

РАЗДЕЛ IV

СЕЙСМИЧНОСТЬ, СЕЙСМОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИКА

Д.Р. Акманова

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА ЗА
ПОСЛЕДНИЕ 12 ТЫС. ЛЕТ

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Введение

Вулканы, деятельность которых относится к числу важнейших геодинамических процессов, распределены на поверхности Земли неравномерно. Наблюдения за их деятельностью происходили на протяжении всей истории человечества. Но лишь с 1800 г. начали составляться первые каталоги, в которых представлены краткие характеристики отдельных вулканов мира.

Анализ различных каталогов позволил нам создать электронную базу данных, включающую данные о 627 вулканах мира, извергавшихся 6850 раз за ~12 тыс. лет. Из них 4895 извержений произошли в пределах окраины Тихого океана, 1297 извержений в пределах Альпийско-Гималайского пояса, 323 извержения в пределах Срединно-Атлантического хребта, 335 извержений - Африки и Аравийского полуострова, Индийского океана [1].

Особый интерес представляет окраина Тихого океана, которая характеризуется наибольшим развитием современного вулканизма, в ее пределах расположено преобладающее большинство вулканов (85 %) и их извержений, в том числе и катастрофических (95 %).

Полнота электронной базы данных

Анализ составленной нами базы данных показал, что извержения вулканов окраины Тихого океана можно разделить на два периода ($T_1 = 9650-0$ до н.э., $N = 526$; $T_2 = 0-2010$ гг., $N = 4369$), граница между которыми приходится на начало нашей эры. Оказалось, что при усреднении интервала по 250 лет в каталоге в течение T_1 содержатся сведения о 13 извержениях вулканов, в течение второго периода о 458 извержениях [1, 3].

Плотность распределения тихоокеанских вулканов и их извержений в пространстве за периоды T_1 и T_2 представлены на рис. 1 (а, б). Видно, что извержения вулканов

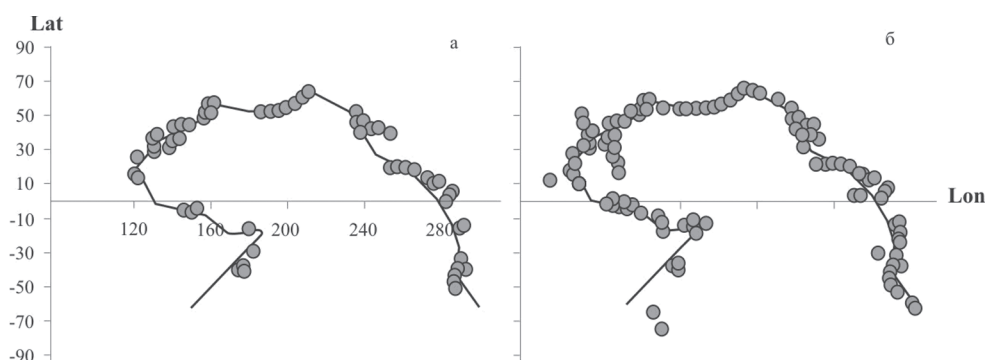


Рис. 1. Пространственное расположение вулканов окраины Тихого океана за интервалы T_1 и T_2

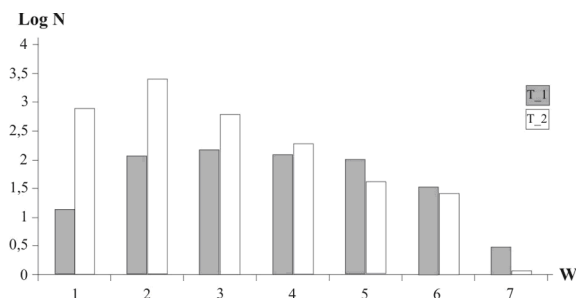


Рис. 2. Числа извержений вулканов окраины Тихого океана за интервалы T_1 и T_2

нов, произошедшие в период с 9650 по 0 г. до н.э. (рис. 1 а), распределены вдоль окраины Тихого океана не равномерно, что свидетельствует, исходя из данных на рис. 2, о пропуске более слабых извержений.

Наличие веками сохраненных сообщений о деятельности вулканов, появление новых методов геохронологии позволили ученым расширить сведения о числе извержений, в том числе слабых по силе, в период с 0 по 2010 гг. (рис. 2).

Распределения чисел извержений по величинам W для окраины Тихого океана в течение интервалов T_1 и T_2 показали, что логарифмы чисел извержений укладываются на прямолинейные отрезки, значения углов наклонов оказались равными: -0.29 ± 0.097 и -0.62 ± 0.063 соответственно. Угол наклона, полученный для T_2 оказался близким значениям, полученным ранее на разных масштабных уровнях (мир, регион, отдельно взятый вулкан), что указывают на единый планетарный вулканический процесс [3, 4].

Полученные данные позволяют предположить, что составленная база данных достаточно однородна и представительна лишь за последние 2 тыс. лет.

Миграция извержений вулканов окраины Тихого океана

Исследование пространственно-временных закономерностей распределения извержений вулканов за ~12 тыс. лет в разных энергетических диапазонах $1 \leq W \leq 6$ в пределах окраины Тихого океана показало, что события в цепочках демонстрируют линейную зависимость между временем их возникновения T и координатой вдоль пояса l . Полученный наклон такой линейной зависимости характеризует скорость перемещения «очагов» извержений в пространстве и времени, т.е. скорость миграции вулканической активности. Кроме того, методом наименьших квадратов была определена зависимость между логарифмом скорости миграции вулканических событий LgV и величиной W : $W = (-3.1 \pm 0.6)LgV$ [5, 6].

Исследовалась миграция извержений вулканов за последние 2 тыс. лет. Параметры полученных цепочек представлены в таблице. Видно, что средние продолжительности миграционных цепочек уменьшились примерно в 4 раза, а значения скоростей миграции увеличились почти в 2 раза, это может быть связано с неполнотой данных за интервал T_1 .

Исследовалось влияние, оказываемое изменением начала координат осевых линий на зависимость характера получаемых закономерностей в распределении скоростей миграции извержений вулканов. Следует отметить, что для окраины Тихого океана изменение направления миграции: либо $L_l = 0$ - вулкан Бакл Айленд

Таблица. Параметры цепочек миграции извержений вулканов

	$W = 1$	$W = 2$	$W = 3$	$W = 4$	$W = 5$	$W = 6$
9650 до н.э.–2010 гг.						
p	96	90	54	34	19	12
k	51±16	44±17	25±9	15±5	10±3	5±1.4
ΔT	2719±3191	2739±3134	4069±3542	5067±3118	5633±2490	5533±2387
ΔL	20658±6855	19658±8428	18294±7627	19506±8201	20814±7273	11998±6389
V	61±50	51±42	27±30	9±9.6	12±15	2±0.8
0–2010 гг.						
p	94	87	48	26	12	5
k	46±15	40±15	20±6	11±4	6±2	5±1
ΔT	567±572	599±593	816±660	976±598	914±451	1402±273
ΔL	19694±5814	18905±6290	16364±5923	16387±6168	17480±9609	21191±9204
V	98±60	69±36	47±37	24±15	24±19	11±2

Примечание. p – число выявленных миграционных цепочек; k – среднее число событий в миграционной цепочке; ΔT – средняя продолжительность миграционной цепочки (год); ΔL – средняя протяженность миграционной цепочки (км); V – средняя скорость миграции (км/год).

(Антарктика), $L_2 = 45\,000$ км - вулкан Десепсьон (Южные Шетландские о-ва); либо $L_1 = 0$ - вулкан Десепсьон (Южные Шетландские о-ва), а $L_2 = 45\,000$ км - вулкан Бакл Айленд (Антарктика), не приводит к изменению скоростей миграции вулканических извержений [5, 6].

Вывод

Составленная авторами электронная база данных, включающая извержения 627 вулканов мира за последние 12 тыс. лет, позволяет исследовать особенности пространственного, энергетического и пространственно-временного распределения вулканических извержений как всего мира, так и любого отдельно взятого региона.

Наиболее активным регионом планеты, в пределах которого происходит более 80 % извержений является окраина Тихого океана. Проведенный анализ позволяет считать, что каталог извержений вулканов окраины Тихого океана является наиболее полным за период времени от 0 до 2010 гг.

Исследование миграции вулканической активности подтверждает сформулированное нами ранее предположение о волновой природе миграции извержений [1, 2].

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО № 12-III-A-08-164 и РФФИ № 12-07-31215 мол_а.

Литература

1. Акманова Д.Р., Викулин А.В. Скорости миграции вулканических извержений и их зависимость от объема выброшенного материала // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии. VII Косыгинские чтения: материалы всероссийской конференции, 12–15 сентября 2011 г. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. 2011. С. 344–346.
2. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. Вулканизм как индикатор геодинамических процессов // Литосфера. 2010. № 3. С. 5–11.

3. 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 Камчатского государственного технического университета. Вып. 17. 2011. Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ. С. 5–15.
4. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17, № 3. С. 34–54.
5. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3, № 1. P. 1–18.
6. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // New Concepts in Global Tectonics. № 64, September, 2012. P. 94–110.

В.И. Бондаренко¹, В.А. Рашидов²**ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНЫ И НЕОТЕКТОНИКА ОНЕКОТАНСКОЙ ЗОНЫ
(КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)**¹Костромской Государственный университет им. Н.А. Некрасова, г. Кострома²ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Онекотанская зона включает участок Курильской островной дуги, протягивающийся примерно на 100 км от о. Харимкотан до 4-го Курильского пролива, включая о-ва Онекотан и Маканруши. Этот район характеризуется сложным геологическим строением, наличием большого количества наземных и подводных вулканов. Из 8 подводных вулканов, входящих в эту зону, 6 являются плосковершинными, а два – островершинными. В 80-е–90-е годы XX в. Лабораторией подводного вулканизма Института вулканологии ДВО АН СССР в пяти рейсах НИС «Вулканолог» в данном районе было отработано около 2000 погонных км геофизических профилей, по которым выполнены эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование и гидромагнитная съемка. Интерпретации результатов этих исследований посвящена настоящая работа.

В рельефе дна района можно выделить несколько батиметрических уровней. Самый верхний уровень представлен приостровным шельфом, располагающимся чаще всего на глубинах от нескольких десятков до 130–150 м (рисунок). К этому же уровню, по-видимому, следует относить и плоские вершины подводных вулканов на глубинах до 200 м. Формирование этих поверхностей выравнивания связано, скорее всего, с понижением уровня моря в позднем плейстоцене (18–12 тыс. лет назад). Понижение уровня моря в позднем плейстоцене составляло 100–120 м. В то же время, внешняя бровка шельфа обычно находится на глубинах около 150 м.

Вершины вулканов 2.7 и 2.8 (номера вулканов приводятся в соответствии с каталогом из монографии [3]) имеют наклоненные к западу плоские вершины с глубинами, соответственно, 140–200 и 180–250 м. Это может указывать на опускание дна моря в этом районе в голоцене. Причем, с удалением от гребня Большой Курильской гряды амплитуда опускания возрастает, достигая 80–130 м в районе вулкана 2.8. Скорость опускания дна в голоцене могла достигать здесь 1 см в год. В то же время, сами острова Онекотан и Харимкотан в позднем плейстоцене и голоцене испытывали устойчивые поднятия [2].

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

Вряд ли формирование плоских участков дна 2-го и 3-го уровней можно связывать с позднеплейстоценовым понижением уровня моря. Вероятно, эти участки находились вблизи уровня моря еще раньше, по крайней мере, не позже середины позднего плейстоцена. Скорее всего, поверхность 3-го батиметрического уровня сформировалась до формирования вулканического массива Маканруши, включая сам остров и окружающие его вулканические постройки (2.3–2.5). С севера к подножию массива Маканруши примыкает вулкан Смирнова. Плоская вершина вулкана располагается на глубинах около 950 м, т.е., ниже 3-го батиметрического уровня. Вулкан Смирнова древнее массива Маканруши. Возраст его предположительно

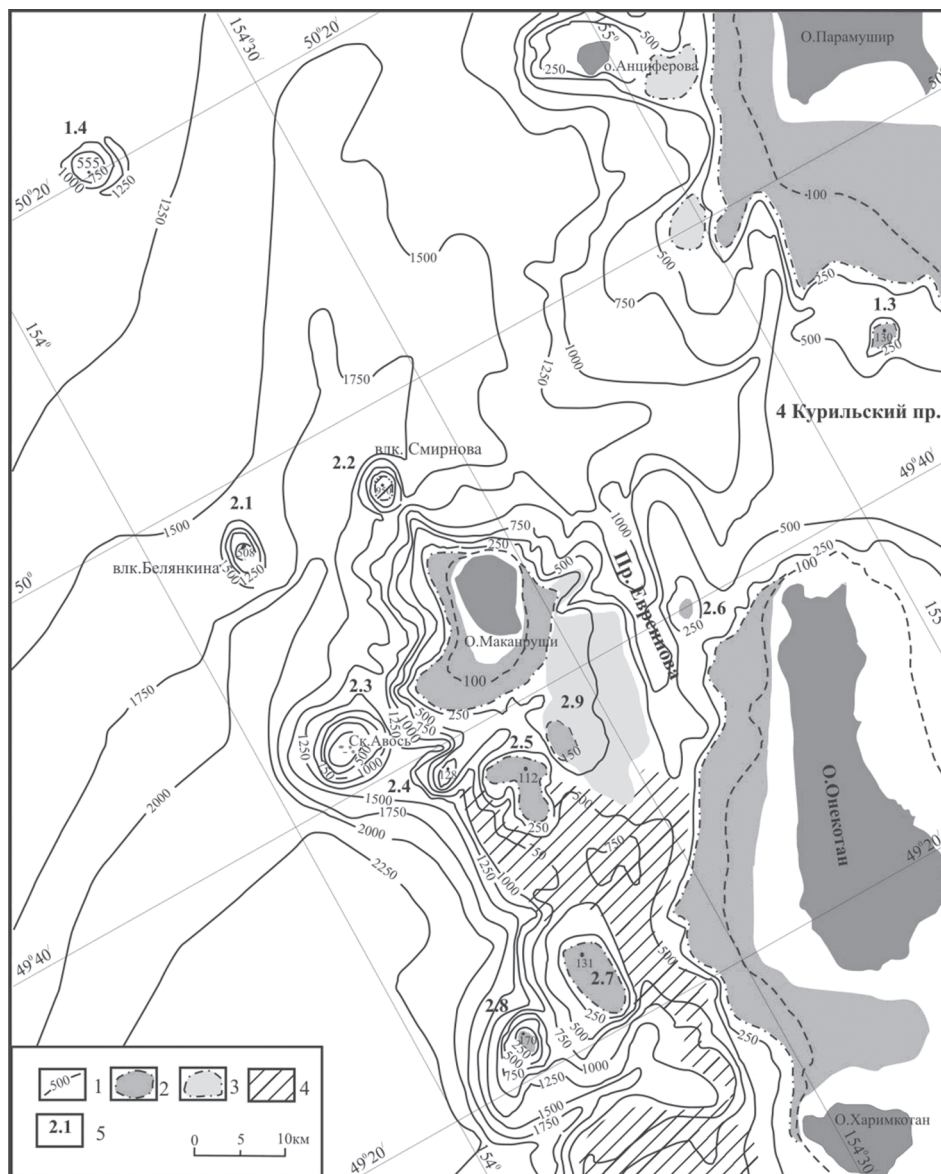


Рис. Батиметрическая схема Онекотанской зоны: 1 – изобаты; 2 – поверхность шельфа и уплощенные вершины вулканов на глубинах 120–180м (1 уровень); 3, 4 – уплощенные участки поверхности дна на глубинах, соответственно, 200–400м (2 уровень) и 500–1000м (3 уровень); 5 – номера подводных вулканов по [3].

плиоценовый, возможно, более 5 млн лет [4]. В антропогене массив Макаруши прошел сложный путь развития. Но общей тенденцией, по-видимому, было погружение массива и надстраивание его сверху за счет вулканической деятельности.

Последний эпизод формирования поверхностей выравнивания относится к позднему плейстоцену, когда сформировалась 120–150-метровая подводная терраса. В

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

Быстрые опускания дна в голоцене происходили, по-видимому, в районе вулканов 2.7 и 2.8, при этом, амплитуда опусканий увеличивается с удалением от о. Онекотан, в то время как сам остров испытывает поднятие [2].

Южная глубоководная часть 4-го Курильского пролива представляет собою крупный грабен, поперечный по отношению к простиранию БКГ. К северному ограничению грабена приурочен небольшой плосковершинный подводный вулкан, по-видимому, доголоценового возраста. Вероятно, возраст грабена также довольно древний. Интересной особенностью дна пролива является отсутствие осадочных отложений и неровный эрозионный рельеф дна. Скорее всего, это является следствием существующих здесь сильных приливно-отливных течений.

