использован набор скриптов DadaBik, также являющийся свободным ПО с открытым кодом, который подвергся существенной переработке исходя из требований к реализации.

7. Взаимодействие компонентов. В вышеприведенных пунктах раздела представлено описание основных компонентов, которые обеспечивают организацию, хранение и обработку GPS-информации.

Информационная система представляет из себя две большие части: непосредственно данные, структурированно хранящиеся на сервере БД, и различные наборы PHP-скриптов, с помощью которых осуществляются различные функции работы с БД. Эти скрипты обрабатываются Web-сервером Apache (который, в свою очередь, осуществляет взаимодействие с сервером БД путем SQL-запросов). Результат выполнения скриптов возвращается в браузер пользователя. Для работы может использоваться любой браузер под управление любой ОС. Вспомогательные скрипты используются для устранения различных программных тонкостей обработки и отображения информации. Набор скриптов phpMyAdmin используется для администрирования БД: создания новых таблиц, полей, изменения типов данных, названий полей, анализа структуры БД, экспорта/импорта данных и различных других административных задач. Измененный и доработанный набор скриптов DadaBik используется для реализации пользовательского интерфейса работы с БД (просмотр, добавление, редактирование, удаление, поиск, экспорт данных).

Таким образом, разработанная ИС решает задачи систематизации и структуризации GPS-данных ЦА GPS-сети всех уровней, по автоматизации подготовки входных данных (RINEX) для дальнейшей обработки в GAMIT/GLOBK, что значительно сокращает требуемое время. В ее рамках реализована возможность формирования различных аналитических выборок данных по различным параметрам для составления планов дальнейших работ по GPS-измерениям.

Литература

1. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GAMIT: GPS Analysis at MIT. DEAPS. Release 10.3, Cambridge: MIT, 2009. 183 p.

2. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. DEAPS. Release 10.3. Cambridge: MIT, 2009. 91p.

Р.М. Кармалеева

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

ДЕФОРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В СИСТЕМЕ ГЕОДЕФОРМАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА УЧАСТКОВ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Геодеформационный мониторинг представляет собой систему непрерывных или повторных измерений параметров состояния геологической среды. Основные параметры, характеризующие это состояние, – вектор скорости смещений и деформация породы. Прямые измерения этих параметров обеспечиваются геодезическими и геофизическими методами, имеющими различную чувствительность и пространственно-временную детальность. Мы остановимся в представленной работе на результатах измерений с помощью деформометров и в отдельных случаях водотрубных наклономеров. Чувствительность деформометров 10^{-11} – 10^{-12} , долговременная стабильность 10^{-7} /год.

В задачи аппаратных измерений входит регистрация слабых сигналов, чтобы следить за развитием аномальных деформационных процессов в геологической среде с момента зарождения и по возможности прогнозировать их дальнейшее развитие. Накапливаясь во времени, малые изменения в деформациях и смещениях могут изменить напряженное состояние участка. В результате он становится потенциально опасным. Непрерывность регистрации во времени обеспечивает возможность выделения процессов в диапазоне периодов от нескольких секунд до десятков лет. В силу неоднородности во времени напряженно-деформированного состояния среды, непрерывные измерения обеспечивают возможность выделения периодов изменения скорости деформаций, т.е. изменения во времени тектонической активности участка.

Аппаратурные измерения проводятся на локальных площадках, на геодинамических полигонах или на территориях ответственных объектов, безаварийная работа которых регламентируется величинами допустимых скоростей деформаций и смещений земной поверхности (ГЭС, АЭС, водохранилища, объекты атомной энергетики). Базы приборов составляют десятки метров. В связи с этим возникает вопрос о представительности получаемых результатов, а именно, как отражают аппаратные данные параметры регионального геодинамического процесса. Этот вопрос может быть решен путем сравнения материалов многолетних аппаратных наблюдений с результатами повторных геодезических съемок и геологических обследований.

Один из примеров, подтверждающий надежность деформометрических данных, представляют результаты, полученные на полигоне Гарм-Душанбе. В течение ряда лет здесь действовали шесть деформометрических станций. Пять из них (четыре станции расположены в радиусе 30 км, пятая удалена на 150 км) зарегистрировали сжатие породы со средней скоростью несколько единиц $\cdot 10^{-6}$. Из этой группы выпадают результаты, полученные на шестой станции в районе Нурекского гидроузла. Здесь регистрируется растяжение породы с аномально высокой скоростью, что вызвано локальным процессом гравитационного смещения породы [1]. Анализ этих данных представлен ниже.

Аналогичный результат получен в асейсмичной зоне на территории Восточно-Европейской платформы. По данным измерений на двух станциях – Протвино и Обнинск (расстояние 50 км) – скорости деформаций составляют несколько единиц $\cdot 10^{-7}$ и совпадают по знаку. Характер деформаций, зарегистрированный за пятилетний период, совпадает с результатами геодезических наземных и спутниковых измерений. Приведенные примеры

из двух районов с различной тектоникой демонстрируют способность деформометрической аппаратуры регистрировать региональные процессы.

Как было сказано выше, деформометрические измерения проводят на участках, где могут возникнуть или уже развиваются активные геодинамические процессы, представляющие опасность для ответственных объектов. Аномальные деформации возникают на участках неоднородного напряженно-деформированного состояния на стыках разнородных структур в зонах тектонических нарушений. Как правило, это геодинамические или разломные зоны между блоками земной коры разных порядков. В этих зонах отмечается изменение физико-механических, химических, флюидных и других свойств геологической среды, повышенная трещиноватость и обводнение. Обычно, эти зоны приурочены к гидрографической сети.

Многолетние непрерывные деформометрические наблюдения, выполненные в различных по тектонической активности районах, позволяют определить основные закономерности в распределении измеряемых параметров на участках повышенной геодинамической опасности. Это, прежде всего, межблоковые разломные зоны и прилегающая к ним территория, оползневые участки. Одно из основных свойств деформационного процесса на определенном участке – это неоднородность его развития во времени, обусловленная его цикличностью. Кроме годовой или сезонной волны, имеющей термическую или термоупругую природу в зависимости от условий наблюдений, повсеместно выделяется цикл с периодом около четырех лет. Вариации периода связаны с реологическими свойствами слагающих пород [2]. Скорости деформаций в течение цикла меняют, кроме знака, свою величину в отдельных случаях на порядок. В результате скорости на участке могут превышать периодически допустимые для ответственного объекта нормы. Согласно нормативным документам, зонами чрезвычайной экологической ситуации считаются территории, в пределах которых развиваются деформации со скоростями, превышающими 10^{-5} см/год, а уровень остаточных деформаций достигает величины 10^{-5} см/год в течение 15–30 лет [3].

Для оценки возможностей деформометрического метода при выделении опасных территорий приведем примеры результатов измерений в разломных зонах, на прилегающих участках, в зонах повышенной трещиноватости и на оползневых площадках.

Рассмотрим границу, разделяющую блоки VII и VIII порядка на территории Протвинского полигона, расположенного на Восточно-Европейской платформе. До глубины 26 м зона заполнена чередующимися слоями песка и глин. Ярко выражена неоднородность их строения и высокая водонасыщенность. Уровень воды отмечается на глубине 5 м. Известняки залегают ниже 26 м, в то время как внутри блоков эта глубина около 8 м. Средняя скорость горизонтальной деформации $7 \cdot 10^{-5}$. Внутри четырехлетнего периода непрерывных измерений она изменяется в пределах $2.5 \cdot 10^{-5}$ – $1.5 \cdot 10^{-4}$. Накопленная за четыре года величина деформации сжатия составляет $3 \cdot 10^{-4}$. Средняя скорость вертикальных деформаций по данным геодезических съемок $1.5 \cdot 10^{-4}$. На этом же полигоне в зоне, разделяющей коровые блоки IX–X порядка, скорости горизонтальных деформаций 10^{-5} и вертикальных $6 \cdot 10^{-5}$ [4].

На территории сейсмоактивного района, в пределах полигона Гарм–Душанбе, на станции «Джерино» штольня, где располагаются приборы, пройдена в зоне Кондаринского разлома. В пределах штольни находится активная часть разлома – трещина шириной 15 см. Измерения деформации проводились в двух направлениях – параллельном и перпендикулярном разлому. В последнем варианте два деформометра пересекали трещину разлома. В течение двух лет дополнительно к ним проводились измерения третьим деформометром, опорный постамент которого располагался непосредственно на краю трещины. Скорость деформации в направлении, секущем разлом, равна $2.5 \cdot 10^{-6}$ с вариациями в пределах нескольких единиц $\cdot 10^{-6}$. Амплитуда сезонной волны также равна 10^{-6} . Накопленная за 11 лет деформация равна $2.7 \cdot 10^{-5}$.

Параллельно разлому скорость на порядок ниже $2 \cdot 10^{-7}$, что соответствует результатам, полученным на стабильных платформенных участках.

Другой пример результатов измерений скоростей деформаций в разломе на этом же полигоне относится к зоне Сурхобского разлома, который разделяет горные системы Памира и Тянь-Шаня. Непосредственно в зоне разлома в течение ряда лет проводились измерения горизонтальных и вертикальных деформаций деформометрами (два прибора) и водотрубными наклономерами (четыре прибора) на участке длиной около 45 м. Одновременно на этом же участке с высокой частотой проводились нивелирные съемки. Получены следующие средние скорости деформаций: вертикальных 10^{-4} и горизонтальных $5 \cdot 10^{-5}$. В течение некоторого периода измерения на данной базе проводились в точках через каждые 4.5 м одновременно. Результаты показали значительную пространственную неоднородность деформационного процесса. Так, величина горизонтальных деформаций меняется от 10^{-5} до 10^{-4} , а вертикальных от 10^{-4} до 10^{-3} , причем значительное изменение происходит скачкообразно [1]. Приведенные примеры и многочисленные результаты измерений показывают, что величины деформаций в зонах разломов на платформах не меньше, а в ряде случаев больше, чем в сейсмоактивных областях.

Возникает вопрос, как далеко распространяется действие разлома от его картируемого края, т.е. протяженность опасных участков, прилегающих к разлому. Ответить на этот вопрос помогают результаты земноприливного анализа. Опасными представляются участки, где заниженное по сравнению с расчетным значение амплитуды волны M_2 составляет 30 % и больше [5]. На расстоянии 300 м от Сурхобского разлома на станции Гарм средние скорости горизонтальных деформаций равны 10^{-6} . В течение 5-летнего периода измерений скорости меняются в три раза. Накопленная деформация сжатия в направлении, секущем разлом, составляет $0.85 \cdot 10^{-5}$. Амплитуда волны M_2 занижена в этом направлении на 38 %, т.е. данная площадка находится в зоне действия разлома.

На расстоянии 50 м от края вышеупомянутой зоны, разделяющей платформенные блоки IX и X порядка, получены следующие величины. Средние скорости горизонтальных деформаций равны $3 \cdot 10^{-6}$, вертикальных – $1.3 \cdot 10^{-5}$. Накопленная за 11 лет деформация составляет $3 \cdot 10^{-5}$. Амплитуда волны M_2 занижена здесь на 33 %, т.е. данная площадка находится в зоне действия разлома. Отметим, что здесь же, но внутри блока на расстоянии 500 м от края межблоковой зоны накопленная в течение 11 лет деформация равна $3 \cdot 10^{-6}$.

В районе скрытых разломов и трещин северо-восточного простирания на полигоне Гарм-Душанбе в течение пяти лет велись измерения горизонтальных деформаций (станция Чиль-Дора). Средняя скорость в направлении, перпендикулярном простиранию трещин, 10^{-6} , накопленная величина деформации составляет 10^{-5} . Амплитуда волны M_2 ниже теоретического значения на 78.5 %. В направлении, параллельном простиранию трещин, средняя скорость деформации равна нулю, а амплитуда приливной волны с точностью до 5 % совпадает с расчетной.

На оползневом участке и в зоне действия тектонического разлома в районе Нурекской ГЭС средние скорости горизонтальных деформаций стабильно равны 10^{-5} . В течение периода наблюдений они изменяются в два раза.

Согласно нормативным документам к участкам чрезвычайной экологической ситуации относятся территории, где развиваются деформации со скоростями, превышающими 10^{-5} . Долговременная стабильность деформометров 10^{-7} при чувствительности 10^{-11} – 10^{-12} . Следовательно, опасные деформации могут регистрироваться с достаточной степенью надежности. Непрерывность измерений во времени позволяет выделять потенциально опасные периоды в неравномерном развитии деформационного процесса. Кроме того, обеспечивается возможность регистрации волн земного прилива, параметры которых зависят от упругих свойств геологической среды.

Литература.

1. Латынина Л.А., Кармалева Р.М. Деформографические измерения. М.: Наука, 1978. 154 с.
2. Кармалева Р.М., Силаева О.И. О временной анизотропии в напряженно-деформированном состоянии горных пород // Гидротехническое строительство. 2001. № 12. С. 22–25.
3. Критерии оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия. М.: Роскомэкология, 1992.
4. Кармалева Р.М., Кузьмин Ю.О. Современная геодеформационная активность асейсмичных регионов // Геологические опасности: Материалы XV Всероссийской конференции с международным участием. Архангельск, 2009. С. 214–217.
5. Кармалева Р.М. Использование результатов деформометрических измерений в задачах геодинамики // Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI международной конференции. Воронеж, 2010. Т. 1. С. 316–321.



М.А. Лебедева¹, В.А. Саньков¹, А.В. Саньков¹, С.В. Ашурков¹,
А.В. Парфеевец¹, А.И. Захаров², Л.Н. Захарова², А.Г. Кичигин³

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники

им. В.А. Котельникова РАН, Фрязино, Россия

³ «Иркутскгеофизика», Иркутск, Россия

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ПО ДАННЫМ РСА-ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ И ГЕОДЕЗИИ

Проявления медленных современных деформаций земной поверхности субсантиметрового диапазона в областях с умеренными скоростями тектонических движений, как правило, связываются с активизацией экзогенных процессов. Вместе с тем в отдельных случаях, особенно, когда деформации приурочены к зонам динамического влияния активных разломов, довольно сложно разделить экзогенную и собственно тектоническую составляющую движений. Объект нашего исследования – проявления «живых» разрывов земной поверхности, расположенных на южном плече субширотной Мондинской впадины юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы, в зоне ее сочленения с субмеридиональной Хубсугульской впадиной. Здесь обнаружена серия протяженных трещин отрыва СВ простирания, пересекающих кору выветривания и скальное основание на локальном водоразделе, выраженных в виде рвов шириной 0.5–2.3 м, глубиной до 1.5 м и длиной от 30 до 120 м (рис. 1, а). Ширина зияния трещин в коренных породах достигает 0.5 м. Пространственно и, по-видимому, генетически они связаны с широкой зоной дробления и тектонической глинки СЗ простирания, вдоль которой наблюдаются более короткие отрезки активизированных разрывов. Особый интерес вызывает факт, что, по рассказам очевидцев, расширение трещин и активное поглощение обломочного материала в их полости наблюдались в период, предшествующий Култукскому землетрясению 2008 г. ($M=6.3$), произошедшему на расстоянии 220 км. При этом не отмечалось повышения уровня сейсмической активности. По данным визуального обследования, после события интенсивность расширения трещин существенно снизилась. Дендрохронологическим датированием установлено, что одна из трещин существует уже более 10 лет.

Дешифрирование космических снимков высокого разрешения и геоморфологические исследования позволили выявить серию сбросовых уступов субмеридионального и ССЗ простирания предположительно сейсмогенного происхождения. Длина уступов достигает 500–600 м, высота – 2.0–3.0 м. Они располагаются ортогонально к простиранию контролирующей Мондинскую впадину Иххорогол-Мондинского разлома и соответствуют простиранию структур Хубсугульской

впадины. Уступы располагаются в привершинной части водораздела, и положение их опущенных крыльев зависит от направления уклона рельефа. Это обстоятельство позволяет предполагать, что на их формирование определенное влияние оказывали силы гравитации. Как и активно развивающиеся трещины СВ простирания, сбросовые уступы имеют, по-видимому, первично-тектоническую природу и связаны с воздействием современного поля напряжений. Иххорогол-Мондинский разлом характеризуется левосторонними сдвиговыми и взбросовыми смещениями на отдельных его сегментах. Сделанные ранее реконструкции позднекайнозойского поля напряжений по данным о тектонической трещиноватости и расчеты современного напряженного состояния с использованием данных о механизмах очагов землетрясений указывают на преобладание в этом районе поля напряжений сдвигового типа с СЗ простиранием оси растяжений и СВ простиранием оси сжатия [1].

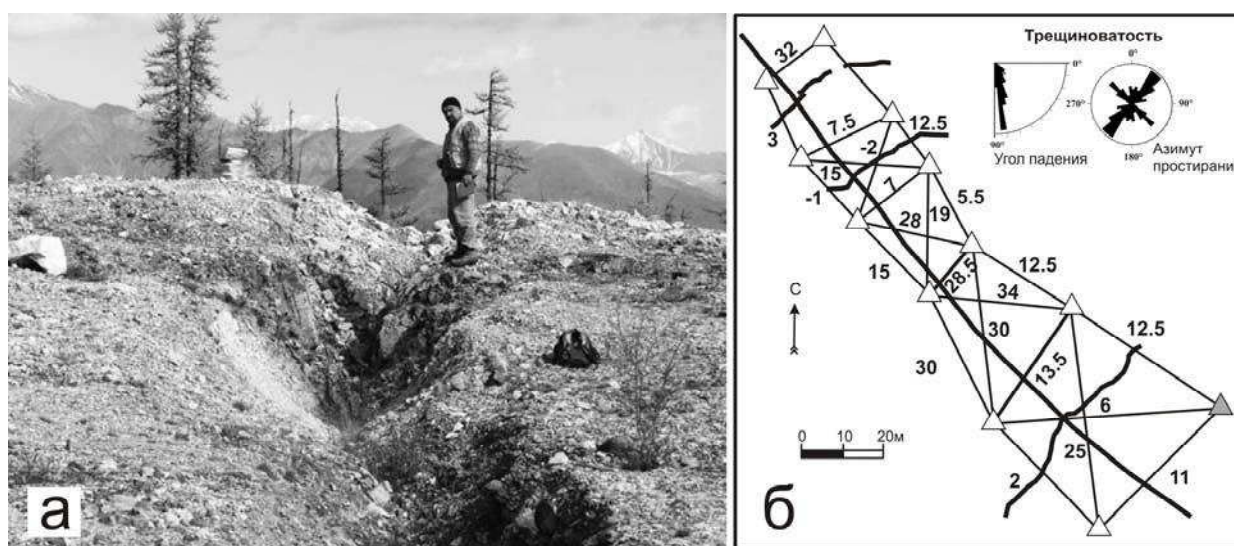


Рис. 1. «Живые» трещины в южном борту Мондинской впадины:

а – вид одной из трещин; *б* – скорости изменения базовых линий на локальном полигоне в зоне развития трещин. Толстыми линиями показаны «живые» трещины отрыва (извилистые линии) и сдвиговая зона СЗ простирания. Треугольники – пункты полигона. Серым цветом выделен опускающийся пункт. Цифры у базовых линий показывают скорости их изменения в мм/год.

Для оценки скорости современных движений в пределах исследуемых структур применен метод дифференциальной РСА-интерферометрии – высокоточный метод исследования земной поверхности при помощи обработки снимков, полученных радаром с синтезированной апертурой (РСА). Мы использовали снимки японских космических спутников ALOS/PALSAR (L-диапазон). Длина волны при съемке в L-диапазоне составляет 23.6 см, что соответствует изменению дальности по направлению к радару 11.8 см. Таким образом, метод позволяет уловить сантиметровые смещения поверхности, причем размеры самого объекта исследования (например, сейсмогенного разрыва или активного разлома со значительным крипом) могут достигать нескольких десятков километров. На интерферограмме, полученной из снимков с разницей пролетов два года (20090116-20070111), отчетливо выделяется линейная зона активных деформаций сантиметрового уровня (рис. 2). Перпендикулярная база интерферометрической пары мала (114 м), что позволяет исключить влияние остаточного рельефа. Зона деформаций простирается в СЗ направлении и параллельна выделенной на местности зоне дробления и тектонической глинки, описанной выше. Кроме того, вдоль склонов речных долин отмечается ряд участков с проявлениями значительных деформаций, что, возможно, связано с влиянием экзогенных, в частности мерзлотных, процессов.

Для наземной заверки полученных данных на участке проявления «живых» трещин проведены три серии геодезических измерений в период 2009 – 2011 гг. с использованием комплекта электронного тахеометра Leica TCR 405 (см рис. 1, б). Результаты обработки данных измерений показали, что большинство базовых линий полигона испытывает удлинение с максимальными значениями, достигающими 30 мм/год. Отмечается опускание одного из пунктов в юго-восточной части полигона со скоростью более 20 мм/год. Остальные пункты либо стабильны по высоте, либо испытывают некоторое поднятие.