Самый нижний батиметрический уровень соответствует дну Курильской котловины. В данном районе котловина резко сужается и представляет собою пологий прогиб северо-восточного простирания. Глубина осевой части этого прогиба постепенно уменьшается от 2400 м – на юго-западе до 1400 м – на северо-востоке. На юго-восточный борт наложена структура блока Маканруши, имеющая в целом прямолинейные очертания субмеридионального и северо-восточного направлений. Несколько выдаются к западу в пределы котловины подводный вулкан 2.8 и скалы Авось. На продолжении линии, соединяющей эти вулканы, располагаются подводный вулкан 2.1 (Белянкина) и вулкан 1.4. Два последних вулкана располагаются уже за пределами осевой части Курильской котловины, на ее северо-западном борту. Возраст их, возможно, позднеплиоценовый или раннеплейстоценовый [1, 4]. Вероятно, этот ряд вулканов маркирует какую-то крупную разломную зону субмеридионального простирания. Далее к югу на продолжении этой зоны (за пределами описанного в данной работе участка) располагаются подводный вулкан 3.2 и вулкан Синарка на о. Шиащкотан.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 12-05-00156-а).

Литература

1. Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Селиверстов Н.И., Шкира В.А. Подводный вулкан к западу от о-ва Парамушир // Вулканология и сейсмология. 1994. № 1. С.13–18
2. Камчатка, Курильские и Командорские острова: история развития рельефа. М.: Наука, 1974. 440 с.
3. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Г.А. Авдейко, А.Ю. Антонов, О.Н. Волынец и др. М.: Наука, 1992. 528с.
4. Рашидов В.А., Бондаренко В.И. Геофизические исследования подводных вулканов Белянкина и Смирнова (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 6. С.107–114.

Н.Ф. Василенко, А.С. Прытков, С.М. Сапрыгин

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ GPS ИССЛЕДОВАНИЯ В ОКРЕСТНОСТИ ЮЖНО-САХАЛИНСКОГО ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНА

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

На Дальнем Востоке России остров Сахалин является единственным регионом, где проявляется грязевой вулканизм. Один из известных и крупных вулканов - Южно-Сахалинский грязевой вулкан - расположен на юге острова в зоне Центрально-Сахалинского взброса-надвига [1]. В 2005 г. в окрестности грязевого вулкана построена локальная сеть из 5 пунктов GPS наблюдений. Измерения сети выполнены в 2005, 2006, 2008 гг. и осенью 2011 г. после достаточно мощного извержения грязевого вулкана (точная дата извержения вулкана в начале 2011 г. неизвестна).

В период, предшествующий извержению, в районе исследований наблюдалось небольшое субширотное горизонтальное сжатие со скоростью 2–4 мм/год и опускание земной поверхности со скоростью до 3 мм/год. В результате извержения в окрестности грязевого вулкана произошли значительные горизонтальные и вертикальные смещения земной поверхности (рис. 1). Они вычислены из разностей координат пунктов 2011 г. и результатов линейной экстраполяции изменения координат в период 2005–2008 гг. на начало 2011 г. Максимальные смещения проявились на западном крыле Центрально-Сахалинского разлома: пункты MV03, MV04 сместились в восточном направлении на 15–33 мм и опустились на 23 мм. Смещения восточного крыла разлома имеют значительно меньшие величины. Только на пункте MV05 опускание составило 15 мм.

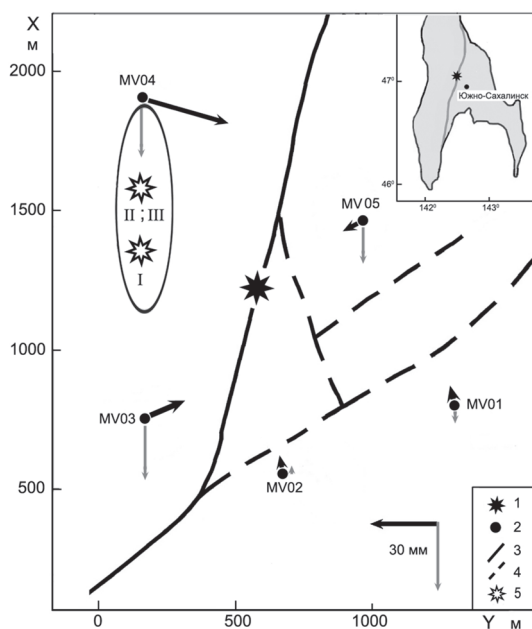


Рис. 1. Смещения земной поверхности в результате извержения Южно-Сахалинского грязевого вулкана в 2011 г. относительно GPS станции Южно-Сахалинск. 1 – грязевой вулкан; 2 – GPS пункт; разрывные нарушения в зоне Центрально-Сахалинского разлома [1]; 3 – главный сместитель; 4 – второстепенные разломы; 5 – модельное расположение источника извержения для решений I-III, представленных в табл.

Эллипсом показана среднеквадратическая ошибка расположения источника из решения III. Среднеквадратические ошибки горизонтальных смещений не превышают 2 мм, вертикальных смещений – 5 мм. На схеме-врезке приведено местоположение грязевого вулкана на юге о. Сахалин.

Процессы, приводящие к извержению грязевых вулканов, в общем виде рассмотрены в работах [2, 3]. Зона разлома, выходящего на дневную поверхность, представляется трещиновато-пористой средой и образует подводящий канал вулкана, через который происходит восходящая фильтрация газа. Подводящий канал перекрывается слоем осадочных толщ водоглинистой брекчии, препятствующим дальнейшему движению газа. В процессе фильтрации газа давление в подводящем канале становится больше геостатического давления вышележащей водоглинистой толщи, что приводит к извержению вулкана. Источником деформаций земной поверхности в окрестностях грязевого вулкана является область сброса давления под перекрывающей водоглинистой толщей (рис. 2).

Смещения земной поверхности в результате извержения вулкана можно моделировать для конечного сферического источника в однородном упругом полупространстве [4]. В цилиндрической системе координат вертикальные U_z и радиальные горизонтальные U_r компоненты смещений имеют вид:

$$U_z = \frac{3}{4} \frac{\Delta V}{\pi} \frac{d}{(h^2 + d^2)^{3/2}}; \quad U_r = \frac{3}{4} \frac{\Delta V}{\pi} \frac{h}{(h^2 + d^2)^{3/2}},$$

где $\Delta V = \pi r^3 \Delta P / \mu$ — изменение объема источника, d — радиальное расстояние, h — глубина и r — радиус источника, ΔP — изменение давления в источнике, μ — модуль упругости среды, вмещающий источник.

Сопоставление модельных и измеренных смещений позволяет решить обратную задачу: определить местоположение источника в пространстве и изменение его объема. Для этого необходимо минимизировать среднеквадратическую разность измеренных и модельных смещений, которая выполнена численными методами поиска минимума функции нескольких переменных:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(y_i - U_i)^2}{\sigma_i^2} \rightarrow \min,$$

где y_i — измеренные, U_i — модельные смещения, σ_i^2 — ошибка измерений, N — число исходных данных.

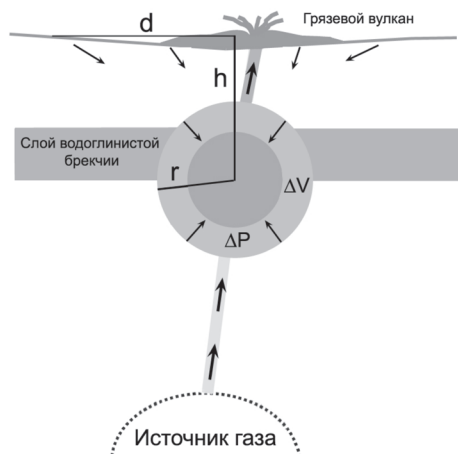


Рис. 2. Схематическая модель источника извержения грязевого вулкана.

Таблица. Модельные параметры источника Южно-Сахалинского грязевого вулкана

Координаты источника и их среднеквадратическая ошибка				ΔV 10^4м^3		χ^2		
X, м	Y, м	h, м						
I. Решение для вертикальных смещений								
150	+300 -480	1360	+170 -230	450	+680 -220	-8.9	+3.4 -7.0	6.1
II. Решение для радиальных компонент горизонтальных смещений								
150	+90 -80	1600	+220 -420	600	+450 -100	-3.6	+1.5 -1.4	3.2
III. Совместное решение								
150	+120 - 90	1600	+300 -440	700	+500 -120	-5.0	+1.9 -2.0	22.9

На начальном этапе предпринята попытка моделирования источника извержения методом инверсии векторов смещений земной поверхности, изображенных на рис. 1. Однако большие разности измеренных и модельных смещений ($\chi^2 = 333$) не позволили оценить параметры этой модели для доверительного интервала 95 %. Основной вклад в эту величину вносят векторы горизонтальных смещений ($\chi^2 = 312$). Непосредственно извержению вулкана отвечают радиальные (по направлению на модельный источник) составляющие горизонтальных смещений [4]. Моделирование источника извержения на основе их инверсии дает хорошее согласование измеренных и модельных радиальных компонент ($\chi^2 = 3.2$) (табл.). При этом модельные параметры источника, полученные на основе раздельной инверсии вертикальных и горизонтальных радиальных компонент смещений, достаточно хорошо согласуются между собой (решения I и II). В качестве окончательного решения приняты параметры, полученные из совместного моделирования (решение III).

Модельный сферический источник извержения находится к западу от выхода главного сместителя Центрально-Сахалинского разлома на дневную поверхность на расстоянии около 500 м и глубине 700 м, то есть лежит практически в плоскости главного сместителя, который имеет западное падение под углом 60–70° [1].

Объем изверженного на поверхность материала оценен величиной $1 \times 10^4 \text{ м}^3$ с водонасыщением около 5–10 %, тогда как свежесброшенная вулканом водоглинистая брекчия обычно состоит из двух частей сухой породы на одну часть воды. Модельное изменение объема источника составляет $5 \times 10^4 \text{ м}^3$. Следовательно, объем газовой смеси (углекислый газ и метан) в источнике извержения на глубине 700 м составляет около $3.5 \times 10^4 \text{ м}^3$. Этот объем перед извержением, по аналогии с [2], находился под геостатическим давлением более 12.6 МПа. Поэтому объем выброшенной на поверхность газовой смеси превышает $50 \times 10^4 \text{ м}^3$.

Горизонтальные смещения земной поверхности, зафиксированные в результате извержения Южно-Сахалинского грязевого вулкана (рис. 1), являются комбинацией смещений в результате самого извержения, а также сжатия в зоне Центрально-Сахалинского разлома, произошедшего в период извержения или после него. Последнее может быть объяснено только двумя факторами: расположением источ-

ника извержения в западном крыле главного сместителя и преобладающим напряжением субширотного сжатия в недрах юга острова, выявленного комплексом геофизических и геодезических методов [5, 6].

В выполненном моделировании параметры радиус источника r , сброшенное давление ΔP и модуль упругости среды m неразделимы: различные их комбинации могут создавать одинаковые деформации земной поверхности. Это не позволяет определить реальный размер сферического источника. Если модуль упругости среды для обводненных и разрушенных глинистых отложений еще можно оценить величиной 1.4×10^9 Па [7, 8], то неизвестный параметр сброшенного давления имеет достаточно широкий диапазон. С одной стороны его можно оценить величиной аномально высокого пластового давления (6–10 МПа) под глинистыми отложениями в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома на юге острова [6]. С другой стороны среднее модельное сброшенное давление при грязевулканических извержениях составляет 0.44 МПа [9]. Из приведенных оценок радиус сферического источника извержения Южно-Сахалинского грязевого вулкана в 2011 г. может составлять 130–370 м. Такие размеры свидетельствуют о применимости модели сферического источника, которая ограничена условием $(r/h)^5 \ll 1$ [4]. Для имеющегося количества исходных данных построенная модель наиболее приемлема по сравнению с более сложными моделями другой геометрической формы, которые характеризуются большим количеством параметров.

Работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента РФ, грант МК-4575.2011.5 и Президиума ДВО РАН 13-III-B-08-007.

Литература

1. Мельников О.А., Ершов В.В., Ким Ч.У., Сен Р.С. О динамике грифонной деятельности газоводолитокластитовых (грязевых) вулканов и ее связи с естественной сейсмичностью на примере Южно-Сахалинского вулкана (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 5. С. 25–41.
2. Горкун В.Н., Сырык И.М. Опыт расчета глубины залегания и объема выбрасываемого газа при извержении грязевых вулканов на Южном Сахалине // Геология и геофизика. 1967. № 2. С. 30–42.
3. Доманский А.В., Ершов В.В., Левин Б.В. Математическая модель неустановившихся течений геофлюидов при грязевулканических процессах // ДАН. 2009. Т. 424, № 1. С. 107–110.
4. Mogi K. Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them // Bull. Earthquake Res. Inst. 1958. V. 36. P. 99–134.
5. Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 42–48.
6. Сапрыгин С.М. Тектоника плит и сейсмичность в Дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2005 г. 84 с.
7. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
8. Теркот Д., Шуберт Д. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2. М.: Мир, 1985. 360 с.
9. Fukushima Y., Mori J., Hashimoto M., Kano Y. Subsidence associated with the LUSI mud eruption, East Java, investigated by SAR interferometry // Marine and Petroleum Geology. 2009. V. 26. P. 1740–1750.

Н.К. Гайдай^{1,2}

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В
ЗЕМНОЙ КОРЕ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕЙСМИЧЕСКОГО
ПОЯСА ЧЕРСКОГО**

¹ *ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО
РАН, г. Магадан*

² *Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан*

Особенности строения земной коры во многом являются определяющим фактором сейсмической активности территории. Комплексное изучение глубинного строения и распределения в земной коре гипоцентров землетрясений позволяет не только исследовать закономерности распределения землетрясений, но и определять районы с повышенной сейсмической опасностью.

Вопросами сейсмологии Северо-Востока России занимались многие исследователи, однако подавляющая часть работ носит качественный характер [1–6]. Существующие на сегодняшний день методики исследования глубинного строения, а также электронные ресурсы позволяют перевести подобные исследования в количественную плоскость, однако такие исследования в настоящее время в основном опираются на результаты сейсмического зондирования, что сильно ограничивает охватываемые исследованиями площади. Работы, использующие другие методы для количественной оценки глубинного строения, являются единичными [7–9].

В данной работе представлены исследования распределения гипоцентров землетрясений в земной коре двух территорий, лежащих в пределах сейсмического пояса Черского. Первая занимает площадь 6 тыс км², большую часть ее представляет Малтано-Ольская вулканическая структура, располагающаяся во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В строении осадочного чехла участвуют позднеюрские-раннемеловые и меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, прорывающие их меловые интрузивные образования, а также покровы меловых эффузивов [10]. Вторая занимает площадь 22.5 тыс км², представляя структуры Аян-Юряхского антиклинория. Территория сложена разнообразными осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными, хемогенными, метаморфическими образованиями широкого возрастного диапазона. Преобладают осадочные отложения юрского возраста. Интрузивные образования наблюдаются преимущественно в виде крупных гранитоидных массивов возрастом от позднеюрского до позднемелового [10].

Данные о землетрясениях на исследуемых рассматривались за период с 1968 по 2011 г. [11, 12]. Землетрясения с малым значением энергетического класса могут являться промышленными взрывами, поэтому учитывались только сейсмические события с энергетическим классом $K > 5$. Сейсмическая активность обеих территорий в среднем близка. Для первой плотность землетрясений составляет 9.8 на 1 тыс км², для второй 11.1 на 1 тыс км².

Для части землетрясений имеется информация о глубине их гипоцентра, что позволяет проследить закономерности распределения гипоцентров землетрясений в земной коре.

С помощью методов новой интерпретационной гравиметрии (НИГ) оценено положение в ней квазигоризонтальных границ расслоения. В основе методов НИГ

лежат представления о блоково-слоистой модели земной коры [13, 14]. По аномалиям гравитационного поля выделены блоки в земной коре, к которым проведены интерпретационные профили. Результаты интерпретации позволили получить глубину и рельеф плотностных границ расслоения.