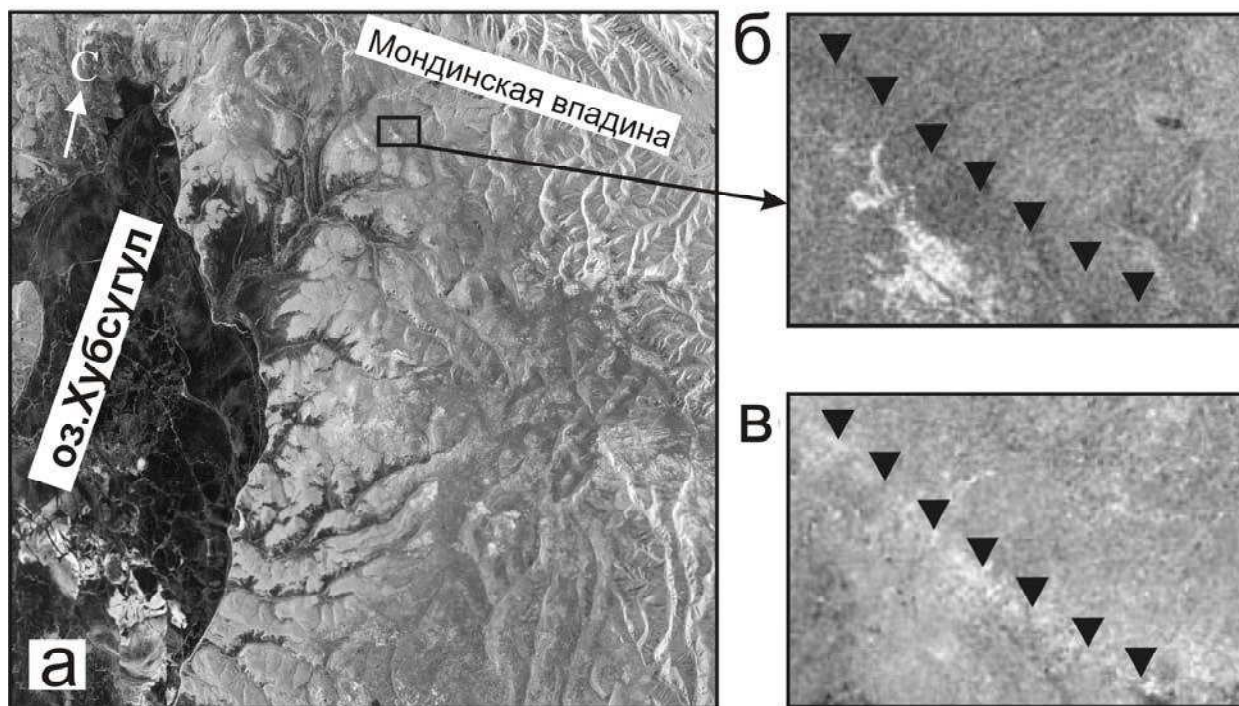


Рис. 2. Деформации земной поверхности в южном борту Мондинской впадины по данным РСА-интерферометрии:

а – обзорный амплитудный снимок; *б* – амплитудный снимок локального полигона; *в* – неразвернутая интерферограмма. Треугольниками показано положение зоны повышенных деформаций СЗ простирания (светлая полоса).

Таким образом, в зоне сочленения субширотной (Тункинской) и субмеридиональной (Хубсугульской) ветвей юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы выявлена зона активного деформирования земной поверхности с характерными скоростями первые сантиметры в год. Активизация разрывных структур в ее пределах происходит в соответствии с современным полем напряжений. Большое влияние на деформации приповерхностной части горного массива, который испытывает удлинение в различных направлениях, оказывает сила гравитации. Экзогенные процессы дополнительно подчеркивают тектонические деформации, что выражено в раскрытии трещин различного простирания с преобладанием северо-восточных структур. В свою очередь, экзогенная активность на склонах долин водотоков высоких порядков может быть связана с активностью тектонических деформаций в пределах зоны Иххорогол-Мондинского разлома. Данные наземной геодезии и РСА-интерферометрии по местоположению и интенсивности выявленных деформаций коррелируют между собой. Можно заключить, что первые исследования современных деформаций на основе данных РСА показали высокий потенциал метода для его использования в горно-таежных районах Сибири. Планируется продолжить исследование с обработкой других сцен и комбинированием их с геодезическими измерениями.

Данные спутниковой интерферометрии получены в рамках проекта 3rd ALOS RA при поддержке японского космического агентства JAXA. Работы выполняются при частичной поддержке РФФИ (проект №12-05-98035-р_сибирь_a) и проекта программы Президиума РАН № 4.1.

Литература

1. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. 151 с.

А.В. Лухнев¹, В.А. Саньков¹, А.И. Мирошниченко¹, С.А. Ашурков¹,
Л.М. Бызов¹, А.В. Саньков¹, Ю.Б. Башкуев², М.Г. Дембелов², Э. Кале³

¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

² *Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

³ *Университет Пурдью, Вест Лафайет, Индиана, США*

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО ДАННЫМ GPS ГЕОДЕЗИИ

Несмотря на относительную однородность современного поля тектонических напряжений, центральная часть Байкальской рифтовой системы является достаточно сложной тектонической зоной, что обусловлено сочетанием здесь нескольких структурных элементов. В своих работах академик Н.А. Логачев [1] доказывал наличие двух главных составных элементов Байкальской впадины – Южно-Байкальской и Северо-Байкальской рифтовых впадин. Он особо подчеркивал роль Ольхонско-Святоносской междувпадинной перемычки, которая является зоной аккомодации для указанных структурных элементов. Она состоит из серии кулисно подставляющих друг друга грабенов (полуграбенов) и горстов северо-восточного простирания – Маломорской впадины, Ольхонского горста и горста хребта Академический, Морского грабена, Святоносского горста и Чивыркуйской впадины. Сложное тектоническое строение зоны аккомодации предполагает и непростой характер распределения деформаций внутри нее. В дополнение к этому в районе Баргузинского залива рифтовая система дихотомизируется, разделяясь на две ветви – Северо-Байкальскую и Баргузинскую. Согласно расчетам и выводам из работы [2], расширение рифтовой системы к северо-востоку обусловлено пониженными прочностными свойствами литосферы Саяно-Байкальской горной области по отношению к платформенной литосфере. Таким образом, тектонический узел в районе центральной части Байкальской впадины и ее сочленения с Баргузинской впадиной интересен с точки зрения изучения закономерностей распределения (partitioning) деформаций и перехода от условий «сосредоточенного» к условиям «рассредоточенного» рифтинга.

На сегодняшний день основными индикаторами активно протекающих деформаций в этом районе служат современная сейсмичность и участки голоценовой сейсмогенной активизации разломов – палеосейсмодислокации. Судя по структуре эпицентрального поля землетрясений, наиболее активными являются разломы Морского грабена. Практически отсутствует сейсмичность в Маломорской впадине и в южной части Северо-Байкальской впадины севернее 54-й параллели. Слабо сейсмически активны южная часть Баргузинской впадины и район восточного берега Баргузинского залива. Вместе с тем наличие следов сильных землетрясений недавнего прошлого (последние 10–12 тысяч лет) говорит о высоком сейсмическом потенциале этих территорий [3] и пространственно-временном перераспределении максимумов тектонических деформаций на территории зоны аккомодации. Часть активных разломов скрыта под водной линзой

Байкала, однако данные сейсмического профилирования позволяют говорить об их активной жизни в отдельные периоды развития Байкальской впадины [4].

Для получения сведений о кинематике современных блоковых движений, выявления закономерностей распределения активных деформаций в пределах центральной части Байкальского рифта нами использованы данные измерений в пределах Байкальского геодинамического полигона с применением метода спутниковой геодезии (GPS-технология). Сеть пунктов охватывает краевую часть блока Сибирской платформы, Приольхонье и о. Ольхон, п-ов Святой Нос и восточный борт Байкальской впадины, а также южную и центральную части Баргузинской впадины. Измерения начаты в 1994 г. Поле скоростей горизонтальных движений GPS-пунктов центральной части Байкальского геодинамического полигона было получено с помощью программного пакета GAMIT/GLOBK [6]. Методика и процедуры расчетов схожи с изложенной в работе [7]. Кроме этого, проведено уравнивание региональной GPS-сети с сетью станций относящихся к системе ITRF2008 [8]. Для получения скоростей относительных деформаций, матрицы скоростей горизонтальных движений и их приращений обрабатывались программным пакетом QOCA [9].

В результате расчетов с использованием результатов измерений за период 1994–2011 г. получены новые данные о современных деформациях в зоне сочленения Южно-Байкальской, Северо-Байкальской и Баргузинской впадин. В региональном отношении в пределах Байкальской впадины основной чертой современной кинематики движений является юго-восточное направление векторов перемещения пунктов со средней скоростью 3 мм/год. В пределах Ольхонского блока векторы направлены более к востоку, в среднем по азимуту 113° , нежели векторы пунктов, расположенных на западном борту Маломорской впадины, где их среднее направление движения имеет азимут 154° . Скорости пунктов на Маломорском геодинамическом полигоне закономерно уменьшаются в северо-восточном направлении. В северной части Ольхонско-Святоносской перемычки наблюдается выдержанная ориентировка векторов движений по азимуту 160° со средней скоростью 3.2 мм/год. Скорости горизонтальных движений геодезических пунктов, расположенных в южной части Баргузинской впадины, увеличиваются и составляют в среднем 6.1 мм/год. Направления их остаются схожими с направлениями векторов в центральной части Байкальской впадины.

Преобладающим для района является поле деформаций удлинения земной поверхности в СЗ-ЮВ направлении. Эти данные соответствуют современному полю тектонических напряжений, рассчитанному по данным о механизмах очагов землетрясений. Вместе с тем на многих участках отмечается сдвиговый тип поля деформаций. Наряду с указанными решениями, в Маломорской впадине, в северной части Ольхонско-Святоносской перемычки и в Чивыркуйской впадине получены решения с СЗ-ЮВ направлением удлинения. По-видимому, это связано с формированием поперечных к общему простиранию рифта сбросов в условиях поднятия блоков Ольхонско-Святоносской перемычки. Поле деформаций осложнено наличием участков с нерифтовым типом деформаций на юге Северо-Байкальской впадины и в пределах Баргузинского поднятия, характеризующихся средними и низкими значениями скоростей относительных деформаций сжатия, направленного поперек рифтовых структур. Последнее логично связывать с неравномерным развитием зоны сочленения впадин в результате взаимодействия контролируемых их разломов.

В целом, области повышенных деформаций тяготеют к структурам с высоким уровнем сейсмической активности в Южно-Байкальской и, отчасти, в Баргузинской впадинах, что подтверждает существование современной зоны деструкции земной коры в Байкальской рифтовой системе [5], которая представляется наиболее вероятным источником сильных землетрясений будущего.

Расчеты направлений и скоростей относительных деформаций вращения в треугольниках геодезической сети позволяют выделить две области, отличающиеся по

этим параметрам. К Маломорской впадине и южному окончанию Северо-Байкальской впадины, а также к поднятию Баргузинского хребта и центральной части Баргузинской впадины, где главную роль играют структуры ССВ простирания, тяготеет область с преобладанием правостороннего (по часовой стрелке) вращения земной поверхности. Область с левосторонним (против часовой стрелки) вращением земной поверхности тяготеет к полосе структур СВ простирания в северной части Южно-Байкальской впадины и южной части Баргузинской впадины. Средние скорости вращения здесь несколько ниже.

В целом полученные данные показывают сложную картину современных горизонтальных смещений и деформаций в пределах зоны сочленения рифтовых структур СВ и ССВ простирания. Преобладание горизонтального удлинения в СЗ-ЮВ коррелирует с результатами расчетов стресс-тензоров современного поля напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений [10]. Наличие наряду с режимами деформаций с типичным «байкальским» растяжением режимов с растяжением в СВ-ЮЗ направлении также было показано в упомянутой работе для северной части Святого Носа, Ушканьих островов и Приольхонья.

Выявление зон с противоположными направлениями вращения земной поверхности, которые приурочены к структурам СВ и ССВ простирания, указывает на потенциальную возможность реализации в их пределах левосторонних и правосторонних сдвиговых смещений по разломам соответственно.

Работы выполняются при частичной поддержке РФФИ (проект №12-05-98035-р_сибирь_a) и МИП СО РАН № 11.

Литература

1. Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // ДАН . 2001. Т. 376. № 4. С. 510–513.
 2. Petit C., Déverchère J. Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. Q11016, doi:10.1029/2006GC001265.
 3. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 302 с.
 4. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
 5. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Сейсмический процесс и современная многоуровневая деструкция литосферы в Байкальской рифтовой зоне // *Геология и геофизика.* 2004. Т. 45. № 12. С. 1460–1472.
 6. King R.W., Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS software analysis version 10.3. Cambridge. Mass. Inst. Technol., 2006.
 7. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51, № 7. С. 1006–1018.
 8. Altamimi Z., Collilieux X., Métivier L. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame // *J. of Geodesy.* 2011. V. 85. P. 457–473. DOI 10.1007/s00190-011-0444-4
 9. Dong D., Herring T.A. King R.W. Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data // *J. of Geodesy.* 1998. V. 72. P. 200–214.
 10. San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Likhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.* 1997. V. 21(2). P. 435–455.
-

О.Ф. Лухнева, К.Г. Леви, А.В. Лухнев
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ КАРТЫ ТОЛЩИНЫ ЭКЗОГЕННО-АКТИВНОГО СЛОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

Взаимодействие тектонических движений с эрозией и денудацией приводит к формированию рельефа, который является отражением внешних и глубинных процессов Земли. Область этого взаимодействия может быть представлена в виде некоего экзогенно-активного слоя.

Экзогенно-активный слой – это геоморфологическое или геологическое тело, ограниченное вершинной и базисной поверхностями современного рельефа [1]. Данный слой постоянно подвергается разрушению, деформациям и включает в себя внешнюю оболочку Земли, в пределах которой происходит взаимодействие экзо- и эндогенных процессов, играющих важнейшую роль в формировании рельефа земной поверхности. Таким образом, толщина экзогенно-активного слоя является производной неотектонических движений.

Работы по анализу и сопоставлению величины плотности разломов для всех континентов Земли (Азии, Европы, Северной и Южной Америки, Африки, Австралии и Новой Гвинеи) и толщины экзогенно-активного слоя показали, что существует прямая зависимость между этими показателями, то есть с ростом плотности разломов наблюдается увеличение толщины экзогенно-активного слоя [2]. Проведение количественного анализа позволит получить оценку взаимодействия и взаимовлияния экзогенных и тектонических процессов.

В исследовании нами была предпринята попытка количественного анализа рельефа и создания карты толщины экзогенно-активного слоя для СВ части Внутренней Азии с целью характеристики экзогенных процессов и экзогенного потенциала территории.

Для анализа была использована база данных, полученная с цифровой модели рельефа Азии (GTOPO 30) на территорию, ограниченную координатами 40–64° с.ш. и 87–126° в.д. Основными неотектоническими формами рассматриваемой территории являются Сибирская платформа с Верхоленской высотной ступенью, Патомским поднятием, большими сводами: Становым, Восточно-Саянским, Олекминского Становика, Хэнтэйским, Восточно-Забайкальским, Большого Хангана и Хангайским. Территория включает часть Восточно-Монгольской равнинно-платформенной области. Наиболее сложный комплекс неотектонических форм характеризует Байкальскую рифтовую зону (БРЗ), Алтайское крыло Центрально-Азиатского горного пояса.

Территория была покрыта равномерной сеткой, узлы которой равноудалены друг от друга на расстояние 25 км. Данные узлы являются центрами топопрофилей, ориентированных вкрест главных элементов рельефа рассматриваемой территории. Длина каждого профиля составляет 50 км, общее количество разнонаправленных сечений рельефа, высотные отметки вдоль которых стали основой для анализа и построений, равно 3311. Для каждого топопрофиля определены вершинная и базисная поверхность, а толщина экзогенно-активного слоя (L_D) определялась как разность между высотами вершинной (h_v) и базисной поверхностей (h_b): $L_D = h_v - h_b$.

Данный показатель стал основой для построения карты толщины экзогенно-активного слоя. Подобная карта позволяет оценить тот объем (или толщину слоя) коренных горных пород, который будет удален под воздействием комплекса экзогенных процессов по завершении неотектонического этапа эволюции земной коры, а следовательно, прогнозировать интенсивность проявления комплексной денудации. Изменение толщины экзогенно-активного слоя служит индикатором потенциальной интенсивности проявления различных экзогенных процессов (осадконакопления,

денудации). Составленная карта отражает результаты молодых тектонических процессов в рельефе земной коры.

Минимумы показателя L_D (до 400 м) на карте соответствуют равнинно-платформенным областям. Большая часть значений находится в пределах 900–2400 м и характерна для сложного, контрастного рельефа, сочетающего горные поднятия с межгорными впадинами. Они тяготеют к сильно расчлененным участкам рельефа в районе хребтов Восточного Саяна, Хамар-Дабана, вытянуты согласно простиранию БРЗ, оконтуривают Байкальскую впадину вдоль береговой зоны и большие сводовые поднятия Хангая, Хантэя, Тувинскую зону линейного коробления. В ЮЗ части карты контрастно выделяются области с высокими значениями. Концентрация максимальных значений толщины экзогенно-активного слоя (выше 2800 м) и повышенный фон значений расположен в алтайском крыле Центрально-Азиатского горного пояса. Это территория имеет очень высокую энергию рельефа.

Как известно, в определенные эпохи и в определенных регионах перевес в вечной борьбе эндогенных и экзогенных сил оказывается на стороне первых. Благодаря им и возникает расчлененный и разнообразный рельеф тех или иных участков поверхности Земли. В другие же эпохи главную роль играют экзогенные силы, максимально выравнивающие рельеф (при отсутствии активизации тектонических движений).

Можно предположить, что морфоструктурные планы древних периодов были построены относительно проще, чем новые (кайнозойские) и современные. Поверхность Земли становится все более сложной. Особенно характерно это для неотектонического этапа развития, следствием которого стал горный рельеф Земли и Байкальская рифтовая система в частности. Для большинства горных систем характерны приподнятые на определенную высоту древние поверхности выравнивания, в разной степени наклоненные и расчлененные. Для данных областей характерны повышенные значения величины экзогенно-активного слоя. Образование поверхностей выравнивания – следствие неравномерности неотектонического поднятия. Каждая поверхность связана с остановкой в поднятии или с его относительным замедлением, когда денудация берет верх над поднятием и успевают выработаться зрелые формы рельефа (широкие днища долин и т. п.) или полностью сnivelироваться отдельные части горной системы. Поднятия горных сооружений в неотектонический этап развития Земли привели к трансформации и орогенизации господствовавших в палеогене и начале неогена равнинных и отчасти низкогорных ландшафтов. Несмотря на громадную амплитуду поднятий и их быстроту в геологическом масштабе времени, само воздымание происходило все же медленно. Возрастала интенсивность эрозионно-денудационных процессов [3]. Для таких равнинных областей отмечаются низкие значения L_D .

Построенная карта толщины экзогенно-активного слоя отражает динамику развития неотектонических процессов и выделяет участки с большим или меньшим экзогенным потенциалом, позволяет определить территории с высокой, средней и низкой энергией рельефа и присущим им сейсмическим потенциалом. Это количественное исследование подтверждает известные теоретические принципы науки о взаимодействии экзогенных и эндогенных сил и их влиянии на формирование и развитие рельефа земной поверхности и ее отдельных областей и позволило охарактеризовать это взаимодействие в цифрах. В этой связи представляет интерес сопоставление параметра толщины экзогенно-активного слоя и тектонического возраста коры, на которой формируется данный слой, что, возможно, станет предметом будущих исследований.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты №№ 12-01-98006-р_сибирь_a и 12-05-98035-р_сибирь_a).

Литература

1. Леви К.Г. Новейшие движения земной коры в Байкальской рифтовой зоне: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1981. 39 с.

2. Леви К.Г., Задонина Н.В., Язев С.В., Воронин В.И. Современная геодинамика и гелиодинамика. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2012 (в печати).

3. Резанов И.А. Образование гор. М.: Наука, 1977. 219 с.

С.А. Макаров¹, Ю.В. Рыжов¹, Д.В. Кобылкин¹, Т.Г. Рященко²

¹ Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

КРУПНЫЙ ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВРЕЗ РЕКИ ИРКУТА В ТОРСКОЙ ВПАДИНЕ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗОВ «ГУЖИРЫ»)

Речные террасы котловин Тункинского рифта издавна привлекали внимание многих исследователей, начиная с середины XVIII века и до наших дней. В своих работах Г.Ф. Уфимцев и др. [1–3] на основе данных исследования аллювиальных отложений и их термолюминесцентного датирования пришли к выводу, что речные террасы впадин Тункинской рифтовой долины формировались во время выработки последнего эрозионного вреза в течение позднего плейстоцена и голоцена (последние 70 тыс. лет).

Большинство исследователей выделяют во впадинах: высокую и низкую пойму (2–4 м), первую (6–9 м) и вторую (12–18 м) надпойменную террасы. Оценка возраста одних и тех же террас существенно расходится – от эоплейстоцена [4] до позднего неоплейстоцена и начала голоцена [5].

В Торской впадине Байкальской рифтовой зоны по левобережью Иркутска, в районе д. Гужеры детально были изучены разрезы 12–14-метровой террасы (рисунок). Целью этой работы являлось:

1. изучение строения уступа второй надпойменной террасы;
2. проведение комплексных лабораторных исследований отложений;
3. датирование возраста погребенных почв радиоуглеродным методом;
4. установление предполагаемого времени начала эрозионного вреза р. Иркутска.