Анализ распределения гипоцентров землетрясений по отношению к рельефу плотностных границ расслоения позволил отметить следующие закономерности, проявляющиеся для обеих площадей:

- положение гипоцентров землетрясений приурочено к границам расслоения, гипоцентры наблюдаются в слое мощностью не более 2.5 км относительно поверхности рельефа границы расслоения. С точки зрения НИГ плотностная граница представляет собой контакт двух разнородных по плотности (а соответственно и по физическим свойствам) блоков, следовательно именно в данной области пространства повышена вероятность высвобождения упругих напряжений;

- подавляющая часть землетрясений зафиксирована в верхней части земной коры (90 % для Малтано-Ольской вулканической структуры и 78 % – для Аян-Юряхской). При этом преимущественно гипоцентры расположены в гранитном слое. Здесь, в отличие от базитового слоя, в силу особенностей физических свойств вещества, происходят хрупкие, а не пластические деформации. Таким образом, пониженная пластичность вещества, слагающего низы осадочного слоя и гранитный слой, является причиной накопления механического напряжения, разряда которого и приводит к возникновению землетрясения;

- на обеих территориях землетрясения, зафиксированные на глубине свыше 20 км, имеют энергетический класс $K < 9$. Объяснением данного факта является изменение физических свойств вещества при повышенных температуре и давлении, характерных для таких глубин. Вещество переходит в пластичное состояние, что препятствует накоплению, а соответственно и разрядке, большого количества энергии;

- на обеих территориях выделены слои, в пределах которых не наблюдались землетрясения. Наличие таких слоев установлено и для других территорий, они приурочены к глубинам 10–15 км и 20–25 км и имеют преимущественно мощность 4–10 км с тенденцией к возрастанию в областях с повышенной сейсмической активностью [15]. Вероятно, наличие таких волноводов объясняется повышенным тепловым потоком, который в свою очередь, приводит к переходу вещества в более пластичное состояние и, соответственно, препятствует накоплению механической энергии в данной области пространства.

Полученные результаты на количественной основе подтверждают сделанные ранее выводы о закономерностях распределения землетрясений в земной коре.

Работа выполнена в рамках госбюджетной НИР СВКНИИ ДВО РАН (№ госрегистрации 01201254272), инициативной темы НИР СВГУ (№ госрегистрации 01201253471), при частичной финансовой поддержке ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” (№ госрегистрации 01201151451).

Литература

1. Вашилов Ю. Я. Сейсмичность и вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР // Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1979. С. 138–157.

2. Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмичность, активные разломы и зоны вероятных очагов землетрясений Якутии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной М., 1995. Вып. 2–3. С. 260–275.
3. Смирнов В.Н. Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии: автореф. дисс. д-ра географ. наук. М.: МГУ, 1995. 41 с.
4. Смирнов В. Н. Активные структуры и сейсмичность Охотско-Колымского региона // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты: Материалы международного симпозиума. Южно-Сахалинск, 2002. С. 236–240.
5. Вашилов Ю. Я., Калинина Л. Ю. Исследование связи землетрясений с разломами и глубинной структурой Охотоморско-Колымского региона (по геофизическим данным) // Материалы Всероссийского совещания Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 229–232.
6. Шарафутдинов В.М., Мишин С.В. Сейсмичность Северо-Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1. Владивосток, Дальнаука, 2006.
7. Петрищевский А.М. Новый метод оценки жесткости тектонических сред по гравиметрическим данным и его использование при анализе сейсмичности // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике – Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С.53–56.
8. Шарафутдинов В.М., Хасанов И.М. Глубинное строение Кулинского сейсмогенного узла (Верхнее-Колымское нагорье) по геофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 2010. №5. С.55–66.
9. Наиболее важные научные результаты НС РАН г. Бишкек [Электронный ресурс] URL: <http://www.gdirc.ru/tu/content/scientific/lgmi/sciresults/> (дата обращения 4 октября 2012 г.)
10. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4-х книгах. Кн. 1. Геологическое описание. Полезные ископаемые, минерагеническое районирование и прогнозная оценка территории// Под ред. Г. М. Сосунова. Магадан: ГП Магадангеология, 1999. 181 с.
11. Шарафутдинов В.М. Разработка и формирование Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской Области», возможности ее применения// Геоинформатика. 2009. №3. С. 52–56.
12. Шарафутдинов В.М., Малиновский С.Б. Геоинформационная система «Сейсмичность Магаданской области» // Свидетельство о государственной регистрации Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2011615022 от 24.06.2011.
13. Вашилов Ю.Я. Новая интерпретационная гравиметрия - вместо и вместе с глубинными сейсмическими исследованиями. Статья 1. Методические основы новой интерпретационной гравиметрии // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2005. №3. С. 2–16.
14. Вашилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Сахно О.В. Трехмерная глубинная плотностная модель Паутовского горста и ее геологическая интерпретация (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 22–38.
15. Кузнецов О.Л., Каракин А.В. Концепция трещиноватой структуры и флюидного режима в земной коре. Геоинформатика, №3. 2002.

Т.К. Злобин^{1,2}, А.Ю. Полец^{1,2}

**ПОСТАНОВКА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ САХАЛИНО-ЯПОНСКОЙ И КУРИЛО-
КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ**

¹ФГБУН Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск

² Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск

Большое значение для решения кардинальных вопросов геологии и геодинамики имеют исследования островных дуг. Здесь, на границе крупнейших структурных элементов планеты (континентов и океанов) происходят активные тектономагматические и геодинамические процессы в земной коре и мантии Земли, выражающиеся, прежде всего в активной сейсмичности и современном вулканизме [10]. Особое значение работа имеет в свете происшедшего в западной части обрамления Тихого океана 11 марта 2012 года катастрофического цунамигенного землетрясения с магнитудой 9.4 и повлекшее за собой чрезвычайные последствия и многочисленные афтершоки силой 7–8 и менее. Это грандиозное катастрофическое землетрясение привело к гибели более 15 тыс. человек, взрыву реактора атомной станции в провинции Фукусима, затоплению и радиоактивному заражению побережья Японии и др. До этого, в 2006 году, севернее в районе Средних Курил, расположенных также в северо-западной части обрамления Тихого океана произошло два катастрофических землетрясения с магнитудой 8.3 и 8.1 [4].

Настоящая работа является постановочной раздела темы НИР на 2013 г. ИМГиГ ДВО РАН «Изучение сейсмического и геодеформационного процессов Сахалинского и Курильского регионов: модели активизации и релаксации, прогноз сейсмической опасности». Согласно ей следует разработать и построить сеймотектоническую модель зоны сочленения Сахалино-Японской и Курило-Камчатской островных дуг.

Для этого необходимо будет проанализировать современную сейсмичность и выполнить сеймотектонические исследования в структурах зоны сочленения дуг. Настоящая работа призвана изложить основные предстоящие задачи. В рамках этого раздела темы предусматривается рассмотреть: геологическое строение, сочленение дуг, геодинамику, сейсмичность, процессы в литосфере и сеймотектонические модели.

Для создания сеймотектонической модели необходимо выполнить ряд этапов исследований. В первую очередь необходимо рассмотреть типы островных дуг, выявить к какому типу относится исследуемая система дуг, геологическое строение исследуемых дуг, их возраст, который позволит с самого начала представить развитие системы, необходимое для создания модели. Затем необходимо рассмотреть типы сочленения дуг и оценить рассматриваемый тип системы. После этого можно перейти к динамике системы, современная стадия которой выражена в сейсмичности установленной инструментальным путем за последний период. Затем при исследовании землетрясений, особенно на основе интерпретации механизмов их очагов можно получить данные о подвижках блоков литосферы в разных структурах зоны сочленения. На основе этого можно проанализировать сеймотектонику, проявившуюся на последнем этапе развития структур и представить сеймотектоническую модель.

Классификаций островных дуг

Существует ряд классификаций островных дуг. Их геологическому и глубинному строению, а также процессам происходящих в них посвящены многочисленные рабо-

ты Р. ван Беммелена, А.Н. Заварицкого, Г.Г. Хесса, В.В. Белоусова, В.Е. Хаина, Г. Буалло и др. Кроме того, островные дуги, расположенные в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану изучались на российском Дальнем Востоке К.Ф. Сергеевым, С.А. Федотовым, В.И. Федорченко, Р.З. Таракановым, Т.К. Злобиным и др.

Существующие представления о геологической природе островных дуг противоречивы и разнообразны. Известны их различные классификации, основанные на типе и стадиях развития земной коры, структуре, морфологии, магматизме.

Раньше исследователи выделяли дуги первого и второго типа [1], зрелые, молодые, энсиалические и энсиматические [11], приконтинентальные, псевдоконтинентальные, внутриокеанические, псевдоокеанические [8], внешние и внутренние, одиночные, двойные, тройные, кольцевые [7] и т.д. С созданием концепции тектоники плит природа островных дуг объясняется исходя из этой теории, и связывалась с процессами, происходящими в литосферных плитах, прежде всего на их границах (т.е. субдукцией и связанной с ней процессами и явлениями).

Дуги обрамления западной части Тихого океана

В Северо-Западной части Тихоокеанского тектонического пояса расположены Сахалино-Японская (или в дальнейшем – Японо-Сахалинская) и Курило-Камчатская островные дуги. Кроме того, на севере Курило-Камчатская дуга сочленяется с Алеутской островной дугой. В западной части этого пояса расположены островная дуга Рюкю и Филиппинская островная дуга. При этом в обрамлении Филиппинского моря имеют место ряд островных дуг состоящих из крупных звеньев: Идзу-Бонинская, Волкано, Марианская, Яп – Палау. Юго-Западная часть Тихоокеанского тектонического пояса представляет собой зону перехода от Австралийского материка к Тихому океану. Здесь помимо Австралийской платформы и окраинных морей расположены сочленяющиеся глубоководные желоба и островные дуги: Соломоновы, Новые Гибриды, Новая Каледония, Тонга-Кермадек, Новая Зеландия и др. Объектом наших исследований является зона сочленения Японо-Сахалинской и Курило-Камчатской островных дуг [7]. Таким образом, искомой зоной наших исследований являются, соответственно, вышеназванные Японо-Сахалинская и Курило-Камчатская островные дуги и сочленяющиеся с ними одноименные глубоководные желоба, которые расположены в северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса.

Геологическое строение зоны сочленения Японо-Сахалинской и Курило-Камчатской островных дуг

Определяющим для строения островных дуг является возраст фундамента (основания) и тип дуг. В пределах рассматриваемого района выделяется Японо-Сахалинская островная дуга, которая сочленяется с молодой кайнозойской Курило-Камчатской дугой и одноименным глубоководным желобом. В северной части первая вышеназванная дуга соответствует в геологическом отношении Сахалино-Хоккайдской мезо-кайнозойской складчатой геосинклинальной системе. Южнее этих структур расположены японские острова Хонсю, Кюсю и др. [10].

Судя по смежности с Сихотэ-Алинем на севере и северным антиклинорием Китаками в Японии на юге мезо-кайнозойский комплекс западной зоны сложен толщей палеозойских и мезозойских пород испытавших деформации в середине или конце мела [10]. Таким образом, возраст вышеназванного комплекса, залегающего в основании дуги и определяющий в целом возраст этой дуги можно считать как мезо-кайнозойский.

На Хоккайдо советские и японские геологи выделяют фронтальный надвиг в зоне Хидака, представляющий протяженную пластину – аналог океанической коры выведенную вдоль надвига на поверхность [10]. Восточная зона включает Восточный Сахалин и часть о. Хоккайдо – зоны Камуикотан и Хида, что тем более подтверждает мезокайнозойский и еще более древний возраст Японо-Сахалинской дуги.

В то же время Хоккайдо является частью японской островной дуги. Поэтому южнее дуга представлена Японским архипелагом, имеющим развитую континентальную (субконтинентальную) кору и соответствующий вышеназванный возраст изученной и описанной японскими исследователями.

К острову Хоккайдо являющегося северной частью Японской дуги с северо-востока причленяется Курило-Камчатская островная дуга. Здесь уже возраст пород ее основания и, следовательно, дуги относится в основном к кайнозойскому времени, точнее с олигоцен-миоценового возраста, реже эоцена [2]. Это позволило считать, что дуга развивалась на океанической или континентальной земной коре. Поскольку разные части Курило-Камчатской островной дуги развивались на разном основании, то их (эти части) следовало относить в одном случае к энсиалическим, а в другом – к энсиматическим типам дуг [3]. Соответственно, можно в целом оценить возраст исследуемых дуг, последовательность которых в целом определяет их развитие.

Схематически развитие зоны сочленения происходило в три основных этапа. На 1-ом этапе оно происходило на Хоккайдо, затем на 2-ом этапе – на Сахалине и флангах Курило-Камчатской островной дуги, а на 3-ем этапе – на Средних Курилах.

Сочленения дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов

Сочленения структур островных дуг и глубоководных желобов в основном имеют дугообразную форму. Однако при этом тип сочленения этих структур может быть различен. Поскольку эти структуры в северо-западной части обрамления Тихого океана являются границами литосферных плит, то с точки зрения тектоники необходимо рассмотреть аналогично сочленения желобов (Ж), океанических хребтов (Х) и трансформных разломов (Р), являющихся границами плит. Они рассмотрены в векторах относительных скоростей подробно в работе [9]. Здесь представлены схема тройного сочленения плит и векторы скоростей движения плит типа Х-Х-Х, различные зоны сочленения трех океанических желобов Ж-Ж-Ж, а также желоба, хребта и трансформного разлома Ж-Х-Р и тройное сочленение типа Ж-Ж-Х.

В случае рассматриваемых нами сочленений сопряженных систем дуга – желоб, т.е. желобов сопряженных с островными дугами северо-запада Тихого океана, а именно – Японо-Сахалинской островной дуги с Курило-Камчатской, то здесь их можно представить как Х-ХЖ-ХЖ аналог по форме типу Ж-Ж-Ж рассмотренного в работе [9]. Здесь имеет место Т-образное сочленение под тупым углом Японо-Сахалинского и Курило-Камчатского желоба и соответствующих дуг.

Сочленение Сахалинской и Японской структур можно рассматривать как продолжение Японской дуги, однако глубоководный желоб со стороны океана расположен только в пределах Японской островной системы.

Геодинамика, сейсмотектоника, процессы, модели

Геодинамика, сейсмотектоника, процессы, модели взаимосвязаны. Динамика островодужных систем (земной коры и верхней мантии) проявляется, прежде всего, в сейсмичности и вулканизме. При изучении геодинамики большое значение имеет сей-

смотектоника. Для ее исследований необходимо изучение механизмов очагов землетрясений, типы напряженного состояния среды в этих структурах и их элементах во времени и пространстве, тектонические подвижки и их типы, сейсмодислокации [5, 6]. Сейсмичность отражена в каталогах [12–14]. Предусматривается проанализировать за разные периоды по разным каталогам в изучаемом районе островных дуг, что позволит выявить динамику, т.е. проявление сейсмичности во времени.

При изучении динамики большое значение имеет изучение поля упругого напряжения, позволяющего судить о сейсмотектонике (подвижках и сейсмодислокации). Для исследований сейсмотектоники проводятся изучение механизмов очагов. Исследуются их параметры: положение осей главных и промежуточных напряжений, положения нодальных плоскостей, азимутов сжатия и растяжения. Это позволяет установить тип разрывных нарушений в очаговых подвижках. Исследования, выполненные методом катакlastического анализа (МКА), разработанного Ю.Л.Ребецким [6] позволяют нам установить особенности тектонического поля напряжений, динамику движения блоков в земной коре и литосфере в районе Южных, а также Средних Курил. Они будут основаны на анализе выполненных и результатах предыдущих исследований.

На основе этого планируется создать модель сейсмотектонических процессов зоны сочленения. При ее разработке будут рассмотрены сейсмотектонические подвижки в блоках литосферы зоны сочленения, динамика сейсмичности зоны и процессы. Для этого они будут рассмотрены в разных структурных частях зоны и разные периоды ее современного развития. Они связаны с процессами в литосфере. При этом будут рассмотрены процессы, изученные нами после Шикотанского, Симуширского и других сильных и катастрофических землетрясений, а также особенности динамики после извержения вулкана Пик Сарычева др.

Литература

1. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недр, 1982. 150 с.
2. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
3. Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 150 с.
4. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (M=8.3) и 13 января 2007 г. (M=8.1) и глубинного строения земной коры средних курил // Докл. АН. Т. 420, № 1. 2008. С.111–115
5. Злобин Т.К., Полец А.Ю. Сейсмотектоника, глубинное строение и катастрофические землетрясения. Курило-Охотский регион. LAP LAMBERT Academic Publishing CmbH & Co.KG, Saarbrucken, Germany, 2012. 114 с.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.
7. Родников А.Г. Островные дуги Западной части Тихого океана (Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР). М.: Наука, 1979. 152 с.
8. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
9. Теркот Д., Щуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. пер. с англ.: в 2-х ч. М.: Мир, 1985. С. 730.
10. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
11. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника: Учебное пособие. М.: Недра, 1985. 326 с.
12. <http://www.fnet.bosai.go.jp> National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention.
13. http://neic.usgs.gov/neic/epic/epic_rect.html National Earthquake Information Center.
14. <http://www.globalcmt.org> Global Centroid Moment Tensor Project.

Т.К.Злобин^{1,2}, А.Ю. Полец^{1,2}, В.В.Ершов^{1,2}

**ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОДИНАМИКИ ЮЖНОГО САХАЛИНА И КУРИЛ В
СЕЙСМИЧНОСТИ И ГРЯЗЕВОМ ВУЛКАНИЗМЕ**

¹ФГБУН Институт морской геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск

²Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск

Геодинамика (динамика недр) проявляется, прежде всего, в сейсмичности и вулканизме. При этом в Охотоморском регионе (на южном Сахалине и Курилах) наиболее ярко проявляются геодинамика в виде современных землетрясений и магматических (пирокластических) вулканах на Курилах, а на Сахалине - современный вулканизм проявляется в настоящее время в виде грязевого вулканизма [3]. Поэтому в настоящей работе мы рассмотрели, прежде всего, проявления сейсмичности на Курилах и вулканизма (грязевого) на Сахалине.

Для изучения проявления сейсмичности на Курилах мы исследовали, как принято, проявления землетрясений (сейсмичность) отраженную в каталогах [СФ ГС РАН, Neis, Neid и др.] и тектонические поля напряжений по одной из самых современных методик, разработанных Ю.Л. Ребецким [9], освоенную и примененную нами [8].

Поле тектонических напряжений на Южных и Средних Курилах было изучено на основе использования метода катакластического анализа (МКА). Для изучения динамики на основе изучения механизмов очагов исследованы такие параметры, как положение осей главных и промежуточных напряжений, положение нодальных плоскостей, азимутов сжатия и растяжения. Это позволяет установить тип разрывных нарушений в очаговых подвижках. Установлено, что для большинства рассмотренных механизмов очагов катастрофического Шикотанского землетрясения 4 октября 1994 г. в районе Южных Курилы для глубин 0–30 и 30–60 км плоскости разрыва ориентированы вдоль простирания островной дуги, с пологим углом погружения. Для глубин 60–120 км устойчивой ориентировки азимута простирания и направления падения плоскостей не выявлено. Это связано с разным строением блоков земной коры и верхней мантии, что выражено в структуре и физических неоднородностях (плотностные, скоростные, реологические, температурные, структурные).

Распределение механизмов очагов землетрясений в сейсмофокальной зоне (СФЗ), как в плане, так и по глубине показало, что СФЗ представляет собой глубинную разломную зону со сложным строением [4]. Подвижки в СФЗ на разных глубинах происходят под различными углами, образуя сбросы, взбросы, надвиги и т.д. [6], приводя к субгоризонтальным и субвертикальным смещениям. Вдоль СФЗ концентрируются напряжения и накапливаются сдвиговые деформации, которые определяют закономерности распределения механизмов очагов на различных глубинах, от поверхностных до мантийных.

В результате проведенных нами исследований глубинного строения и сеймотектоники Южных и Средних Курильских островов построены и проанализированы глубинные сейсмические разрезы вдоль и вкост Курильской островной дуги через Средние Курилы и прилегающие акватории, а также глубинный разрез земной коры, проходящий через Южный Сахалин и Южные Курилы [3, 5]. Выделены

тектонические разломные зоны, рассмотрено положение гипоцентров и типы сейсмодислокаций в очагах землетрясений. Установлено, что гипоцентр катастрофического землетрясения 15.11.2006 г. расположен в области внешней (западной) стороны СФЗ на ее перегибе под приостровным склоном желоба, а гипоцентр второго землетрясения 13.01.2007 – в его осевой части. Катастрофические события 15.11.2006 и 03.03.2008 являются следствием одного и того же движения блоков земной коры (тип подвижки в очаге – пологий надвиг) [5].

Установлено, что гипоцентры землетрясений, построенные по сейсмологическим данным, приурочены в основном к разломным зонам, выявленным по сейсмо-разведочным данным. Показано, что исследования структуры земной коры сейсмическими методами (ГСЗ, МОВЗ, МОВ ОГТ) и изучение механизмов очагов землетрясений, произошедших в районе сейсмических исследований, позволили судить о динамике блоков литосферы во времени. Структуры нижнего базальтового слоя коры под Малыми Курилами во внешнем склоне желоба были взброшены и надвинуты. С 1980 по 2007 гг. здесь имели место взбросы и надвиги. Такие дислокации подтверждают наличие в регионе горизонтального сжатия.

Проведенный анализ поля тектонических напряжений методом катакластического анализа механизмов очагов землетрясений перед катастрофическим Шикотанским землетрясением 4 (5) октября 1994 г. и Симуширскими землетрясениями 15.11.2006 и 13.01.2007. и после этих событий [3, 5, 8] показали, что на большей части исследуемой территории значения параметров тензора напряжений имеют стабильный характер. Это выражается в единой ориентации осей главных напряжений, преимущественном типе напряженного состояния (горизонтальное сжатие), в типе тензора напряжений земной коры исследуемой области – чистый сдвиг ($-0.2 < \mu_\sigma < 0.2$), в упорядоченной ориентации поддвиговых касательных напряжений в направлении от океанической плиты к континентальной.

Однако в пределах одного и того же района обнаружены отдельные случаи аномально быстрого изменения этих параметров: изменение ориентации осей наблюдается, как с глубиной, так и во времени. В интервале глубин 60–120 км, как в районе Южных, так и Средних Курильских островов отмечены оси максимального дивиагорного сжатия ориентированные не в характерную для них сторону океана, а в сторону континента. Изменение характера поля напряжений в основном наблюдается в зоне сопряжения Японской и Курило-Камчатской сейсмофокальных зон, а также к северо-востоку от острова Симушир, на траверзе о. Шиашкотан. Более всего со временем изменяются значения нормированного эффективного всестороннего давления p^*/t_f . Очаг Шикотанского землетрясения 4(5)10.1994 находился в области наименьших величин относительного эффективного давления. Очаг первого Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. также находился в области среднего для Курильской гряды уровня эффективного давления, но вблизи локального участка его повышения. Данный результат соответствует концепции эффективности крупномасштабного хрупкого разрушения в областях не высокого уровня эффективного всестороннего давления [9].

Показано, что механизмы очагов крупнейших для исследуемой территории землетрясений 15.11.2006 г. и 13.01.2007 г. отвечают режиму напряженного состояния, существовавшему здесь до их возникновения. Это особенно важно для второго катастрофического землетрясения 2007 г. на Средних Курилах [6], т.к. пока-

зывает, что область латерального растяжения сформировалась не в процессе первого (2006 г.), а задолго до него.

Выполнены оценки усредненного значения внутреннего сцепления горных массивов и уровня напряжений. Эти значения составляют в первом случае $t_f = 1.1$ МПа, а во втором $t_f = 2.1$ МПа.

Для исследуемых сильнейших землетрясений Средних и Южных Курил были осуществлены расчеты и сравнение напряжений, действовавших до и после сильнейших землетрясения. С одной стороны, для этого района характерно наличие обширных областей устойчивого поведения параметров тензора напряжений, а с другой – присутствие локальных участков аномально быстрого изменения этих параметров.

Впервые нами были построены карты разности напряжений, действовавших до и после сильных землетрясений. Были вычислены азимуты простираания реализованных плоскостей (STK) в районе Южных Курил до 4(5).10.1994 и после 1996 г., а также были построены азимуты простираания реализованных плоскостей (STK) в районе Средних Курил.

Вопросам динамики геофлюидов в грязевулканических структурах и ее связи с региональной сейсмичностью посвящено выполненное нами исследование на примере о-ва Сахалин, который является единственным регионом на Дальнем Востоке России, где имеют место грязевые вулканы [7].

По сравнению с вышеназванными проявлениями динамики литосферы в результате изменения тектонического поля напряжений, изученного и названного нами выше, геодинамика земной коры иначе проявилась в деятельности грязевых вулканов Южного Сахалина. В данном случае динамика среды выражается в изменении температурного режима и выявлении тепловых аномалий, как это было установлено нами в грифонах Южно-Сахалинского вулкана после Горнозаводского землетрясения 2006 года [2]. Проявление динамики коры отразилось в дебите, изменении химического и изотопного состава свободных газов и элементном составе водогрязевой смеси в грифонах вышеназванного вулкана после Невельского землетрясения 02.08.2007 г. [2, 3]. Кроме того, нами были получены и изучены массивы данных в условиях различной активности в регионе. Это позволило установить закономерности грифонной деятельности в «фоновом» режиме и выделить возмущения, обусловленные сильными землетрясениями.

Изучение и анализ динамики среды были выполнены нами также путем моделирования и количественного описания влияния свойств геофлюидов и геологической среды на периодичность извержений грязевых вулканов. Установлено, что в каналах грязевых вулканов протекают свои собственные физико-химические процессы, которые характеризуют геодинамику среды.

Кроме того, динамика недр проявляется в периодах активизации грязевых вулканов о-ва Сахалин. Это связывается с прохождением волн миграции напряжений в литосфере, т.е. тектонических волн [1].

Следствием изменения тектонических напряжений в земной коре может считаться видимо сильное извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана в конце декабря 2001 года [3]. Аномалии различных наблюдаемых параметров происходят в силу разных причин – увеличения пластового давления, изменения проницаемости и т.п.

Литература

1. Быков В.Г., Николаевский В.Н. Нелинейные волны в пористых насыщенных средах // Докл. РАН. Т. 328, № 1. 1993. С. 35–38.
2. Ершов В.В., Левин Б.В., Мельников О.А., Доманский А.В. Проявления Невельского и Горнозаводского землетрясений 2006–2007 гг. в динамике грифонной деятельности Южно-Сахалинского газоводолито-кластитового (грязевого) вулкана // Докл. РАН. Т. 423, № 4, 2008. С. 533–537.
3. Злобин Т.К., Ершов В.В., Полец А.Ю. Строение земной коры, поле тектонических напряжений и грязевой вулканизм Сахалино-Курильского региона. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2012. 176 с.
4. Злобин Т.К., Полец А.Ю., Гуреев Р.Г. Модель строения и формирования Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС 2007. Т. 1. С. 258–262.
5. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. О возможности реконструкции реальной динамики земной коры (на примере южных районов Сахалина и Курильских островов) // Докл. РАН, Т. 427, № 6. 2009. С. 1–4.
6. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Напряженное состояние и сейсмодислокации в разломах литосферы юга Сахалина и Курил // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания, г. Иркутск, 18–21 августа 2009 г. Т. 2. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. С. 90–92.
7. Мельников О.А., Ершов В.В., Ким Ч.У., Сен Р.С. О динамике грифонной деятельности газоводолитокластитовых («грязевых») вулканов и ее связи с естественной сейсмичностью на примере Южно-Сахалинского вулкана (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология, Т. 27, № 5. 2008. С. 25–41.
8. Полец А.Ю., Злобин Т.К. Напряженное состояние земной коры и верхней мантии Южных Курил до и после Шикотанского землетрясения 4 (5) октября 1994 года // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: IV Сахалин. молодеж. науч. школа, Южно-Сахалинск, 2–5 июня 2009 г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2009. С. 13–15.
9. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. Научное издание М.: ИКЦ Академкнига, 2007. 406 с.

В.И. Джурик, С.П. Серебренников, Е.В. Брыжак, А. Н. Шагун

**МЕТОДИКА РАЙОНИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ДЛЯ
СТРОЯЩИХСЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ В ПРЕДЕЛАХ АКТИВНОЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ТАНЛУ-КУРСКОГО ЛИНЕАМЕНТА**

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В статье излагаются результаты комплексных инженерно-сейсмологических изысканий, выполненных по объектам Кимкано-Сутарского ГОКа, расположенного на территории Еврейской автономной области. Приводятся сведения, характеризующие степень сейсмичности района, краткие инженерно-геологические и гидрогеологические результаты и дается оценка сейсмической опасности участков строительства в параметрах сейсмических воздействий для прогнозируемых сильных землетрясений.

Высокий сейсмический потенциал региона в целом и площадки проектируемого строительства обусловлен присутствием здесь высоко активной тектонической структуры – Танлу-Курский линеамент, представленной как система крупных глубинных разломов. Структура протяженностью более 3000 км и шириной до 30–40 км объединяет северо-восток Китая и юг российского Дальнего Востока.

Разлом изучен в процессе геологических и геофизических исследований на территории КНР [2, 4]. Структура имеет сложное строение и состоит из четырех практически субпараллельных тектонических зон. Внутренние сегменты ограничивают основное горстовое поднятие, внешние – прилегающие к высокогорным областям пониженные части рельефа (грабены). Разлом пересекает границу РФ в районе г. Биробиджан и является высоко активной в сейсмическом плане зоной. Наиболее сильные сейсмические события (магнитуда до 8.5, интенсивность сейсмических сотрясений до 12 баллов) расположены в южном фрагменте разлома (территория КНР), в центральном участке структуры (КНР, РФ) отмечены землетрясения с магнитудой до 5.6. Северная часть разлома также относится к областям с повышенной сейсмической активностью. Сейсмические сотрясения здесь оцениваются в 6–8 баллов. Наиболее изучено Баджальское землетрясение (29.08.1970 г., $M = 5.5$). Основные параметры сейсмических событий региона, произошедших в инструментальный период наблюдения, имеют следующие показатели: глубина очага – 20–30 (до 40 км), механизм очага – взбросо-сдвиг, наиболее сильные землетрясения (в радиусе 0–100 км) имеют следующие параметры: магнитуда (M) 5.4–5.8; энергетический класс (K) – 14.

Сейсмическая активность практически на всем протяжении разлома предопределила выделение линейной зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) с магнитудой 7.5. Данная зона послужила основой построения карты общего сейсмического районирования Российской Федерации. В пределах исследуемой площади данной зоне соответствует магнитуда 7.0 ± 0.2 .

Для исследуемой территории, учитывая проведенный краткий анализ сейсмической обстановки территории строительства, принимается следующий уровень сейсмической опасности [СНиП II-7-81*, М.: 2011]: карта А – 8 баллов, карта Б – 8 баллов, карта С – 9 баллов. Нами в дальнейшем исходная сейсмичность принимается по карте А – 8 баллов.

В методическом плане, в настоящее время при оценке максимальных сейсмических воздействий намечается некоторый эмпирический подход, основанный на изучении наиболее распространенных типов грунтов в регионах подлежащих ДСР и СМР и изучение спектров и спектральных характеристик колебаний этих грунтов при слабых, и умеренной силы землетрясений. Не отрицая в целом полезность такого набора данных, необходимо признать, что он не полностью отвечает решению поставленной задачи, поскольку разработка достоверной методики СМР сдерживается недостатком экспериментальных данных о параметрах нелинейных деформаций грунтов, слабой изученности волновых полей в эпицентральных зонах и полей относительно сильных транзитных землетрясений. Предлагаемая нами методика районирования касается отмеченных выше направлений и основана на использовании комплекса инструментальных методов сейсмического микрорайонирования, параметрического задания исходной сейсмической опасности сильных землетрясений и реализация теоретических расчетов.

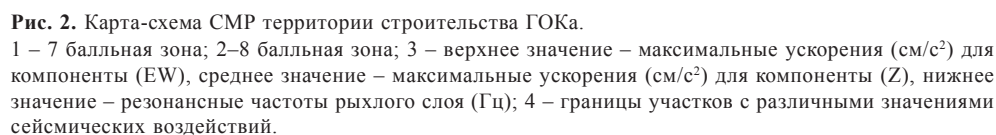
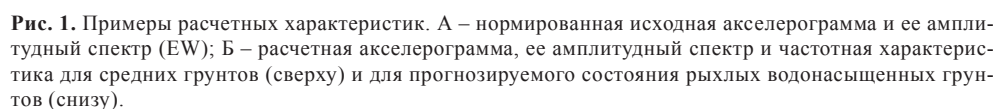
Такой подход приводят к возможности оценки сейсмической опасности территории строительства в баллах и в максимальных ускорениях в соответствии с требованиями нормативных документов по проектированию сейсмостойких сооружений. Но первой из основных задач, в этом случае, является задание исходных сигналов для вероятных сильных землетрясений, которые нами формировались для различных компонент на основе количественных геолого-геофизических и сейсмологических данных и, в том числе, с учетом известных методик и подходов [1, 3]. В итоге акселерограммы, сформированные нами для трех компонент (NS, EW и Z), отвечают параметрам очагов, как близких так и относительно далеких сильных землетрясений, соответствующих исходной сейсмичности района.