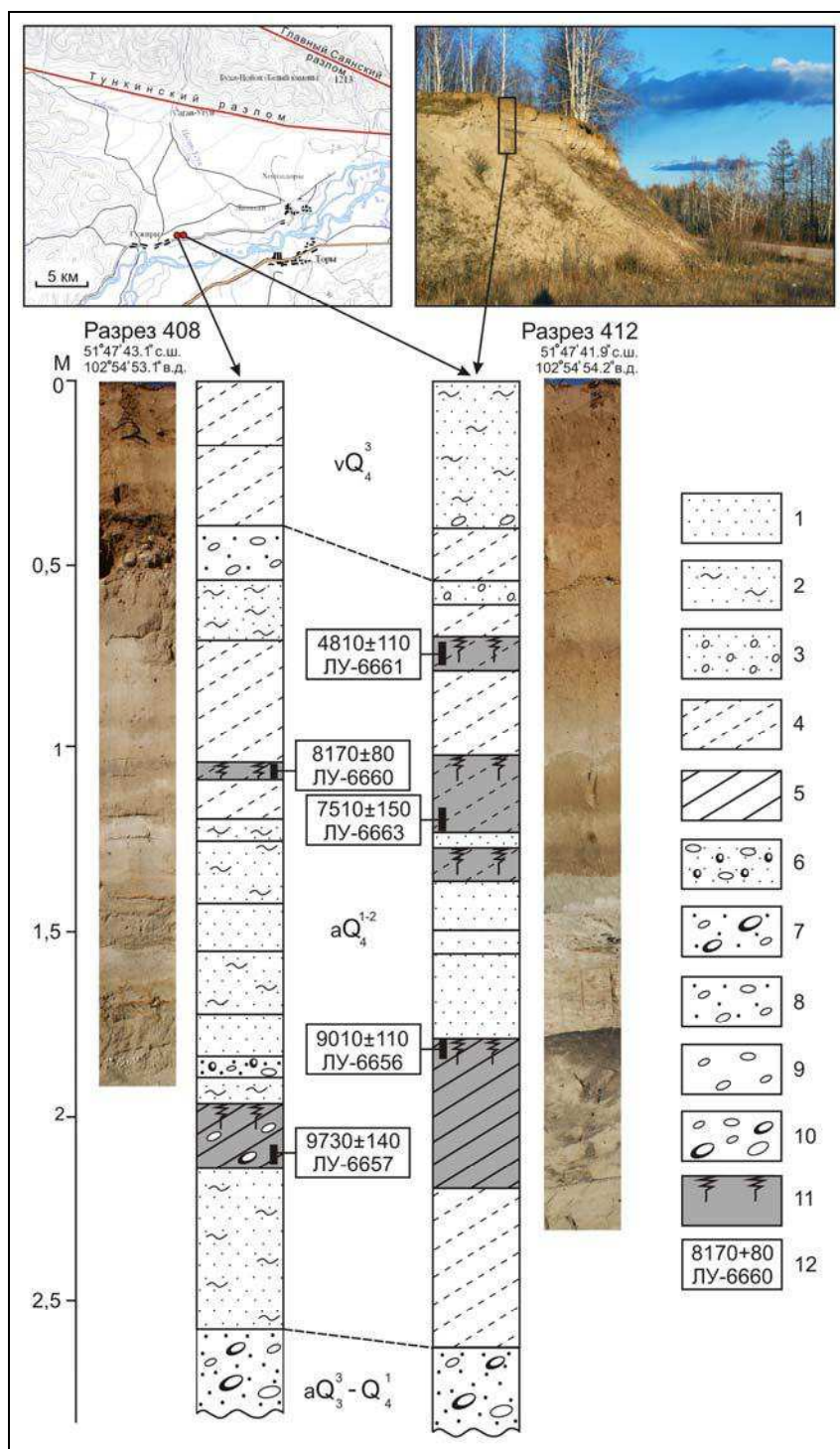
В разрезе 408 наибольший интерес представляет слой до глубины 257 см. Он включает пойменную фацию аллювия (59–257 см), залегающую на русловом галечнике (видимая мощность более 8 м), и покровный эоловый супесчаный слой 43 см, разделенные прослоем галечника 16 см. В разрезе вскрыты три горизонта погребенных почв.

Согласно радиоуглеродным данным по двум разрезам, формирование пойменных и эоловых отложений происходило в голоцене, накопление мощных нижних галечников русловой фации – в конце верхнего неоплейстоцена – начале голоцена (рисунок).

Детальное опробование верхней части разреза 408 позволило впервые выполнить комплексные лабораторные исследования отложений и установить особенности отложений пойменной фации (интервал 59–257 см). Определение микроструктурных параметров производилось по методу «Микроструктура» [6]. При визуальном описании они отнесены к лессовидным супесям и связным (облессованным) пескам, редко встречаются прослои нормальных (сыпучих) мелкозернистых песков без каких-либо следов связности.

На основе анализа полученных показателей можно представить следующий сценарий формирования отложений пойменной фации. На стадии седиментогенеза в спокойной водной среде происходила аккумуляция преимущественно тонко-мелкопесчаного и тонкоглинистого материала, в меньшей степени накапливались мелкозернистые песчаные (промытые) фракции; в процессе диагенеза осадок превращался в песчано-глинистые или песчаные отложения. В первом случае за счет водорастворимых солей, карбонатов, аморфных полуторных оксидов возникали коагуляционно-кристаллизационные структурные связи между тонкоглинистыми частицами, в результате «рождались» агрегаты. Во втором случае процессов агрегатизации не происходило, фации

оставались нормальными («несвязными») песками. В постдиагенетическую стадию действовали криогенные процессы (сезонное промерзание – оттаивание толщи), которые способствовали формированию эпигенетических крупнопылеватых агрегатов и макропористой структуры.



Разрезы «Гужиры» верхней толщи второй надпойменной террасы р. Иркут.

1 – песок; 2 – связный песок; 3 – песок гравелистый; 4 – супесь; 5 – суглинок;
 6 – гравийно-песчаные отложения; 7 – гравийно-галечниковые-мелковалунные отложения с песчаным заполнителем; 8 – галечниковые отложения с песчаным заполнителем;
 9 – включения гальки; 10 – включения гальки и валунов; 11 – погребенные почвы;
 12 – радиоуглеродный возраст образца и его номер. Генетические типы отложений: а – аллювиальные, v – эоловые. Координаты даны в системе WGS-84.

Таким образом, появлялись связные пески – продукты процессов лессового литогенеза, которые на юге Восточной Сибири имели место в плейстоцене – голоцене [7]. В данном случае «лессовый литогенез» с участием криогенных процессов привел к агрегатизации и карбонатизации тонко-мелкопесчаного и тонкоглинистого материала пойменной фации молодого аллювия, в результате чего появились связные (облессованные) пески.

Последний «аллювиальный» этап привел к формированию маломощной русловой фации (слой галечника мощностью 26 см). Его образование, вероятно, связано с началом эрозионного вреза, когда начался размыв руслового аллювия. Галечниковый материал в паводок аккумуляровался на пойменных отложениях. Следует отметить, что он залегает на слое разнозернистого белесого песка мощностью до 3 см. Выше по разрезу фиксируется перерыв в осадконакоплении, образование почв и эоловых отложений (пески и супеси).

Изученный разрез молодой террасы р. Иркутта – пример проявления стадийного процесса лессового литогенеза, который привел к образованию особых (проблемных) отложений – связных песков, которые мы относим к группе лессовых отложений.

Эрозионный врез происходил в аллювиальных отложениях пойменной террасы. Его глубина составила приблизительно 10–12 м. Возраст формирования уступа второй надпойменной террасы на основании данных радиоуглеродного датирования считаем позднеголоценовым.

Несомненно, последний эрозионный врез связан с крупным палеособытием, произошедшим в голоцене в Торской впадине. Северную часть впадины обрамляют два активных разлома: Тункинский и Главный Саянский. Календарный возраст последнего палеоземлетрясения Торской структуры заключен в интервале 2178–3220 лет назад, а предпоследнего – 5170–5660 лет назад [8]. Эрозионный врез р. Иркутта, по данным разреза 412, начался не позже 5520±130 календарных лет тому назад (ЛУ-6661), что вполне укладывается в интервал предпоследнего сейсмического события Торской структуры. Не исключено, что последующие палеоземлетрясения, в том числе и происходившие в зоне Главного Саянского разлома (Восточно-Саянская палеосейсмогенная структура), могли повлиять на интенсивность эрозионных процессов.

Литература

1. Уфимцев Г.Ф., Шибанова И.В., Кулагина Н.В. и др. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (Южное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 3. С. 90–99.
 2. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Речные террасы Тункинской рифтовой долины // Геоморфология. 2004. № 1. С. 113–122.
 3. Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Последний эрозионный врез в речных долинах юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 8. С. 1108–1113.
 4. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.
 5. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
 6. Рященко Т.Г. Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 287 с.
 7. Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Ukhova N.N. Processes loessal lithogenesis during the leistocene – holocene (south of the Eastern Siberia) // Quaternary International. 2011. № 240 (2011). P. 150–155.
 8. Смекалин О.П. Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. М.: ИФЗ РАН, 2008. 102 с.
-

В.В. Мордвинова
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

КОЛЛИЗИЯ «СИБИРСКИЙ КРАТОН – ПЛАСТИЧНАЯ ОБЛАСТЬ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ» И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Пространственное распределение аномалий скоростей распространения сейсмических волн относительно стандартной одномерной модели Земли «визуализирует» особенности ее недр и тем самым способствует более корректным геодинамическим построениям. Безусловно, критерием надежности сейсмических моделей должна быть воспроизводимость главных черт распределения скоростей, установленных несколькими независимыми методами по независимым данным в пределах одних и тех же областей.

Наиболее общее представление о скоростном строении Азии получено методом поверхностно-волновой томографии [1, 2]. С помощью томографических карт и вертикальных сечений до глубины 400 км авторам работы [2] удалось показать связь аномалий с топографией и тектоникой большей части Азии, уделив особое внимание Байкальской рифтовой системе. Четкое различие между стабильными платформами (высокие скорости) и сейсмически-активными областями (низкие скорости) проявляется на глубине 100 км. Уже на глубине 150 км скоростная картина резко меняется: скорости по-прежнему понижены только под Хангайским поднятием и под так называемой Амурской плитой. Наличие пониженной скорости на всех глубинах ставит под сомнение жесткость Амурской плиты и механизм ее воздействия на Сибирскую платформу, результатом которого, как считает ряд исследователей, может быть открытие Байкальского рифта [3].

Из анализа трехмерной томографии [2] можно сделать вывод: за исключением объемов мощных древних платформ, а также многочисленных зон современной и погребенной субдукции, верхняя мантия Центральной и Юго-Восточной Азии до глубины 400 км является относительно низкоскоростной и, следовательно, низкоплотностной. С большой вероятностью такая среда является более прогретой и пластичной, чем высокоскоростная. Прогретая мантия неизбежно меняет и свойства коры над нею, ослабляя ее. Кроме того, дневная поверхность обширных низкоскоростных (низкоплотностных) областей, в силу их большей плавучести, даже при полном пенеппене возвышается над сопоставимыми по масштабам более плотными областями (древними прочными плитами), и в случае коллизии с плитами низкоскоростные области будут отдавать им свою возвышенную часть.

Особенно четко связь скоростного строения с тектоническими структурами проявляется на вертикальных томографических разрезах, в трех направлениях секущих Байкальскую рифтовую зону [2]. Разрез, имеющий азимут 120°, пересекает Байкальский рифт в районе г. Нижнеангарска. Томография обнаруживает, что и Северный Байкал, и Ангаро-Баргузинская горная страна и протянувшийся далее к востоку Южно-Муйский хребет надвинуты на жесткую литосферу Сибирского кратона. Зато далее, к востоку от Кадарского хребта, вплоть до пододвигающейся под Азию Тихоокеанской плиты выявляется более пластичная низкоскоростная мантия.

Факт надвигания горных районов на кратон, другими словами наличие мощной (100–200 км) высокоскоростной литосферы окраины Сибирского кратона под центром и северо-востоком Байкальской системы рифтов, поддерживается и нашими результатами по Р-томографии вдоль ЮЗ-СВ простирания рифтовой зоны [4]. Вдоль профиля PASSCAL, имеющего азимут 140–150° и пересекающего юг Байкальского рифта в районе п. Листвянки, нашими исследованиями по невязкам времен пробега Р-волн и более детальным методом функции приемника [4, 5] выявлена такая же ситуация: Байкальская впадина и высокие хребты Хамар-Дабан находятся над прочным Сибирским кратоном, и

лишь юго-восточные отроги Хамар-Дабан – над примыкающей к кратону пластичной областью.