Следующим этапом предлагаемого методического подхода являлось районирование сейсмической опасности исследуемых территорий в баллах по данным экспериментальных методов сейсмического микрорайонирования (сейсмических жесткостей и микросейсм) [3] и по максимальным ускорениям для трех компонент на случай сильных землетрясений. Для реализации расчетных методов были построены вероятные сейсмические модели, характеризующие все многообразие грунтовых условий районированной территории (распределения с глубиной скоростей продольных и поперечных волн, объемной массы и декрементов затухания).

Расчеты проведены с помощью метода тонкослоистых сред [3], при использовании экспериментальных частотных характеристик и методических подходов, изложенных в работах [1, 3]. Угол подхода сейсмического луча на границе полупространства принят близким к 30° от вертикали, как наиболее вероятный для сильных землетрясений из выделенных основных зон ВОЗ (см. выше).

Основные результаты, выбранной и реализованной методики районирования сейсмических воздействий, нами представляются в наглядной форме на двух рисунках. Это синтезированной исходной акселерограммы и примеров расчетных характеристик для средних и «худших» в сейсмическом отношении грунтов (рис. 1 А, Б) и карты-схемы сейсмического микрорайонирования в параметрах основных сейсмических воздействий (рис. 2).

В результате использования комплекса экспериментальных и расчетных методов, для построения карты сейсмического микрорайонирования ГОКа нами были получены все необходимые сведения и в достаточном объеме. Основой построения



карты сейсмического микрорайонирования служили инженерно-геологическая карта и карта мощности рыхлых отложений. Районируемая территория разделяется на две зоны с сейсмической опасностью 7 и 8 баллов. Ускорение колебаний поверхности грунтов на случай сильных землетрясений, на площадке меняется для горизонтальной компоненты (NS) от 110 до 265 см/с², для вертикальной (Z) от 48 до 144 см/с² (см. рис. 2).

Сейсмическая опасность дамбы для естественного состояния грунтов оценивается по инструментальным методам однозначно в 8 баллов, максимальные ускорения для вероятных сильных землетрясений могут меняться от 158 до 196 см/с² – NS и от 77 до 98 см/с² – Z, резонансные частоты больше 17 Гц. В то же время проведен прогноз изменения сейсмической опасности основания дамбы, связанный с вероятностью деградации мерзлоты в результате строительства и с тем, что при заполнении хвостохранилища грунты в основании дамбы по всей ее длине перейдут в водонасыщенное состояние.

В результате, на случай первичного заполнения дамбы хвостохранилища, деградации мерзлоты и поднятия УГВ до отметки ее заполнения, получены следующие параметры сейсмических воздействий. Приращения балльности по отношению к «эталону» по методу сейсмических жесткостей меняется от 1.2 до 2.17 баллов. В итоге сейсмическая опасность в баллах будет меняться от 8.22 до 9.17 баллов, а сам участок строительства дамбы разделяется на 8 и 9 баллов. Максимальные значения ускорений для горизонтальной компоненты для сильных землетрясений могут меняться от 187 до 424 см/с², для вертикальной лежат в интервале 81–205 см/с², резонансная частота верхнего слоя меняется от 13.4 до 20 и более Гц. Основные максимумы спектров ускорений приходятся на частоты 2.49 и 2.54 Гц, а их максимальные значения находятся в интервалах 43.5–92 и 18.7–46.0 см/с – соответственно для компонент NS и Z.

Таким образом, реализованная на примере исследуемых участков строительства ГОКа методика комплексной оценки их инженерно-сейсмологических условий обеспечивает получение, на современном уровне проектирования сейсмостойких сооружений, набора основных параметров сейсмических воздействий для участков, расположенных в сложных сеймотектонических и мерзлотных условиях, как для естественного состояния грунтов, так и в случае деградации мерзлоты.

Литература

1. Джурик В.И., Серебrenников С.П., Брыжак Е.В. Методика формирования исходного сейсмического сигнала с целью районирования сейсмической опасности городских агломераций (на примере г. Иркутска) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2012. Т. 5, № 2. С. 96–110.
2. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М.: М-6 1:2 500 000 Мингео, 1980.
3. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. //Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию М.: Наука, 1988. 300 с.
4. Lu Yuafu, Yu Hongnian, Ding Yuwen, Genglong et al. Changing stress field in the middle segment of the Tanlu fault zone, eastern China. Tectonophysics. 1983. V. 93, № 3/4. P. 253–270.

А.А. Долгая, А.В. Викулин

**ВОЛНЫ МИГРАЦИИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ
МАНТИИ**

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

По данным многолетних наблюдений за сейсмической активностью планеты известно, что гипоцентры более 75 % всех землетрясений расположены на глубинах до 70 км, то есть лежат в пределах земной коры. Изучению механизмов процессов, происходящих в очагах таких землетрясений, и объяснению причин их возникновения посвящено большое количество работ, в то время как механизмы формирования очагов глубоких землетрясений остаются во многом неясны.

На протяжении ряда лет авторами проводится исследование пространственно-временных закономерностей распределения очагов землетрясений, для чего составлен электронный сейсмический каталог, в котором содержится информация о землетрясениях, произошедших на планете за последние 4.1 тыс. лет [2]. Закономерности распределения сейсмических событий исследуются на примере трех наиболее сейсмически активных регионов планеты, в пределах которых фиксируется более 90 % всех землетрясений: окраина Тихого океана (ТО), Альпийско-Гималайский пояс (АГ), Срединно-Атлантический хребет.

Исходные данные

В составленном авторами электронном сейсмическом каталоге содержится информация: о 7819 землетрясениях в пределах Тихого океана с магнитудой $6 \leq M \leq 9.5$ и глубинами гипоцентра $0 \leq h \leq 690$ км; о 1540 событиях в пределах Альпийско-Гималайского пояса с магнитудой $6 \leq M \leq 8.3$ и глубинами гипоцентра $0 \leq h \leq 720$ км; о 1042 событиях Срединно-Атлантического хребта с магнитудами $5.5 \leq M \leq 7.6$ и глубинами гипоцентра $0 \leq h \leq 308$ км. Для каждого региона были построены графики повторяемости, коэффициенты наклона которых оказались равными -0.9, -0.7 и -1.2 соответственно.

Исследование распределения очагов землетрясений по глубинам показало, что более 80 % всех событий, содержащихся в каталоге, имеют глубину до 100 км. С учетом погрешностей в определении параметров гипоцентров такие события можно отнести к группе коровых землетрясений. При этом распределение таких землетрясений в пределах коры для всех изучаемых регионов является неоднородным и имеет локальные максимумы на глубинах 10 и 40 км.

Методика исследования

Изучение явления миграции, то есть закономерного распределения очагов землетрясений в пространстве и времени в пределах трех названных регионов проводится в соответствии с методикой, описанной в [2]. Метод заключается в следующем: в рассматриваемой совокупности сейсмических событий с магнитудой больше заданного минимального значения M_0 выявляются закономерным образом возникающие в пространстве и времени последовательности событий – цепочки миграции очагов землетрясений. Для определения пространственных параметров событий в цепочках для каждого исследуемого региона формируется линия, проходящая по стыкам тектонических плит или местам наибольшего скопления эпицент-

ров землетрясений. Затем для каждого события вычисляется его координата («расстояние») вдоль этой линии, которая затем используется при формировании цепочек вместо географических координат этого события.

Каждая выявленная таким образом миграционная цепочка характеризуется продолжительностью, протяженностью и скоростью миграции, характеризующей линейную зависимость между датами землетрясений в цепочке и их расстоянием вдоль дуги.

После формирования массива миграционных цепочек проводится их статистическая обработка, в результате которой анализируются зависимости между скоростными V и энергетическими M характеристиками землетрясений. Значение коэффициентов наклонов $\text{Lg } V(M)$ представляют в данном исследовании наибольший интерес, поскольку позволяют качественно охарактеризовать выявляемые с помощью описанной методики протекающие в исследуемых регионах процессы.

Полученные данные и обсуждение результатов

Ранее авторами было подробно исследовано и описано явление миграции коровых землетрясений [4]. Было показано, что явление миграции очагов землетрясений является статистически значимым, так как в пределах каждого изучаемого региона и магнитудного диапазона выявляется большое число миграционных цепочек. Таким образом, процесс миграции можно считать характерным свойством коровой сейсмической активности Земли.

Анализ полученных данных о миграционных цепочках выявил существование вполне определенных изменений скоростей миграции, величины которых пропорциональны значениям M_0 и W_0 рассматриваемых совокупностей событий. Для каждого региона методом наименьших квадратов определены зависимости между логарифмами скоростей миграции сейсмических событий $\text{Lg } V$ и магнитудами M :

$$M_{TO} \approx (7.6 \pm 1.0) \text{Lg } V; \quad M_{AT} \approx (6.7 \pm 0.5) \text{Lg } V; \quad M_{CA} \approx (-4.9 \pm 0.2) \text{Lg } V$$

Важным является тот факт, что выявленные зависимости между скоростными и энергетическими характеристиками сейсмических событий имеют различные наклоны. Для окраины Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса зависимости $M_{TO}(V)$ и $M_{AT}(V)$ имеют «положительные» наклоны, то есть с увеличением магнитуды событий скорости и миграции увеличиваются, а для Срединно-Атлантического хребта зависимость $M_{CA}(V)$ имеет отрицательный наклон, то есть при увеличении магнитуды землетрясений скорости их миграции уменьшаются.

По мнению авторов этот факт может быть объяснен следующим образом. В соответствии с представлениями глобальной тектоники окраина Тихого океана и Альпийско-Гималайский пояс являются зонами преимущественно сжатия, в то время как Срединно-Атлантический пояс является зоной преимущественно растяжения. Таким образом, наклоны зависимостей, определяющих взаимосвязь между скоростями миграции очагов землетрясений, оказались «чувствительными» к тектоническим обстановкам в зонах. Такой результат позволяет волновой, по сути, сейсмический миграционный процесс считать отражением единого волнового геодинамического процесса, протекающего в пределах земной коры во всех активных регионах Земли [1].

В рамках дальнейшего исследования авторами было изучено явление миграции очагов землетрясений на различных глубинах, как в пределах земной коры, так и более глубоких событий. Как было сказано выше, в пределах коры гипоцентры землетрясений распределены неравномерно, поэтому закономерности распределе-

Таблица. Значения наклонов зависимостей $LgV(M)$ для очагов землетрясений на различных глубинах

Регион Глубина	Окраина Тихого океана	Альпийско- Гималайский пояс	Срединно- Атлантический хребет
$0 \leq h \leq 20$	6.9 ± 0.3	4.9 ± 0.6	-5.0 ± 0.5
$0 \leq h \leq 50$	7.7 ± 1.5	6.7 ± 1.4	-5.1 ± 0.5
$0 \leq h \leq 70$	7.6 ± 1.3	6.2 ± 0.9	-4.7 ± 0.3
$0 \leq h \leq 100$	7.6 ± 1.0	6.7 ± 0.5	-4.9 ± 0.2
$100 < h \leq 300$	7.7 ± 1.3	7.5 ± 1.5	-
$300 < h \leq 500$	8.5 ± 1.3	-	-
$500 < h \leq 700$	4.2 ± 0.1	-	-
$100 < h \leq 700$	5.7 ± 1.0	5.4 ± 1.4	-

ния сейсмических событий в пространстве и времени исследовались с учетом выявленных максимумов глубин и достаточной статистической представительности выборок.

Явление миграции очагов коровых землетрясений исследовалось на выборках сейсмических событий с глубинами очагов до 20 км, до 50 км и до 70 км. В пределах всех изучаемых регионов на всех указанных глубинах был подтвержден тезис о том, что миграция является характерным свойством сейсмической активности планеты. При этом для всех глубинных разрезов сохранился вполне четкий характер корреляции между скоростями миграции очагов землетрясений и их энергетическими характеристиками (магнитудами).

Важно отметить также, что численные значения наклонов зависимостей $LgV(M)$ с учетом погрешностей их определения оказались близкими к указанным выше аналогичным значениям для миграции очагов землетрясений с глубинами залегания очагов до 100 км (табл.). Полученные данные позволяют заключить, что миграция очагов землетрясений является характерным свойством не только отдельных слоев коры и *земной коры в целом*, но и части верхней мантии.

Изучение пространственно-временных закономерностей распределения очагов землетрясений ниже коры показало, что эти слои Земли в контексте исследования демонстрируют отличное от описанного выше поведение. Прежде всего, очаги глубоких землетрясений распределены вдоль рассматриваемых поясов неравномерно. Так, в пределах Срединно-Атлантического хребта все глубокие землетрясения сосредоточены около Южных Сандвичевых островов. Таким образом, исследование миграции глубоких землетрясений в пределах всего САХ невозможно в силу отсутствия в электронном каталоге достаточного числа данных.

В пределах Альпийско-Гималайского пояса и окраины Тихого океана глубокие землетрясения распределены неравномерно - существуют протяженные области, где таких землетрясений не наблюдается (например, побережье Северной Америки в Тихом океане и часть территории Средней Азии в АГ поясе), однако в целом имеющаяся статистика данных позволила выявить достаточное число миграционных цепочек в различных магнитудных диапазонах.

Очаги глубоких землетрясений распределены по глубинам также неравномерно. Так, в пределах окраины Тихого океана выделяется три максимума на глубинах

150, 400 и 600 км. С учетом погрешностей в определении параметров гипоцентров очагов землетрясений исследовались совокупности событий от 100 до 300 км, от 300 до 500 км и от 500 до 700 км, также явление миграции изучалось для всех землетрясений с глубинами очагов больше 100 км. Во всех перечисленных выборках было выявлено достаточно большое количество цепочек миграции, позволившее выявить зависимости между скоростными и энергетическими характеристиками событий (табл.). Важно отметить, что хоть зависимости и выявляются, их наклоны для разных слоев мантии существенно различны. При этом менее глубокие события (с глубинами до 300 км) имеют наклон, очень близкий к полученному значению для коровой сейсмичности, а для более глубоких событий, эпицентры которых лежат в слоях верхней мантии, значения наклонов $LgV(M)$ с учетом погрешности их определения не пересекаются с «коровыми».

Исследование распределения глубоких землетрясений Альпийско-Гималайского пояса по глубинам показало, что в этом регионе также выделяются локальные максимумы на глубинах 150 и 600 км, однако из-за недостаточного числа событий, попадающих во второй из указанных диапазонов явление миграции исследовалось на только на глубинах от 100 до 300 км и для всех глубоких событий. Для указанных совокупностей событий также было подтверждено явление миграции очагов землетрясений, при этом скоростные характеристики миграционных цепочек также оказались зависимыми от магнитуд событий. Полученные результаты приведены в таблице. Видно, что с учетом погрешностей определения коэффициентов $LgV(M)$ выявленные зависимости для глубоких и коровых землетрясений имеют весьма схожий характер. Аналогичная ситуация наблюдается и для миграции глубоких землетрясений в пределах первого максимума глубин для окраины Тихого океана.

На основании вышесказанного можно заключить, что относительно волновых геодинамических процессов, отражением которых является исследуемое авторами явление миграции очагов землетрясений, земная кора ведет себя достаточно однородно в пределах всей ее мощности, в отличие от слоев мантии. Таким образом, волны миграции очагов землетрясений являются в большей степени характерным свойством именно земной коры и части верхней мантии, нежели более глубоких слоев Земли.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-164, гранта РФФИ 12-07-31215.

Литература

1. Акманова Д.Р., Долгая А.А., Викулин А.В. Миграция сейсмической и вулканической активности как волновые движения земной коры // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы 45 Тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2013. С. 6-9.
2. Викулин А. В., Мелекесцев И. В., Акманова Д. Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17. № 3, С 34-54.
3. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3, Issue 1, P. 1-18.
4. Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // New Concepts in Global Tectonics. 2012. N. 64, P. 94-110.

Л.П. Имаева¹, В.С. Имаев¹, Б.М. Козьмин²

**ДИНАМИКА СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ СТРУКТУР АРКТИКО-АЗИАТСКОГО
СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА**

¹ ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

² ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Комплексные геолого-геофизические исследования в XX веке выявили на северо-востоке Азии протяженный Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП) [1, 2, 3, 6], геодинамические процессы в котором отражают характер сейсмотектонических деформационных преобразований на границах Североамериканской, Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит. В структурно-тектоническом плане ААСП подразделяется на ряд сегментов (Лаптевоморский, Хараулахский, Черского: Яно-Индиго-Индигиро-Колымский), в пределах которых развиты характерные структурные парагенезисы, определяющие тип напряженного состояния земной коры [1, 2, 6]. Для выяснения динамики сейсмогенерирующих структур отдельных сегментов ААСП были совместно изучены сейсмологические данные филиалов Геофизической службы РАН и СО РАН и сведения геолого-структурных [1] и морфотектонических [1, 2] изысканий.

Лаптевоморский сегмент Арктической сейсмотектонической зоны, включающий акваторию шельфа моря Лаптевых и сопряженные структуры побережья, простирается от полуострова Таймыр на западе до Новосибирских островов на востоке. Здесь сочленяются активизированные структуры Сибирской платформы Северо-Азиатского кратона, а так же Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых систем. Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена линейной зоной эпицентров землетрясений, следящейся от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между островами Шпицберген и Гренландия, к устью р. Лены. Пространственно она тяготеет к срединно-океаническому хребту Гаккеля, вытянутому на 1700 км при ширине 80–160 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых и продолжающему Североатлантический срединно-океанический хребет в бассейн Северного Ледовитого океана. В Арктической зоне с начала XX века отмечено свыше 200 землетрясений с магнитудами 4.5–7.0 [1]. Их возникновение обусловлено спредингом океанического дна, на что указывают параметры фокальных механизмов местных землетрясений [1, 6] и распределение аномалий магнитного поля [1, 4]. Все землетрясения на Лаптевоморском шельфе имеют механизм очага растяжения или транстензии (растяжение со сдвигом). Глубина их гипоцентров возрастает от материкового склона к югу с 10 до 25 км. Это подтверждает, что режим растяжения в хр. Гаккеля распространяется за пределы его юго-восточного окончания на шельф моря Лаптевых и прибрежные районы континента [1, 4]. Эпицентры землетрясений на шельфе моря Лаптевых оконтуривают два блока: западный (Лено-Таймырский) и восточный (Новосибирских островов), расположенных по обе стороны от границы Евразийской и Североамериканской плит, что объясняет диффузный характер сейсмичности шельфа. На западной границе Лено-Таймырского блока и восточной границе блока Новосибирских островов (шельф Восточно-Сибирского моря) по данным фокальных механизмов существует режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной границы плит.

Хараулахский сегмент расположен в северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса вдоль контакта Лено-Анабарского краевого шва с восточным флангом Оленекского сектора [1, 3]. Главные напряжения в очагах местных землетрясений действуют в разных азимутах с углами падения от горизонтальных до субвертикальных. Поэтому сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях как растяжения, так и сжатия. Буорхаинская и соседняя Приморская локальные зоны в пределах данного сегмента находятся под влиянием растяжения, действующего вкрест простирания структур, где подвижки в очагах соответствуют сбросам. Далее к западу по направлению к р. Лене растяжение сменяется сжатием. В очагах местных землетрясений появляются смещения типа сдвигов, сдвиго-сбросов и надвигов. Например, сдвиго-сбросы визуальны обнаружены на местности в области Булунских землетрясений 1927–1928 гг. с $M = 6.6–6.8$. При движении с севера на юг фиксируется другой переход от растяжения (моретрясения в губе Буор-Хая) в сжатие на континенте. Таким образом, в Хараулахском сегменте Верхоянского пояса существует уникальная переходная область изменения поля напряжений растяжения на сжатие, где сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре существуют лишь несколько подобных областей, таких как район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого продолжаются в срединно-океаническом хребте Индийского океана, и район Северной Калифорнии, где северное окончание Восточно-Тихоокеанского поднятия, через разлом Сан-Андреас, соединяется с системой срединно-океанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Яно-Индиго-Ирский сегмент сеймотектонической зоны Черского включает фронтальные части Колымо-Омолонского блока и ряд террейнов (Полоусно-Дебинский, Омулёвский, Нагоджинский и др.) различной геодинамической природы, расположенных к северу и северо-западу от среднего течения р. Индиго. По серии северо-западных сдвигов террейны разобщены на крупные Чемалгинский, Тас-Хаятахский, Селенняхский и другие блоки. Складчато-надвиговая динамика террейнов сформировалась здесь в процессе нескольких этапов деформаций. Рассчитанная по сбалансированным разрезам величина горизонтального укорочения за счет надвиговых перемещений составляет 35–40 % [4]. На северо-западном и юго-восточном флангах сегмента преобладают соответственно право-сдвиговые и лево-сдвиговые наложенные дислокации. Амплитуды горизонтальных перемещений по этим разломам оцениваются в первые десятки километров [3, 4]. В становлении современного рельефа Яно-Индиго-Ирского сегмента основную роль играют разломы позднемезозойского времени заложения, активизированные в кайнозое. Наиболее показательна разломная система вдоль осевой части Момского хребта, где выделяются Арга-Тасский и Илин-Тасский дизъюнктивы. В плане южные кулисы разнонаправленной системы Илин-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжены под косым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия, представленных широким спектром складчатых деформаций в кайнозойских отложениях Индиго-Зырянского прогиба и Момо-Селенняхских депрессий. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно фиксируется зона растяжения, морфологически представленная субширотной долиной среднего течения р. Момы, где отмечены кайнозойский вулкан Балаган-Тас, крупнейшая в мире наледь Улахан-

Тарын и многочисленные минерализированные термальные источники подземных вод [1, 3, 4, 6]. Расположенный южнее разлом Улахан сопровождается полосой эпицентров землетрясений, которая продолжается на левобережье р. Индигирки по трассе Чибгалахского разрывного нарушения, но затем вблизи 140°E – 141°E круто меняет своё прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом, названная полоса эпицентров пересекает почти вкрест простирания Момо-Селенныхские впадины и вдоль западного склона кряжа Андрей-Тас следует к Полоусному хребту, тяготея к Селенныхскому разлому. Следует особо отметить повышенную активность этой зоны, где только в течение 1962–2008 гг. произошло 11 сильных землетрясений с $M = 5.0$ – 6.2 . В итоге, в пределах Яно-Индигирского сегмента в условиях транспрессии (сжатие со сдвигом) возникла определенная динамическая обстановка, инициированная столкновением фронтальных структур Евразийской и Североамериканской плит. При сближении названных плит роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок (супертеррейн), находящийся во фронтальной части Североамериканской плиты. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтом индентора расходящихся северо-западных (правых) и юго-восточных (левых) сдвигов, формирующих на своих окончаниях сейсмогенные взбросы и надвиги, обладающие максимальным сейсмическим потенциалом. Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики, расходящихся в разные стороны от индентора, было ранее детально изучено на структурах, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [5]. На участках коллизии литосферных плит, подвергающихся горизонтальному сжатию, материал может выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в места ослабленного сжатия. В результате сгущивания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны. Подобная динамическая ситуация наблюдается в Яно-Индигирском сегменте зоны Черского. Недостаток пространства в районе среднего течения р. Индигирка подчеркивается сужением разрывных структур, а к северо-западу и юго-востоку от шейки, разломы расходятся с заметным расширением деформируемой области. Отдельные пластины выдвинуты на север и северо-запад в направлении хребта Полоусный и кряжа Кулар. Их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хребта Полоусного подчеркивается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и выявляет тенденцию выдавливания материала. Не исключено, что утонение земной коры, установленное под системой хребтов Черского [1, 6] своим происхождением обязано процессам растяжения, происходящим в результате вертикального выжимания вещества и дальнейшего растаскивания отдельных пластин (блоков) в противоположном направлении друг от друга.

Индигиро-Колымский (Охотский) сегмент представляет северный блок Охотоморской коровой плиты и соответствует одноименному террейну [1, 3, 6]. Он располагается к востоку от Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, от которого отделен Билякчанским разломом северо-восточного простирания. Фундамент Охотского террейна сложен архейскими и раннепротерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Большая часть террейна перекрыта полого залегающими континентальными вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Пространственное распределе-

ние сейсмичности позволяет выделить здесь три активные зоны в виде протяженных диффузных полос, приуроченных к зонам разломов, ограничивающих Охотский блок с запада, северо-востока и юга. В первой из них землетрясения концентрируются вдоль Кетандино-Ульбейской системы сдвигов субдолготной ориентации. Фокальные механизмы землетрясений, возникших здесь в 1977, 1984 и 1986 гг., имели восток – северо-восточную ориентацию напряжений сжатия и правосдвиговые смещения в их очагах. Вторая полоса сейсмичности приурочена к Индигиро-Колымской системе разломов северо-западного простирания. Большинство крупных местных сейсмических событий в 1974–1992 гг. произошло в зонах влияния разломов: Улахан и Чай-Юреинский, при этом кинематика движений в очагах землетрясений по данным фокальных механизмов соответствовала левым сдвигам, а сжимающие усилия действовали в северо-восточном направлении [1, 3, 6]. Третья – относится к зоне влияния близширотного Челомджа-Ямского левого сдвига с взбросовой компонентой. Механизм землетрясения 2001 г., эпицентр которого отмечен в плоскости сместителя рассматриваемого разрыва, также соответствовал левобокковым перемещениям в его очаге. Восточный фланг этого разлома сечет Ланково-Омолонский правый сдвиг северо-восточного простирания, следящийся, как и Челомджа-Ямский дизъюнктив, параллельно береговой линии Охотского моря. С юга к ним примыкает субширотная Северо-Охотоморская система разломов, развитая в прибрежной части Охотского моря между полуостровами Лисянского и Пьягина. Указанные системы разрывных нарушений отчетливо выделяются в геофизических полях. Наиболее мобильна северо-восточная граница Охотского блока – зона контакта между Североамериканской и Охотоморской плитами и принадлежащая юго-восточному флангу сеймотектонической зоны Черского. Меньший уровень сейсмичности отмечен на западной границе блока в Кетандино-Ульбейской зоне. Повышенная плотность землетрясений фиксируется также на южной границе, где скопление эпицентров землетрясений наблюдается вдоль побережья Охотского моря от г. Охотска до пос. Палана на западном берегу Камчатки и в прибрежной к нему северной части ложа Охотского моря, совпадая по простиранию с древней сейсмофокальной зоной. Все сейсмические события Охотского блока возникают на глубине до 30 км в пределах земной коры [1, 6]. В Индигиро-Колымском сегменте преобладает широкое развитие горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем, где вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко горизонтальные смещения представлены эшелонированной системой левых сдвигов на северо-восточной границе блока. Среди них наиболее активным является разлом Улахан. Южная часть Охотоморской плиты, охватывающая акваторию Охотского моря и представляющая её жесткое ядро, фактически асейсмично. Однако, краевые части этой территории являются зонами высокой тектонической и сейсмической активности (Камчатка, Курилы, Сахалин и др.). Исключение составляет «асейсмическое окно» между Северным Сахалином и Кетандино-Ульбейской зоной в Северном Приохотье, где практически отсутствуют местные землетрясения.

Таким образом, структурная организация главных сейсмогенерирующих зон отдельных сегментов ААСП и динамика очагов сильных землетрясений являются индикаторами типов сеймотектонической деструкции земной коры зон контактного взаимодействия главных литосферных плит (Североамериканской, Тихооке-

анской и Евразийской). Современные сейсмотектонические процессы происходят здесь в обстановке северо-восточного сжатия, возникшей при сближении Тихоокеанской (скорость 8–10 см/год), Северо-американской (~1 см/год) и Евразийской (~0.2 см/год) [1, 3] плит при моделирующем влиянии Колымо-Омолонского блока (супертеррейна). В результате такого сближения под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку и востоку [1, 6]. Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований и структурно-динамические модели главных сейсмогенерирующих зон ААСП могут являться базовой основой анализа геодинамических режимов отдельных сегментов сейсмических поясов северо-востока Азии.

Данная работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Гранты N 10-05-00573а и N 09-05-00727а).

Литература

1. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
3. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 56–62.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.
5. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
6. Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G. et al. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4, P. 117–145.

А.А. Коковкин

ЭВОЛЮЦИЯ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ ИНКОУ-ХИНГАНСКОГО РАЗЛОМА И ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ

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

Зона Инкоу-Хинганского разлома (ИХР, рис. 1), принадлежащая к северо-восточной системе глубинных разломов Тихоокеанского подвижного пояса, отличается высокой активностью новейшей и современной сейсмогеодинамики. Она пересекает Буреинский массив с наложенным на него новейшим Восточно-Буреинским орогеном, прослеживаясь далее в Сунляо-Амуро-Зейскую рифтогенную систему. Северо-восточный фрагмент ИХР был выделен В.Н. Белогубом с соавторами как Амгунь-Архаринская зона, по данным магнитометрии [1].

Время заложения ИХР можно достаточно уверенно датировать *ранним мелом*, поскольку она контролирует целую систему меловых вулканоструктур (Баджальская, Таланджинская и др.). На новейшем (эоцен-голоценовом) этапе разлом был существенным образом трансформирован. Своему современному состоянию зона ИХР во многом обязана именно событиям и процессам новейшего этапа с масштабной сдвиг-надвиговой тектоникой, рифтогенезом, развитием плато-базаль-

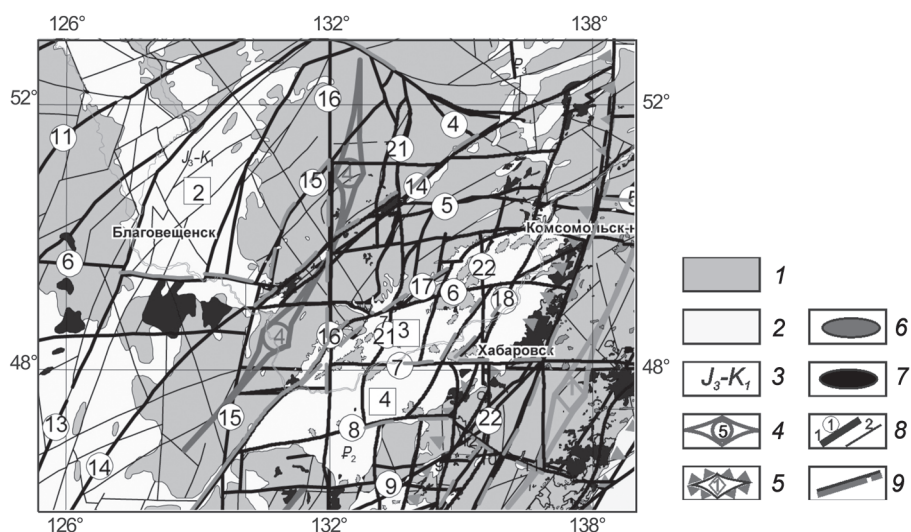


Рис. 1. Зона ИХР в новейшей структуре Востока Азии. Фрагмент карты М 1:2 500 000 из [3], с дополнениями. 1. Образования фундамента рифтогенных структур. 2. Мезозойско-кайнозойские рифтогенные структуры: 1 – Сунляо, 2 – Амуро-Зейская; 3 – Средне-Амурская, 4 – Саньцзян. 3. Возраст заложения рифтогенов. 4. Оси новейших орогенов с амагматичным режимом развития: 4 – Восточно-Буреинский. 5. Новейшие орогены с магматогенным режимом: 1 – Сихотэ-Алинский. 6. Массивы олигоценовых гранитов. 7. Поля неоген-четвертичных платобазальтов. 8. Активные в новейшее время глубинные разломы первого (1) и более низкого (2) порядков: 4 – Пауканский, 5 – Гур-Комсомольский, 6 – Намурхэ-Бирский, 7 – Намурхэ-Амурский, 14 – Инкоу-Хинганский, 15 – Муданьцзян-Мельгинский, 16 – Эхилкан-Ханкайский, 17 – Танлу-Курский, 21 – Тастахский, 25 – Центральный Сихотэ-Алинский. 9. Фрагменты новейших разломов с признаками современной активности.

тов, низкотемпературным метасоматозом и эрозией. Изучение этой структуры проводилось с использованием данных космо-фотодешифрирования, сведений по геолого-съёмочным и поисковым работам. От Амгуни до Амура зона ИХР была изучена комплексом полевых методов с сетью рекогносцировочных маршрутов, бурением и структурной геофизикой. Данное исследование, как и другие работы автора, выполнено в рамках *волновой модели* структурирования континентальной коры [Коквин, 2006–2012].

Согласно волновой модели, структуры новейших разломов Тихоокеанского пояса развивались, сохраняя свою активность и в голоцене, в режиме *нелинейного знакопеременного сдвига* (ЗПС), с периодической сменой активности по системам разного направления. Нелинейный характер ЗПС выражен в смещениях, не компенсированных смещениями полярной направленности, фиксируемых остаточными сдвиг-надвиговыми деформациями. В результате мощность разломных зон и степень фрагментации их отдельных швов постоянно наращивались. Именно этим может быть объяснен феномен большой, до многих десятков километров, мощности основных разломных систем региона. Таким образом, и зона ИХР нарастила в новейшее время свою мощность до 50–80 км.