Другая обстановка в области Тункинского рифта: по сейсмическим скоростям вдоль профиля MOBAL (азимут 190°) очевидно, что эта, субширотного простирания, впадина находится над пластичными недрами южнее кратона [4, 2]. Отметим, что непосредственно примыкающие к кратону кора и верхняя мантия его южного и юго-восточного окружения становятся еще более прогретыми и пластичными вследствие восходящего потока накапливаемого тепла и флюидов из-под малопроницаемого для них кратона [4].

Непротиворечивость моделей, выполненных различными методами, подтверждает их надежность и дает возможность перейти к геодинамической интерпретации полученных сведений. Учитывая, что главная впадина Байкальской рифтовой системы и ее восточные и юго-восточные высокие хребты расположены преимущественно над прочной и довольно мощной литосферой окраины Сибирской платформы, а их отроги – над местом контакта жесткой и пластичной мантийных областей, и принимая во внимание сложившуюся к поздней перми [6] и сохраняющуюся в основном конфигурацию плит Евразии, а также кайнозойскую тектоническую обстановку на ее периферии, способствующую движению «состава» трех древних мощных плит в юго-восточном направлении [7], можно предположить коллизионный сценарий Байкальского рифтогенеза, в котором основная роль принадлежит южному выступу Сибирской платформы, оказывающему непосредственное давление и влияние на смежные менее прочные области коры и мантии юго-востока. Повышенная плавучесть и пластичность последних создает условия для пододвигания под них литосферы Сибирского кратона, что во многом определяет характер Байкальского горообразования и рифтогенез.

Как известно, впадины Байкальской рифтовой системы являются структурами древнего заложения, сформировавшимися в триасе в течение длительной эпохи растяжения [8, 9]. Для запуска коллизионного механизма на контакте жесткой и пластичной сред необходим существенный этап сжатия. По-видимому, им мог стать период сжатия 215–190 млн лет назад, в соответствии с рассматриваемым подходом сменившийся позже СЗ-ЮВ растяжением, которое продолжалось около 40 млн лет. В начале этапа сжатия на границе разных по реологии массивов относительно слабое плато «стекает» под действием гравитационных сил над крепким, но менее возвышающимся над уровнем моря регионом [10]. В результате происходит срыв верхней части коры у более слабого массива (образование аллохтона на кратоне). Деформируясь под давлением кратона, пластичная мантия производит дополнительное коробление коры. В начальной стадии такой коллизии неизбежно деформировалась и сама Байкальская депрессия древнего заложения, на месте современного Байкала шло образование надвиговых структур. Когда фронт коллизии продвинулся к юго-востоку, вовлекая в процесс горообразования последующие участки коры, территория коллизионных Байкальских гор оказалась в условиях растяжения. Прежние надвиги преобразовывались в сбросы [9]. Растяжение создавало также условия для магматических процессов.

В зависимости от общей тектонической обстановки на планете процесс коллизии «Сибирский кратон – пластичная область Юго-Восточной Азии» то полностью затихал, то возобновлялся, но его механизм радикально не изменился. В настоящее время процесс по предполагаемому сценарию продолжается, о чем свидетельствуют подвижки в очагах сильных землетрясений [10, 11]. Во фронтальной зоне, в случае линейного или близкого к линейной форме фронта коллизии, смещения при наиболее сильных землетрясениях, которые происходят при росте гор, должны носить в основном сбросовый и взбросовый характер, что и имеет место. На юге Байкальской впадины и вдоль юго-западного края движущейся платформы должны происходить и происходят сдвиги, способствующие раскрытию юго-западных впадин рифтовой системы. На северо-восточном участке рифтовой системы, в зоне действия обращенного к югу байкало-муйской окраины

Сибирского кратона, должны происходить более сложные деформации под действием разнонаправленных сил, определяемых конфигурацией этой внешней части кратона. Кроме того, северный фланг Байкальской рифтовой зоны мог принять на себя основной натиск Индийской коллизии. Максимум этого удаленного воздействия, возможно, приходится на период 7–3 млн лет назад, для которого характерна ось сжатия регионального напряжения ЮЗ–СВ [12, 13] (хотя эти смещения могли быть произведены вогнутой формой кратона при том же его юго-восточном движении) .

Скорость движения Сибирского кратона к юго-востоку – это параметр, который пока не поддается строгой оценке. Если принять, что кратон движется со средней скоростью 5 мм/год [12], то, например, за 60 млн лет фронт его воздействия может переместиться к юго-востоку на 300 км, что в этом направлении является близким поперечнику области, охваченной кайнозойскими горообразованием и рифтогенезом. При скорости 10 мм/год период активизации составит 30 млн лет.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов: РФФИ 12-05-01024а, Междисциплинарного интеграционного СО РАН № 111.

Литература

1. Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth Planet. Int.* 2003. V. 138. P. 263–278.
 2. Priestley K., Debayle C., McKenzie D., Pilidou S. Upper mantle structure of Eastern Asia from multimode surface waveform tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. 111. B10304.
 3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
 4. Мордвинова В.В., Треусов А.В., Шарова Е.В., Ананьин Л.В. Телесеismicкая Р-томография на юге Сибири и в Монголии // *Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы ЦАПП»*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 25–27.
 5. Мордвинова В.В., Артемьев А.А. Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по объемным волнам // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51(6). С. 887–904.
 6. Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.A., Waele B.De, Mazukabzov A.M. Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in South Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian palaeomagnetic pole from the Siberian craton // *Geophys. J. Int.* 2006. № 167. P. 649–658.
 7. Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1972. V. 56. P. 203–212.
 8. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
 9. Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 126 с.
 10. Sloan R.A., Jackson J.A. et al. Earthquake depth distributions in Central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension // *Geophys. J. Int.* 2011. 185. P. 1–29.
 11. Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Саньков В.А. и др. Современная геодинамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение в 1992–1002 гг. // *ДАН*. 2000. Т. 372, № 1. С.99–103.
 12. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Тектоническое строение, напряженное состояние и геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья // *Геотектоника*. 2010. № 3. С. 40–67.
 13. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Изд-во Гео, 2006. 151 с.
-

В.А. Петров¹, Ю.О. Кузьмин², В.А. Саньков³, И.Ю. Рассказов⁴

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

² *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*

³ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

⁴ *Институт горного дела ДВО РАН, Хабаровск, Россия*

ГЕОИНФОРМАЦИОННАЯ ПЛАТФОРМА ДЛЯ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Ускоренное развитие экономики страны происходит на фоне расширения масштабов аномальных природных явлений [1]. Они могут быть практически мгновенными, как при землетрясении, или инициироваться весьма продолжительными изменениями в структуре глобального и регионального полей напряжений и деформаций [2]. Антропогенное вмешательство в природную среду неоднократно вызывало в прошлом и может вызвать в будущем техногенные аварии с тяжелыми экологическими последствиями.

Наиболее актуален вопрос предотвращения или минимизации последствий катастрофического развития природно-техногенных процессов для таких объектов, как шахтные поля, радиохимические предприятия, пункты изоляции отработавших ядерных материалов, плотины, газо- и нефтепроводы и т.д. Для этих объектов повышенной техногенной и экологической опасности необходимо на единой геоинформационной платформе с применением новейших методов комплексных геолого-геофизических изысканий провести оценку современной геодинамической активности территории, выделить сейсмоактивные разломные зоны, установить закономерности влияния природной составляющей напряженного состояния недр на характер протекания локальных техногенных процессов. С учетом специфики геолого-тектонического строения территорий должны разрабатываться сети мониторинга сейсмогеодинамических процессов на многофункциональных геодинамических полигонах [3]. Проведенные на этих полигонах наблюдения создают основу для количественной оценки и прогнозирования состояния литосферы, принятия решений по рациональному недропользованию и обеспечению экологической безопасности территории.

Базовые условия для совершенствования технологий наблюдения, оценки и прогнозирования опасных сейсмогеодинамических явлений имеются. За предыдущие десятилетия организация сетей мониторинга тектонических проявлений и деформаций блоков литосферы стала одним из важнейших инструментов в решении фундаментальных и прикладных задач, имеющих особое значение для народного хозяйства и обеспечения безопасности страны. Эти данные нашли отражение в Комплексе карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97 [4]. Важнейшим примером служит созданная в конце XX века система постоянных и временных станций наблюдения за сеймотектоническими процессами Байкальского геодинамического полигона, который охватывает Южное Прибайкалье, Восточные Саяны, Туву, Центральную и Западную Монголию [5]. Результаты исследований на этой территории, включая GPS-геодезию, способствовали принятию решения об изменении маршрута нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан» в сторону от Байкальской рифтовой системы, в пределах которой интенсивно проявлена современная сейсмическая активность.

Юго-Восточное Забайкалье исторически является основным поставщиком стратегических видов минерального сырья, включая золото, уран, редкие металлы. Однако дальнейшие перспективы добычи полезных ископаемых связаны здесь с ведением работ на глубоких горизонтах месторождений в усложняющихся горно-геологических

условиях [6] и с вводом в строй новых месторождений, для которых горно-геологические условия отработки руд в настоящее время не определены. К тому же отдельные районы рассматриваются в качестве потенциально благоприятных для строительства объекта по изоляции отработавших ядерных материалов в глубокозалегающих геологических формациях, который технологически дополнил бы Международный центр по обогащению урана, организованного на базе Ангарского ЭХК [7].

Наряду с этим, обширные территории Юго-Восточного Забайкалья не охвачены системой наблюдений за развитием современных сейсмогеодинамических процессов. Расположенные здесь многочисленные горнодобывающие, горноперерабатывающие, радиохимические и другие предприятия, газо- и нефтепроводы являются объектами повышенного экологического риска, но отсутствие прогнозной составляющей в определении динамики развития сейсмических процессов является значительным ограничением для разработки и реализации мероприятий по предотвращению или уменьшению последствий природных и техногенных катастроф.

Важнейший инструмент изучения глубинного строения сейсмогенерирующих структур, оценки их напряженно-деформированного состояния и сейсмической опасности – трехмерная визуализация геолого-тектонического строения территорий на основе геоинформационных систем (ГИС). Одним из примеров является проект World Stress Map – глобальная ГИС, которая в настоящее время объединяет по всему миру около 21750 точек постоянных и временных наблюдений за деформациями литосферы [8]. Однако этот проект не охватывает Юго-Восточное Забайкалье, и получаемые в его рамках данные не могут быть использованы для анализа и оценки современной сейсмогеодинамической активности территории.

В связи с этим институтами Российской академии наук (ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, ИЗК СО РАН и ИГД ДВО РАН) разрабатывается информационное ядро для проблемно-ориентированных прикладных изысканий в области технологий мониторинга и прогнозирования опасных сейсмогеодинамических явлений в Юго-Восточном Забайкалье. Формируемый с этой целью программно-технический комплекс в качестве основного звена содержит ГИС, состоящую из трех элементов:

1. территориально централизованной и тематически распределенной базы геолого-геофизических данных;
2. двумерной и трехмерной моделей литосферных блоков с распределением основных сейсмогенерирующих структур;
3. ГИС-макета размещения пунктов мониторинга сейсмогеодинамических процессов.