В *плиоцене* – *раннем квартере* вся структура Востока Азии была активизирована в рамках глобальной активизации, проходившей на мантийном уровне, с проявлением траппового магматизма. Зона ИХР была в это время насыщена плато-базальтами. Реликты их сохранились в виде Сулукского, Хинганского плато и многочисленных более мелких полей. С завершающей фазой этой активизации связано развитие низкотемпературного аргиллизитового метасоматоза, продуктивного на F, Hg, Sb. В *плейстоцен-голоценовое время* структура ИХР вместе со всей региональной структурой была дополнительно активизирована, но уже в амагматичном режиме. Базальтовые плато были в это время взломаны сдвиг-надвиговой тектоникой, эродированы и приобрели отчетливо реликтовый облик.

Основными индикаторами знакопеременного сдвига и, одновременно, индикаторами активности вмещающих их разломов являются новейшие *инверсионные структуры* – *приразломные впадины* в орогенах и *внутренние поднятия в рифтогенах*. Они широко представлены и в зоне ИХР. В центре и на северо-востоке (в пределах Восточно-Буреинского орогена) в эту зону вложена система инверсионных впадин, а на юго-западе (в Амуро-Зейской впадине) – ряд инверсионных поднятий. Инверсионные впадины выполнены рыхлыми обводненными осадками угленосной аллювиальной формации эоцена-квартера, поднятия сложены породами докайнозойского фундамента.

Инверсионная Верхнеамгуньская впадина – линейная приразломная структура протяженностью около 100 км на северо-востоке ИХР. Фундамент ее представлен протерозойскими сланцами, гранитами и вулканитами мезозоя. Активизация завершающей фазы новейшего этапа отразилось на впадине общим подъемом и деформацией ее структуры. Северо-западный борт впадины был осложнен при этом надвигом. Впадина была выведена из седиментации и вовлечена в эрозию с врезом в ее осадки узкой долины Амгуни. Юго-западная часть впадины, перекрытая плиоценовыми базальтами Сулукского плато, была смещена правосторонним сдвигом по меридиональной зоне Тастахского разлома к северу с амплитудой около 10 км. Здесь она сохранилась в виде небольшого реликта – Аякитской впадины, которая

вместе с перекрывающими ее базальтами также была деформирована сдвиг-надвиговой тектоникой и, плюс к тому, подвержена низкотемпературному метасоматозу с каолинит-карбонатным профилем изменений. Юго-западнее, в верховьях р. Гуджал в зоне ИХР из-под базальтов выходят рыхлые гравийно-песчаные осадки - фрагмент скрытой под ними палеодолины, являющейся, по-видимому, продолжением структуры Аякитской впадины.

Эхилканская впадина представляет собой довольно крупную (200 км²) инверсионную структуру, вложенную в узел пересечения ИХР с зоной Эхилкан-Ханкайского разлома. Впадина была выделена автором в 1996 г. при проведении прогнозно-поисковых работ на уран, изучена маршрутами, комплексом профильных геофизических методов и бурением. Ее фундамент сложен протерозойскими сланцами и гранито-гнейсами, гранитами палеозоя. На юге в строении фундамента участвуют меловые вулканиты Таланджинской вулканоструктуры. Сама впадина выполнена рыхлыми, обводненными эоцен-плиоценовыми осадками мощностью до 500 м. Это в основном гравийно-песчаные отложения. К центру в разрезе осадков увеличивается количество глинистых прослоев, появляются пласты бурого угля. С юго-западного борта в верхнюю часть осадочного чехла проникает покров базальтов. Борта впадины осложнены палеоврезами. В конце новейшего этапа ее структура была деформирована сдвиг-надвиговой тектоникой, выведена из седиментации и подвержена эрозии. Северная часть впадины была смещена правосторонним сдвигом (в комбинации с взбросом) по одному из швов ИХР с горизонтальной амплитудой около 10 км.

Во впадине проявлены масштабные процессы низкотемпературного метасоматоза. Локализованный в ней покров базальтов мощностью до 30 м был глинизирован, замещен метагаллуазитом. При этом хорошо сохранилась «теневая» микролитовая структура базальтов. В то же время, часть этого покрова, выходящая на обрамление впадины, отличается достаточно свежим обликом - базальты здесь лишь слабо затронуты выветриванием. Такой характер изменений может быть объяснен условиями весьма агрессивной обводненной среды осадочного чехла, с резко пониженным водородным показателем, в сочетании с весьма существенным привносом калия. Концентрация его в глинизированных базальтах достигает 6 % (в базальтах обрамления - калия не более 1 %). В проницаемых разностях осадочного чехла проявлена каолинизация, сульфидная и карбонатная минерализация, наблюдается перераспределение урана, тория, элементов редкоземельной группы и скандия.

У выхода на борт Амуро-Зейской впадины зона ИХР насыщена новейшими сдвиг-надвиговыми дислокациями. Здесь они сопровождаются развитием жильной минерализации сидерита и (реже) кальцита. В 200-метровом обнажении на дорожном врезе трассы Чита-Хабаровск (район ст. Кундур) наблюдался надвиг биотитовых сланцев протерозоя на рыхлые осадки позднего мела (рис. 1). Осадки здесь дислоцированы до постановки «на голову», инъецированы жилами сидерита. Южнее, уже в самой впадине, в узле сочленения ИХР с разломами широтной Намурхэ-Амурской системы и зоной субмеридионального Мельгинского разлома локализована серия небольших новейших инверсионных поднятий (Богучанское, Скобельцинское и др.), деформировавших мел-кайнозойские осадки. На сложенном меловыми вулканитами Богучанском поднятии развита новейшая жильная кварц-флюо-

ритовая минерализация, наложенная, в том числе, и на осадки кайнозоя. Эти осадки слагают на нем небольшие реликтовые блоки. Минерализация этого молодого (плиоцен-четвертичного) флюорита развита в ИХР и северо-восточнее, в плиоценовых базальтах Хинганского плато. К северо-востоку от Хинганского плато в зоне ИХР локализовано ртутно-сурьмяное месторождение Солокачи с орудением кайнозойского (вероятнее всего, того же плиоцен-четвертичного) возраста.

Высокая активность *современной* сейсмогеодинамики зоны ИХР отмечена ее повышенной сейсмичностью с коровыми землетрясениями магнитудой до 6–7. Современную активность ИХР обозначает и наличие в ней минеральных (в том числе, термальных) источников – Сагибовского, источников Кульдурской группы, Тырминского и др. Сагибовский источник, расположенный вблизи Богучанского поднятия, характеризуется повышенной концентрацией фтора – индикатора глубинности питающего его современного флюидопотока. Для Кульдурского и Тырминского источников характерны аномальные концентрации радона, также свидетельствующие о высокой сейсмогеодинамической активности зоны ИХР. Глубинный (сквозь-коровый) характер зоны ИХР, активность ее новейшей и современной геодинамики достаточно ярко выражены на профиле Свободный – мыс Сюркум. Сведения по нему приведены в работе [2]. Зона ИХР пересекается этим профилем в районе Баджальской ВТС. Здесь ИХР выделяется контрастным поднятием поверхности Мохо, пониженной плотностью коры и высокими (1080–1100 °С) значениями ее изогео-терм.

Основные выводы:

- Зона Инкоу-Хинганского разлома, принадлежащая к системе глубинных разломов Тихоокеанского подвижного пояса, заложена в конце раннего мела.
- Определяющую роль в формировании современной структуры ИХР принадлежит событиям новейшего этапа.
- В новейшее время структура ИХР развивалась в режиме знакопеременного сдвига, с фрагментацией на многочисленные швы, с общим наращиванием ее мощности, насыщаясь сдвиг-надвиговыми дислокациями, инверсионными структурами обоих типов и полями плато-базальтов.
- Плиоцен-четвертичная активизация сопровождалась развитием в зоне ИХР низкотемпературного аргиллизитового метасоматоза, продуктивного на сурьмяно-ртутное и флюоритовое оруденение.
- Высокую активность сейсмогеодинамики зона ИХР сохраняет и в своем современном состоянии, о чем свидетельствует ее повышенная сейсмичность, наличие в ней термальных источников, водно-газовых аномалий (CO₂, He, Rn).

Литература

1. Белогуб В.Н., Гапонов А.И., Шапочка И.И. Тектоника Буреинского прогиба и его положение в структуре сопредельных районов // Геология и геофизика. 1967. № 6. с. 111–114.
2. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 29–47.
3. Коковкин А.А. Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование. Автореферат докт. дисс. М: РИС ВИМС, 2007. 50с. <http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/>.

А.А. Коковкин

**СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ВОСТОКА АЗИИ:
ВОЛНОВАЯ МОДЕЛЬ**

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

Сейсмогеодинамика того или иного региона отражает современное состояние соответствующей ему новейшей (эоцен-голоценовой) геологической структуры. В рассматриваемом регионе эта структура формировалась в процессе взаимодействия двух мезозойско-кайнозойских подвижных поясов – Тихоокеанского (ТОПП) и Трансазиатского (ТАПП) (рис. 1). Под ТАПП здесь понимается структура азиатской части Средиземноморского пояса с восточной широтной ветвью, продолжающей ее в пределы ТОПП [4]. К концу новейшего этапа в области взаимодействия (ОВ) этих поясов была сформирована сложноорганизованная, интерферирующая структура (рис. 1) с высокой активностью современной сейсмичности.

Моделирование структуры ОВ проводится в рамках разрабатываемой на примере Востока Азии *волновой модели структурирования континентальной коры* [1–5], дополняющей и детализирующей известные представления о расширяющейся Земле У. Керри [1991], Е.Е. Милановского [1995], Н.Е. Мартынова [2004] и ряда других исследователей. Согласно волновой модели, ход структурирования коры

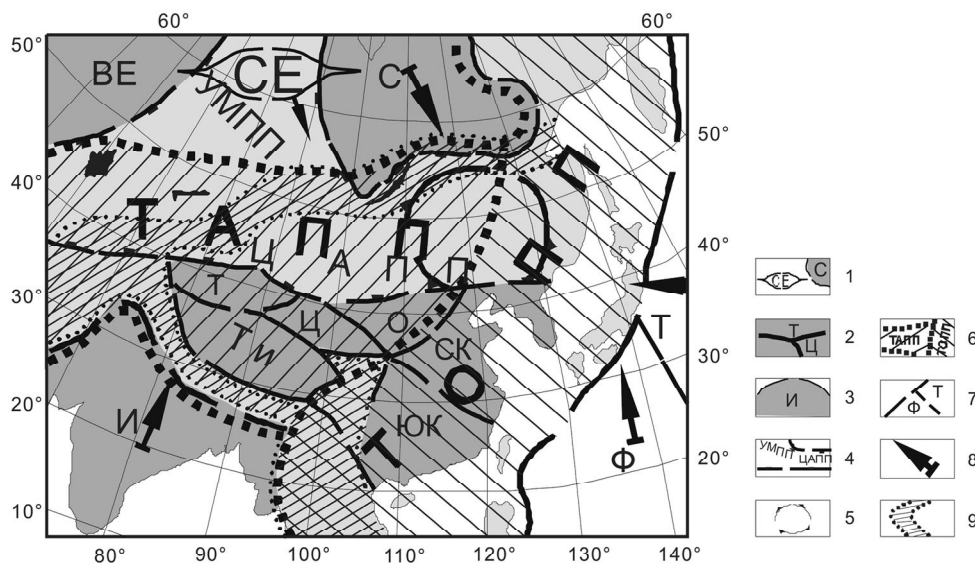


Рис. 1. Схема области взаимодействия ТАПП и ТОПП. По [4] с дополнениями, с использованием материалов Е.Е. Милановского [1989, 1991], Ю.Г. Гатинского и Д.В. Рундквиста [2004]. 1. Плита Северной Евразии (СЕ) с Сибирским кротоном (С). 2. Блоки Китайского кротоны: СК – Северо-Китайский, ЮК – Южно-Китайский, О – Ордосский, Т – Таримский, Ти – Тибет. 3. Индийская плита (И). 4. Урало-Монгольский (УМП) и Центрально-Азиатский (ЦАП) подвижные пояса. 5. Контур Аргунь-Ханкайского мегасвода. 6. Границы ТАПП и ТОПП. 7. Тихоокеанская (Т) и Филиппинская (Ф) плиты. 8. Направление движения плит на новейшем этапе. 9. Зоны новейшей коллизии в области взаимодействия ТАПП и ТОПП.

определяет совокупность нелинейно развивающихся волновых процессов. Возглавляют их ритмы расширения – сжатия глобального уровня, каждый из которых осложнен ритмикой более высокой частоты. В мезозое – кайнозое проявлено два мощных ритма расширения – мезозойский (поздний триас–ранний мел) и новейший (эоцен–голоцен), разделенные позднемеловым–палеоценовым ритмом сжатия. Каждый ритм расширения сопровождается активизацией ранее сформированных и образованием новых плюмовых систем. Суперплюмы океанов с их периферическими плюмовыми системами особенно агрессивны по отношению к континентам. Ресурсы их энергии, массы и теплоемкости намного превышают соответствующие ресурсы континентальной коры – более твердой, хрупкой и более легкой по сравнению с ними. Воздействие плюмов на континент существенно усиливает и без того доминирующее на нем сжатие, вызывая масштабные деформации его коры, с максимальной яркостью выраженные в структурах подвижных поясов.

Структура ОВ развивалась под влиянием сбалансированного с глобальной ритмикой механизма сложноорганизованного *трехстороннего пульсационного сжатия*, формируемого возвратно-поступательными движениями двух кратонов (Сибирского и Китайского) и Тихоокеанской плиты – фрагмента одноименного суперплюма. В новейшее время действие этого трехстороннего пресса было дополнено движением к северу Индийской и Филиппинской плит. В результате, к концу новейшего этапа в ОВ была сформирована конформная трехстороннему прессу мезозойско-кайнозойская рифтогенно-орогенная структура, омолаживающаяся к Тихоокеанской окраине, в направлении регионального фронта формирования коры. Современную активность трехстороннего пресса подтверждают сводки по GPS-наблюдениям [Ю.Г. Гатингский, Д.В. Рундквист, 2004; А.В. Парфеев, В.А. Саньков, 2010 и др.].

Пульсационной системе регионального пресса подчинена, в свою очередь, другая разновидность волновых движений – знакопеременно-сдвиговые перемещения по системам глубинных разломов. Разломы функционируют в режиме *нелинейного знакопеременного сдвига* (ЗПС) [1, 5]. Индикаторами ЗПС являются *инверсионные структуры*, под которыми понимаются структуры, развивающиеся в режиме, полярном по отношению к режиму вмещающих их геологических структур. В орогенах с характерным для них режимом сжатия формируются, но уже в раздвиговом режиме, *инверсионные (приразломные) впадины*. В рифтогенах, где доминирует раздвиговый режим, образуются *инверсионные (внутренние) поднятия*, для формирования которых необходим режим сжатия. Развитие обоих типов инверсионных структур сопровождается образованием в приповерхностной и глубинной частях вмещающего их разлома сопоставимых с ними объемов с дефицитом плотности.

Сочетание всех этих «медленных», иерархически организованных волновых тектонических процессов определяет условия развития геологически «мгновенного» сейсмического процесса с соответствующей иерархией его волновых систем – от глобальных сейсмических поясов до отдельных землетрясений (ЗТ) с многообразием развитых в их плейстосейстовых полях сейсмодислокаций (СД). Для всех сейсмодислокаций характерны три важнейших свойства:

1. Все СД – это поверхностные, «бескорневые» структуры.
2. Все сейсмодислокации – структуры высокого уровня локальности, с концентрированной во времени и пространстве энергией образования.

3. Скорость формирования СД значительно (на порядок и более) медленнее скорости распространения «быстрых» сейсмических волн, генерируемых исходным импульсом в гипоцентре землетрясения.

Для волновой сейсмической системы эти признаки достаточно однозначно обозначают *резонансную* природу СД. Автором разработан качественный вариант резонансной модели деформационной системы ЗТ [Коковкин, 2007, 2012]. Суть ее сводится к следующему. На границе раздела «земля-воздух» с действующим на ней комплексным (динамическим, плотностным, фазовым) барьером, на фронте развивающихся из гипоцентра ЗТ «быстрых» сейсмических волн формируются поверхностные волны Релея и Лява. Эти поверхностные волны продуцируют локальные резонансные деформационные системы (ЛРДС), генерирующие поверхностные СД. Очаг землетрясения с близким к критическому напряженно-деформированному состоянию продолжает затем развиваться в автоволновом релаксационном режиме с формированием новых, менее энергоемких и более локальных очаговых систем афтершоковой стадии, которые формируют собственные, менее энергоемкие ЛРДС со своими сейсмодислокациями.