База геолого-геофизических данных по литосферным блокам реализована с помощью пакета программ ArcGIS v.10 и состоит из атрибутивных таблиц, растровых и векторных изображений картографических материалов (топографические, геологические, геофизические, тектонические и другие карты) в масштабах от 1:1000000 до 1:200000 в единой системе координат. В двумерной модели выделены преобладающие основные направления простирания разломных зон (линеаментов), устойчивые (консолидированные) блоковые литосферы и области концентрации сейсмогеодинамических событий. Определена площадь детального моделирования, в центре которой располагается «базовый» объект исследований – ОАО «Приаргунское производственное горно-химическое объединение» (г. Краснокаменск), осуществляющее добычу и переработку урановых руд месторождений Стрельцовского рудного поля. Трехмерная модель формируется на основе материалов, входящих в базу геолого-геофизических данных по литосферным блокам Юго-Восточного Забайкалья. В этой модели с учетом компоненты z (глубины) визуализируется сейсмически активная зона и вариации ее мощности в разрезе земной коры. Генерализация элементов тектонического строения территории направлена на выделение геодинамически устойчивых (асейсмичных) блоков и геомеханически (сейсмически) активных межблоковых границ. Предложения по размещению пунктов мониторинга сейсмогеодинамических процессов

формируются по результатам анализа пространственно-временных закономерностей распределения сейсмических событий, включая их повторяемость, интенсивность и положение эпицентров (гипоцентров). Для выделения опасных сейсмических зон разрабатываются концептуальные и числовые модели от региональных до локальных масштабных уровней. Верификация результатов моделирования проводится по данным сейсмоакустических, сейсмодиформационных и иных методов получения информации о напряженно-деформированном состоянии горных массивов, *in situ*.

Таким образом, на территории Юго-Восточного Забайкалья предлагается организовать геодинамический полигон с целью создания системы прогноза развития сейсмогеодинамических процессов для объектов повышенной техногенной и экологической опасности. Для этого необходимо использовать новейшие методы получения количественных геолого-геофизических данных и их обработки с помощью геоинформационных технологий. Применение ГИС обеспечивает:

1. оценку напряженно-деформированного состояния сейсмогенерирующих структур, что позволит разработать мероприятия по предотвращению или существенному уменьшению экологических последствий природных и техногенных катастроф для объектов народного хозяйства, включая месторождения стратегических видов минерального сырья;
2. прогнозирование сейсмогеодинамических процессов в части пространственной связи областей генерации напряжений с конкретными геологическими структурами, что позволит районировать территорию по современной сейсмогеодинамической активности, включая оценку размеров сейсмоопасных зон и повышение точности прогноза магнитуд землетрясений;
3. разработку систем мониторинга сейсмогеодинамических процессов, что позволит на единой геоинформационной платформе повысить эффективность процедур принятия решений в областях рационального недропользования, проведения природоохранных мероприятий и социально-экономического планирования.

Исследования проведены при финансовой поддержке государственного контракта № 16.515.11.5056 с Министерством образования и науки Российской Федерации.

Литература

1. Экстремальные природные явления и катастрофы. В 2-х т. / Отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2010–2011.
 2. Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии // Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений. М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 15–43.
 3. Бортников Н.С., Петров В.А., Веселовский А.В., Пономарев А.В., Саньков В.А., Рассказов И.Ю. Системы мониторинга сейсмогеодинамических процессов для объектов повышенной экологической и техногенной опасности: проблемы и перспективы развития // Рациональное природопользование: Материалы конференции Минобрнауки РФ. СПб.: СППГУ, 2011. С. 30–32
 4. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97). М.: ИФЗ РАН, 1999.
 5. Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И. Современные движения литосферных блоков Центральной Азии по данным GPS-геодезии // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви и С.И. Шермана. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 165–179.
 6. Рассказов И.Ю., Аникин П.А., Искра А.Ю., Саксин Б.Г., Мирошников В.И. Результаты геоакустических исследований удароопасности на месторождении Антей // Горный информ.-аналитический бюллетень. 2009. Вып. 4. С. 41–49.
 7. Интернационализация ядерного топливного цикла: цели, стратегии и проблемы / Под ред. Д.Ф. Ахерна и Н.П. Лаверова. Washington, DC: The National Academies Press, USA. 2008. 199 p.
 8. Heidbach O., Höhne J., Reinecker J. et al. The 2008 release of the World Stress Map (www.world-stress-map.org).
-



А.С. Прытков, Н.Ф. Василенко
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
Южно-Сахалинск, Россия

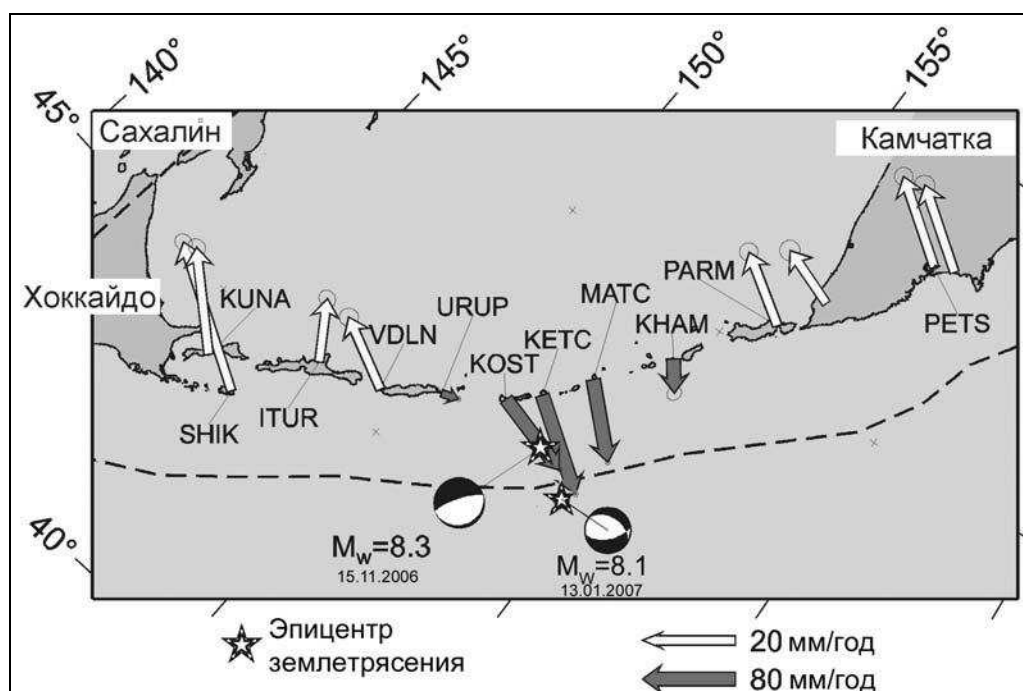
СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ

Курильская зона субдукции является одним из наиболее подвижных и сейсмоактивных регионов северо-восточной части Евразии, где скорость пододвигания Тихоокеанской литосферной плиты под Североамериканскую (Охотскую) достигает 8 см/год. Здесь происходят как наиболее крупные (с магнитудой более 8), так и самые глубокие (более 500 км) землетрясения, а также проявляется активная вулканическая деятельность. Для изучения современной геодинамики региона, процессов накопления и реализации напряжений в зоне субдукции и их связи с сейсмичностью в 2006–2007 гг. на Курильских островах создана сеть станций GPS-наблюдений. В настоящее время она состоит из 12 пунктов непрерывной и периодической регистрации, которые достаточно равномерно покрывают всю Курильскую островную дугу (рисунок).

Методом инверсии измеренных межсейсмических горизонтальных скоростей тектонических движений перед дуплетом сильнейших цунамигенных землетрясений 15.11.2006 г., $M_w=8.3$, и 13.11.2007 г., $M_w=8.1$, произошедших юго-восточнее о. Симушир, смоделирована геометрия межплитового сцепления (каплинга) в зоне субдукции [1]. Полученное решение характеризуется значительной шириной сцепленной сейсмогенной зоны на севере и юге Курильской островной дуги, где происходит максимальное накопление деформационных напряжений. Симуширские землетрясения произошли в области обширного сцепления, выявленного в результате интерполяции в центральной части Курильской дуги. Определить межсейсмические скорости в этой зоне не представилось возможным, поскольку GPS-наблюдения перед землетрясениями были начаты только в июле 2006 г.

Станциями Курильской GPS-сети зафиксированы косейсмические смещения земной поверхности в результате Симуширских землетрясений [2, 3]. На их основе выполнено моделирование очагов землетрясений с учетом сферичности и слоистости упругой среды [4], а также неравномерности подвижки и изгиба зоны разрыва [3]. В отличие от предшествующих решений [2], такое усложнение позволило избежать существенных ошибок в оценке подвижек по разрыву, которые могут составлять 30–50 % для более простых моделей. Очаг землетрясения 15.11.2006 г. (поддвиг) смоделирован тремя слоями шириной по 50 км с углами северо-западного падения 9, 16 и 22°, каждый из которых по простиранию разбит на четыре плоскости. Очаг землетрясения 13.01.2007 г. (сброс) представлен одним слоем в виде четырех прямоугольных плоскостей юго-восточного падения под углом 59°. Для каждой плоскости определены величины косейсмических подвижек. В очаговой зоне обоих землетрясений они достигают 10–12 м. Протяженность сейсморазрывов оценена величиной 230 км. Последующие исследования постсейсмической релаксации напряжений в эпицентральной зоне Симуширских землетрясений показали, что протяженность очага землетрясения 15.11.2006 г. может составлять 460 км [5] и более – от о. Уруп до о. Онекотан [6].

Поддвиг Тихоокеанской литосферной плиты в результате первого сейсмического события 15.11.2006 г. инициировал землетрясение 13.01.2007 г., плоскость сейсморазрыва которого достигла глубины 50 км. Оценки скалярного сейсмического момента по геодезическим данным превосходят в 1.5 раза сейсмические оценки для обоих землетрясений, что является, по-видимому, следствием упрощенности модели сейсмического точечного источника.



Современная геодинамика Курильской островной дуги по данным GPS-наблюдений. Светлыми стрелками показаны межсейсмические скорости смещений станций относительно Североамериканской литосферной плиты с 2006 г.; темными – скорости постсейсмической релаксации в результате Симуширских землетрясений за период 2007 – 2009 гг.

После Симуширских землетрясений в центральной части Курильской островной дуги наблюдается интенсивный процесс релаксации напряжений, что свидетельствует об изменении сцепления Североамериканской и Тихоокеанской литосферных плит в этом районе. Векторы скоростей постсейсмической релаксации направлены в сторону глубоководного желоба. Непосредственно после землетрясений они достигали 10 см/год, ежегодно уменьшаясь на 30 %. Моделирование постсейсмических смещений земной поверхности позволило оценить вязкость мантии (фундаментальное, но малоизученное свойство Земли) величиной $\sim 5 \cdot 10^{17}$ Па·с, а также длительность процесса релаксации напряжений после Симуширских землетрясений, который будет продолжаться в течение ~ 10 лет.

В настоящее время тектонические движения станций юга и севера Курильской островной дуги сохраняют свое прежнее (с 2006 г.) юго-западное направление и скорости смещений. Максимальное накопление деформационных напряжений со скоростью 35 мм/год происходит в южной части Курильской дуги. В результате землетрясения Тохоку 11.03.2011 г., $M_w=9.0$, здесь зафиксированы небольшие косейсмические смещения земной поверхности – до 10 мм (по данным GPS-измерений).

Работа выполнена при поддержке грантов Президента РФ МК-4575.2011.5 и ДВО РАН 12-III-A-08-185.

Литература

1. 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.
2. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Золотухин Д.Е., 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. 3–17.
3. Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.W., Vasilenko N.F., Prytkov A.S., Frolov D.I. Spatially linked asperities of the 2006 – 2007 great Kuril earthquakes revealed by GPS // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L22306, doi:10.1029/2008GL035572.

4. Pollitz F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. Journal Int.* 1996. V. 125, № 1. P. 1–14.

5. Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Freymueller J.T., Steblou G.M., Levin B.W., Prytkov A.S. The mechanism of postseismic deformation triggered by the 2006 – 2007 great Kuril earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2011. doi: 10.1029/2011GL046855.

6. Владимирова И.С., Стеблов Г.М., Фролов Д.И. Исследование вязкоупругих деформаций после Симуширских землетрясений 2006 – 2007 гг. // *Физика Земли.* 2011. № 11. С. 75–80.



С.В. Рассказов^{1,2}, Е.П. Чебыкин^{1,3}, И.С. Чувашова^{1,2},
¹ *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*
² *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*
³ *Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия*

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В РЕТРОСПЕКТИВЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Поля новейшего вулканизма Азии расположены в областях высокой сейсмической, тектонической и геодинамической активности, поэтому их пространственное положение используется в качестве одного из критериев для количественной оценки опасности геологических процессов территорий [2–4, 8]. Источники вулканизма находятся в верхней мантии и служат непосредственным отражением протекающих в ней процессов плавления вещества. Неясно, как активность мантии соотносится с активностью процессов, протекающих в коре, поэтому необходимо, прежде всего, вывести количественные критерии активности непосредственно самой мантии. Очевидно также, что, кроме знания местоположения вулканических полей, для оценки современной активности мантии необходимы прецизионные аналитические исследования вулканических пород с определением пространственно-временных соотношений материала глубинных источников по изотопно-геохимическим данным. Квазипериодическое усиление вулканизма может не иметь отношения к активности верхней мантии, а определяться только фактором проницаемости коры и/или раздела кора – мантия.

Возрастала или снижалась активность мантии Азии от прошлого к настоящему? Если она менялась – с какого времени находилась в однонаправленной эволюции? От ответа на эти вопросы напрямую зависит оценка ее современного состояния. В определении иерархии циклических процессов кайнозоя делался акцент на квазипериодичном проявлении максимумов вулканических событий последних ~2 млн лет, т.е. событий, последовавших за плиоцен-четвертичной структурной перестройкой [5, 7].

Общая типизация магматических источников по изотопным отношениям Sr, Nd, Pb и других элементов с учетом микроэлементных параметров дополняется для вулканических пород последних 500 тыс. лет системой короткоживущих нуклидов U-серий. Наряду с датированием вулканических пород, соотношения нуклидов серии ²³⁸U служат для соединения геохимических данных с теоретическими моделями магматических процессов. Продукты молодых вулканических извержений могут обладать равновесным или неравновесным составом изотопов. Неравновесный состав нуклидов в серии ²³⁸U обусловлен отличием химических свойств Th и U, выражающимся в обогащении или, наоборот, обеднении нуклидом ²³⁰Th относительно нуклида ²³⁸U при плавлении. Сходство коэффициентов распределения U и Th между частичными выплавками и минеральными фазами (оливином, пироксенами) мантийных шпинелевых перидотитов выражается в равновесном составе нуклидов. Относительное обогащение радиогенным нуклидом ²³⁰Th может приводить к незначительному смещению равновесия при плавлении клинопироксена, но (²³⁰Th/²³⁸U) не превышает 1.15 [14] (отношение

нуклидов в скобках – единицы активности). По отношению к гранату Th проявляет в выплавках свойство более несовместимого элемента, чем U. В идеальном случае медленное фракционное плавление гранатового перидотита с мгновенным отделением жидкой фазы должно выражаться в отношении $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}) \sim 4.0$. Это отношение приближается к 1.0, если плавление в источнике идет быстро, не испытывая влияния пористости среды, а затем расплав быстро переносится к земной поверхности.

В динамической модели скорость плавления M_{\max} рассчитывается по формуле [16]:

$$M_{\max} = \frac{(\lambda_{238} + \lambda_{230})[\rho_f \phi + \rho_s (1 - \phi) D_U] - Z \lambda_{230} [\rho_f \phi + \rho_s (1 - \phi) D_{Th}]}{(Z - 1)[1 + \rho_f \phi [\rho_s (1 - \phi)]]},$$

где λ_{238} , λ_{230} – константы радиоактивного распада (соответственно, $1.55125 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$ и $9.156 \cdot 10^{-6}$ год $^{-1}$), Z – измеренное $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$, ϕ – пористость плавления, ρ_f , ρ_s – плотность расплава и твердого субстрата (соответственно, 2800 кг·м $^{-3}$ и 3300 кг·м $^{-3}$) [13], D_U , D_{Th} – валовые коэффициенты распределения урана и тория (соответственно, 0.005 и 0.003).

Скорость плавления используется для оценки скорости апвеллинга твердой мантии W в одномерной расплавной колонне [16]:

$$W = \frac{M}{\rho_s (d_f / d_z)},$$

где z – глубина в магматической колонне (км), $d_f/d_z = 0.003$ км $^{-1}$.

В вулканических породах большинства океанических островов $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$ определено в диапазоне 1.1–1.5 и скорости плавления оцениваются величинами $< 3 \cdot 10^{-4}$ кг м 3 год $^{-1}$. Из 50 опубликованных определений $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$, за исключением шести, лавы о. Гавайи дали значение, равное 1.0 в пределах 2σ . Слабый избыток ^{230}Th здесь объясняется высокой скоростью поднятия материала мантийного плюма (0.3 м год $^{-1}$) [13].

Рутинные прецизионные измерения изотопов U-серии требуют больших затрат времени и дополнительных технических решений, поэтому, как правило, изученные объекты характеризуются единичными определениями изотопных отношений. Точные результаты дают методы альфа-счета и масс-спектрометрии с термической ионизацией с использованием многоканального масс-спектрометра [12, 15]. Нами представляются результаты измерений изотопов в 74 образцах вулканических пород Хангая и Саян, полученные измерениями изотопов ^{238}U -серии, выполненными по экспрессной методике [10, 11] с использованием прибора индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии Agilent 7500ce.

По U–Th-изотопной систематике вулканических пород в Хангае и Саянах реконструируется общее повышение скорости плавления и апвеллинга мантии в последние 400 тыс. лет с динамическими параметрами магматизма первой территории, более низкими, чем второй. Только в голоцене динамические параметры мантии уравнивались.

Магматические расплавы, извергнутые на Хангае 400 тыс. лет назад, обладали повышенными концентрациями Th (6–8 мкг/г) и отношениями Th/U в интервале 3.7–3.9. Высокие отношения начального отношения $^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$ (4.3–6.0) отражали медленное фракционное плавление, сопровождавшееся быстрым удалением выплавов. В эпизоды 50–35 и ~9 тыс. лет назад отношения $^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$ снижались от интервала 1.23–1.52 до интервала 1.08–1.22, что свидетельствовало о заметном относительном возрастании пористости, максимальных скоростей плавления и апвеллинга мантии.

Магматические расплавы, извергнутые в Саянах 350 тыс. лет назад, имели пониженные концентрации Th (~2 мкг/г) и отношения Th/U в интервале 2.7–2.9. По сравнению с расплавами Хангая, состав мантийного источника был более обедненным. Их высокие начальные отношения $^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$ (2.7–2.8) свидетельствовали о сравнительно

медленном фракционном плавлении и апвеллинге. Максимумы плавления и апвеллинга мантии этой территории 170 и 50 тыс. лет назад ($M_{\max}=1.1 \cdot 10^{-3}$ кг/м³/год, $W_{\max}=11$ см·год⁻¹) были разделены минимумом плавления и апвеллинга 150 тыс. лет назад.

Рассчитанные динамические параметры активности мантии обеих территорий были существенно ниже параметров магматизма Гавайев. На временные вариации параметров выплавов Саян, по-видимому, повлияли дополнительные нагрузки на литосферу формировавшихся ледниковых покровов, мощность которых, по данным М.Г. Гросвальда [1], превышала 500 м. Повышение литостатического давления в мантии во время оледенения приводило к относительному снижению скоростей плавления и апвеллинга, но его снижение после стаивания ледников выражалось в возрастании скоростей. В таком режиме динамические параметры мантийных процессов под Саянами превышали параметры процессов под Хангаем. Образование и стаивание ледников служили фактором, обеспечившим нестабильность среды в области магмообразования под Саянами и, как следствие, относительное повышение активности мантийных процессов.

Максимальная активность мантии, по-видимому, обусловила объемные лавовые извержения на вулканических полях Центральной Азии около 600–500 тыс. лет назад [7]. По U–Th систематике мы видим резкое снижение активности мантии Хангая и Саян 400–350 тыс. лет назад с ее общим возрастанием к настоящему времени. Пока неясно, будут ли скорости плавления и апвеллинга мантии возрастать и в дальнейшем или они уже достигли максимума. О возможной связи максимума активности мантии 600–500 тыс. лет назад с общим развитием структуры центральной части Байкальской рифтовой системы свидетельствует одновременное угасание вулканизма Тунка-Джидинской и Ингур-Малоамалатской субмеридиональных зон около 600 тыс. лет назад [6, 7], т.е. непосредственно перед эпизодом максимальной активности мантии Центральной Азии.

Цикличность магматических процессов в Центральной Монголии определялась по временным вариациям калия. В последние 2 млн лет в лавах Тарят-Чулутынского поля установлены квазипериоды с длительностью от 700 до 300 тыс. лет [9]. Максимум активности мантии 600–500 тыс. лет назад соответствовал низким концентрациям калия. Повышение концентраций этого элемента 400 тыс. лет назад в лавах вулкана Шаварын-Царам обозначило снижение активности, а последующее уменьшение концентраций калия – возрастание. Таким образом, цикличные вариации калия в лавах Центральной Монголии могут служить в качестве независимого показателя циклических вариаций активности мантийных процессов.

Работа выполняется в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы», госконтракт № П736.

Литература

1. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.
2. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового Нагорья / В.П. Солоненко, А.А. Тресков, Р.А. Курушин и др. М.: Наука, 1966. 231 с.
3. Леви К.Г., Шерман С.И., Саньков В.А. Современная геодинамика Азии: карта, принципы составления, геодинамический анализ // Геотектоника. 2009. № 2. С. 78–93.
4. Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. О принципах и методике составления карты новейшей тектоники Сибири // Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1981. С. 12–20.
5. Рассказов С.В. Активный вулканизм восточной, южной границ и Внутренней Азии в контексте четвертичных событий // Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2011. С. 86–89.
6. Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф. и др. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Ar–Ar и K–Ar датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 6. С. 3–15.