Сложноорганизованный сейсмический процесс контролируется соответствующей иерархией неоднородностей новейшей структуры коры с соответствующими им контрастными границами раздела. На поверхности коры эти градиентные границы при прохождении их поверхностными сейсмическими волнами действуют как барьерные зоны, «притягивающие» к себе резонансные эффекты. Иерархия контроля выглядит следующим образом:

1-й порядок. *Новейшие структуры подвижных поясов (ТОСП, ТОПП).* Контролируют позицию соответствующих им структур сейсмических поясов (ТАСП, ТАПП).

2-й порядок. *Системы активных новейших глубинных разломов.* Контролируют положение роев гипоцентров ЗТ.

3-й порядок. *Участки активного разлома с аномальным разуплотнением, сопряженные с инверсионными структурами.* Контролируют положение гипоцентров.

4-й порядок. *Неоднородности внутренней структуры очага ЗТ с контрастными границами раздела – барьерными зонами.* Контролируют ЛРДС с генерируемыми ими сейсмодислокациями:

4.1. *Граница раздела «земля-воздух» с комплексным барьером планетарного уровня.* Ей принадлежит особая роль в формировании деформационной системы землетрясения. Именно на этой границе действуют наиболее энергоемкие из «быстрых» сейсмических волн – поверхностные волны Релея и Лява, являющиеся генераторами ЛРДС. Она контролирует всю планетарную систему сейсмогенных деформаций.

4.2. *Граница раздела «суша-воздух» на континентах и островах.* Контролирует положение плейсто-сейстовых полей ЗТ.

4.3. *Граница раздела «вода-воздух».* Действует на поверхности океанов, морей, озер и рек. В морях и океанах вместе с границей «вода-суша» определяет характер развития «морских» толчков и цунами.

4.4. *Граница «вода-суша» для континентов и островов.* В очагах ЗТ особенно насыщены сейсмодислокациями береговые зоны морей, озер и рек. В очагах с эпи-

центрами в морях и океанах развивающиеся в их придонных частях наиболее энергоемкие ЛРДС могут стать дополнительными источниками цунами. В этом случае уязвимость береговых зон из-за двойного воздействия на них береговых ЛРДС и цунами резко повышается. Свидетельство тому – катастрофические последствия землетрясения 11 марта 2011 г. в префектуре Фукусима на восточном побережье о-ва Хонсю (Япония).

4.5. Зоны плотностного градиента на границах рыхлого осадочного выполнения рифтогенных впадин с литифицированными породами их фундамента. Этот тип контроля весьма ярко проявился, в частности, в очагах Монгольских ЗТ 1905 и 1957 г.г., при землетрясении в Скопле (Македония, 26.07.1963, $M = 6.0$) и др.

4.6. Зоны дилатансии, сформированные на поверхностном барьере предыдущими событиями. При наложении на них деформаций от новых ЛРДС может резко усиливаться эффект хрупко-дилатансионной ползучести горных пород.

4.6. Рельеф земной поверхности. Локальные РДС с сопровождающими их деформациями получают предпочтительное развитие на границах равнинных ландшафтов с участками наиболее расчлененного рельефа. Это характерно для структур с активной современной геодинамикой – границ новейших орогенов и инверсионных поднятий в рифтогенах.

4.7. Неоднородности техногенной природы. Формируют иерархический ряд от одиночных локальных сооружений до мегаполисов, который можно дополнить рядом линейных техногенных структур – автомобильных и железных дорог, нефте- и газопроводов. Создаваемые этими неоднородностями барьеры также могут «притягивать» к себе поверхностные ЛРДС. Это видно на примере Нефтегорского ЗТ (Сахалин, 27(28).05.1995).

Выводы

– Сформирована модель новейшей структуры области взаимодействия Тихоокеанского и Трансзиатского подвижных поясов с иерархией структурирующих ее волновых процессов.

– Разработана иерархия контроля сейсмогеодинамики неоднородностями внутренней структуры ОВ.

Литература

1. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Сейсмогеодинамика, активные тектонические структуры и сейсмический процесс на востоке Азии // Изменение окружающей среды и климата, природные и связанные с ними техногенные катастрофы: 8т. / Пред. ред. кол. Н.П. Лаверов. РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. Т. 1. С. 44–65.
2. Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континентальной коры в кайнозой для области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов. // Вестник ДВО РАН, 2006, № 3. С. 47–60.
3. Коковкин А.А. «Новейшая структура Сихотэ-Алинского орогена: эволюционная модель» // РГиМ. 2012. № 52. С. 39–48.
4. Коковкин А.А. «Эволюция структуры Востока Азии и пульсационные процессы глобального и регионального уровня». // М-лы Всероссийской конференции памяти члена-корреспондента РАН Глеба Ивановича Худякова. Козволюция геосфер: от ядра до космоса. Саратов, 17–20 апреля 2012г. С. 197–203.
5. Коковкин А.А. «Знакопеременный сдвиг и сейсмический резонанс в континентальной коре Востока Азии». // М-лы Всероссийской конференции памяти члена-корреспондента РАН Глеба Ивановича Худякова. Козволюция геосфер: от ядра до космоса. Саратов, 17–20 апреля 2012г. С. 203–212.

М.Н. Лунева

ГЕОДИНАМИКА ВОСТОКА АЗИИ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ

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

Современная геодинамика и эволюция востока Азии обусловлена двумя главными процессами – коллизией Индо-Австралийской и Евразийской плит на юге и субдукцией Тихоокеанской плиты под континент на востоке в кайнозойский период. Направление движения Индийской плиты определяется как ортогональное к простиранию желоба, которое изменяется от направления СВ 120° на востоке к В-З на западе. Движение Индии вызвало значительные деформации укорочения Евразийской плиты, которые связаны с изменением мощности земной коры, литосферы, а также с экструзией континентальных блоков на восток [2, 14]. Наиболее ярко деформационные процессы отражены в образовании горных систем Альпийско-Гималайского пояса, рифтовых бассейнов и развитии протяженных поперечных и продольных сдвиговых систем разломов на востоке Азии [19].

Тихоокеанская плита характеризуется высокой скоростью движения и окружена на западе зонами субдукции с погружением до глубины 600–700 км и протяжением на 1000–3000 км под континент. Активное продвижение Тихоокеанской плиты (**РА**) начинается с формирования прото-Японско-Курильско-Алеутской зоны субдукции около 60–50 млн лет назад [6, 15]. Реорганизация в движения **РА** отмечается в эоцене в связи с открытием зон субдукции Идзу-Бонин-Мариана, Тонга-Кермадек и отклонением вектора движения **РА** на $10\text{--}15^\circ$ к востоку ($\sim$ СВ 290°). В олигоцене происходит отступление желоба и развитие задуговых зон спрединга с образованием Японского, Охотского, Южно-Китайского морей, впадин Сикоку, *Паресе-Вела* и Командорского бассейна [20]. Смещение вектора движения плиты на $5\text{--}15^\circ$ и повышение скорости отмечены в современный период во взаимосвязи с закрытием Меланезийской зоны субдукции [3], сменой направления движения желоба Идзу-Бонин-Мариана и переход к режиму сжатия в области Японского моря [17]. В целом, Тихоокеанская плита проявляется как самоорганизующаяся система с устойчивым положением полюса вращения Эйлера [6]. Динамические процессы, происходящие вдоль зон субдукции, определяют граничные условия и существенно влияют на характер и скорость деформирования континентальной плиты на значительных расстояниях [1, 18, 19]. Продвижение погружающейся плиты под континент вызывает конвективное течение в мантийном клине с возвратным течением под континентальной частью литосферы. Мантийное течение и дегидратация погружающейся плиты на различных глубинах могут инициировать такие процессы как поднятие астеносферы, утонение литосферы, образование рифтовых впадин, а также внутриплитовый вулканизм [23].

В современных геодинамических исследованиях активно используются данные по сейсмической анизотропии и томографии что обусловлено, взаимосвязью деформационных процессов с анизотропными и реологическими свойствами среды [9, 10]. Важным направлением исследований является выявление вязкопластичных течений, которые определяют движения литосферных плит [5, 13]. В исследованиях в области континентов активно используются данные параметров расщепленных *S*-волн (азимут поляризации – φ , разность времен прихода – δt) от ме-

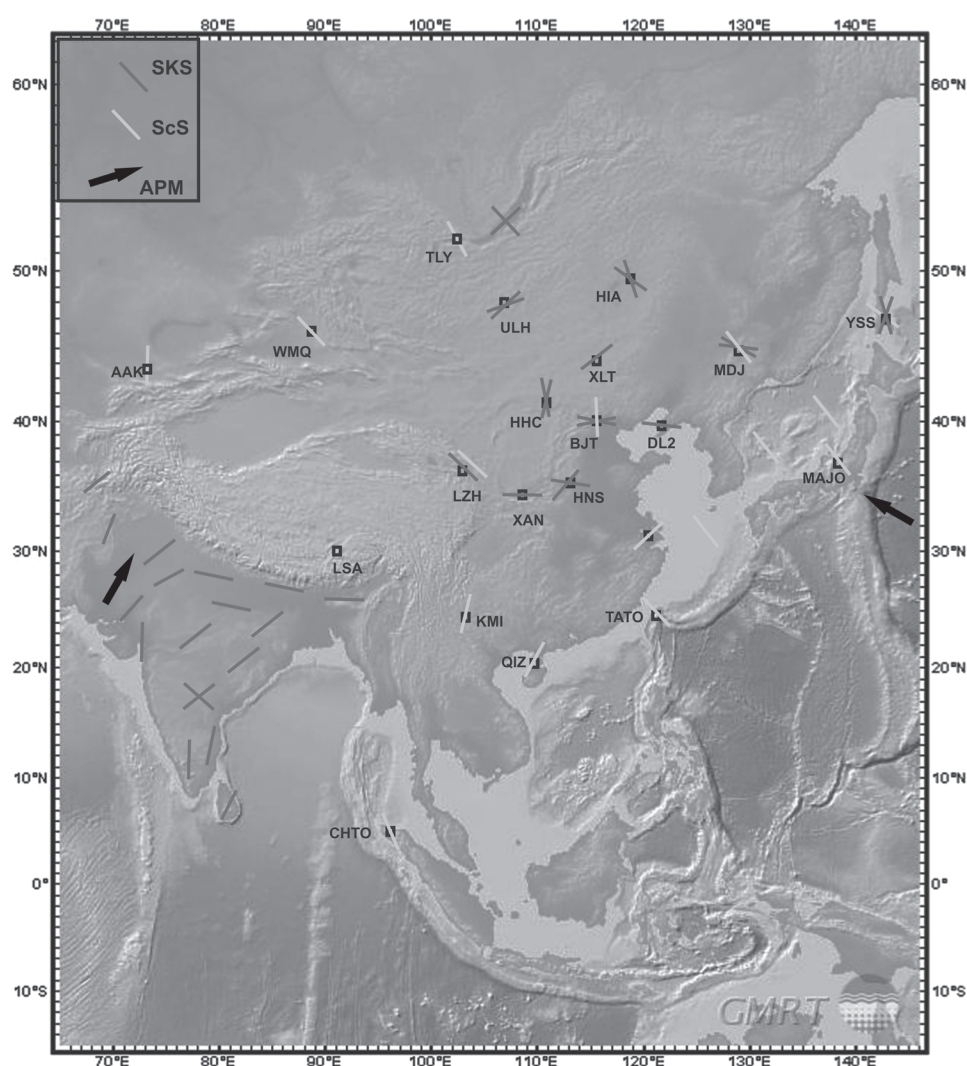


Рис. 1. Карта распределения азимута поляризации *SKS* и *ScS* волн под станциями восточной части Азии по данным [11, 12, 16]. Черная стрелка показывает направление движения плит NUVEL-1A.

стных и удаленных землетрясений (*SKS*, *ScS* и др.) и их сопоставление с данными абсолютного движения плит, GPS данными.

Данная работа посвящена анализу распределения параметров φ , δt региональных фаз *SKS*, *ScS* от удаленных землетрясений, зарегистрированных станциями восточной Азии, и их сопоставление с данными абсолютного движения плит (APM). Для анализа используются опубликованные данные, полученные в области станций мировой сети IRIS, сейсмологической сети Китая, Индии и локальных сетей станций. По данным разных авторов наиболее изученными являются территории Китая и Индии. На континентальной части России исследования сейсмической ани-

зотропии проводились в области Байкала. На рис. 1 показано распределение азимутов поляризации быстрой S -волны (SKS , ScS) в восточной Азии.

Исследования сейсмической анизотропии по данным низкочастотных расщепленных ScS волн (< 30 мГц) от трех землетрясений под Охотским морем и Приморьем, зарегистрированных станциями вдоль Японских островов, показывают согласованность ориентации ϕ с направлением погружения плиты ($C3\ 300^\circ$) [21]. Наиболее высокая анизотропии определена в области погружающейся плиты и мантийного клина по сравнению с нижележащей мантией.

По данным измерения SKS и ScS волн [11, 12] показано, что ϕ доминируют вдоль восточных направлений ($100\text{--}120^\circ$) под станциями восточной окраины Азии, в области под которыми прослеживается погружение Тихоокеанской плиты. Направления ϕ согласуются с направлением движения РА и не зависят от простиранья локальных геологических структур. Величина δt определена ~ 1 с и соответствует слою ~ 150 км с 3 % анизотропией. Исследования восточной Азии также сопоставлялись с детальными измерениями ϕ , δt локальных сетей, данными сейсмической томографии и приемной функции (RFs), которые показали уменьшение мощности литосферы, ее расслоение. В нижнем слое ϕ отражают направление деформаций в астеносфере, течение в задуговой области мантийного клина либо ориентацию метастабильного оливина в условиях изгиба погружающейся плиты в зоне фазового перехода в мантии ($400\text{--}660$ км) [12]. Как показали исследования в центральной части Китайской платформы, в верхнем слое ϕ согласуются с простиранием местных разломов, заложенных в периоды орогенеза в прошедшие эпохи [4].

Ориентация ϕ под западными областями Азии согласуются с простиранием локальных геологических структур. В Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) по измерению SKS волн выделены два направления ϕ на СВ и СЗ, параллельно и ортогонально к простиранию БРЗ [7]. Величина δt изменяется в интервале $0.3\text{--}2.1$ с и может отвечать слою на глубине $30\text{--}210$ км с анизотропией 4 %. В Монгольском складчатом поясе выявлены СВ ориентации ϕ ($45\text{--}69^\circ$) и δt в интервале $0.6\text{--}1.4$ с.

В областях активного горообразования (Тибет, Индия) наблюдается более сложная картина направлений ϕ и величины δt , которая не может быть просто объяснена течением астеносферы, но зависит от мощности литосферы, характера и скорости деформирования. Наибольшие изменения параметров S -волн наблюдаются в зонах изменения мощности литосферы или прочностных свойств (жесткие блоки, сдвиговые системы разломов). Индикатором мощности литосферы, глубины заложения сдвиговых зон является величина δt и согласованность ориентации ϕ в области структуры. В области Тибета δt достигают значений > 2 с, что предполагает существование анизотропии в астеносфере и развитие течения в мантии. По детальным исследованиям параметров ϕ , δt проявляется неоднородная картина распределения анизотропии, которая предполагает разные модели мантийного течения в различных районах [21]. Под станциями Индийской плиты отмечается когерентная ориентация ϕ , согласующаяся с абсолютным движением плиты NUVEL-1A, а δt меняется в интервале $0.4\text{--}1.6$ с [8, 16]. В областях ближе к Гималаям, Непалу, фронту коллизионного сочленения плит, ϕ смещаются к В-З направлениям, что предполагает природу анизотропии, обусловленную активными сдвиговыми деформациями [8, 16].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-JSPS (13-05-92101 ЯФ_а).

Литература

1. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионной блочной динамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №. 7. С. 692–723.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990.
3. Austermann J., Ben-Avraham Z., Bird P. et al. Quantifying the forces needed for the rapid change of Pacific plate motion at 6 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 307. P. 289–297.
4. Bai L., Kawakatsu H., Yuichi Morita Y. Two anisotropic layers in central orogenic belt of North China Craton // Tectonophysics. 2010. V. 494. P. 138–148.
5. Conrad C.P., Behn, M.D., Silver, P.G. Global mantle flow and the development of seismic anisotropy: differences between the oceanic and continental upper mantle // J. Geophys. Res. 2007. V. 112, B07317.
6. Faccenna C., Becker T.W., Lallemand S., Steinberger B. On the role of slab pull in the Cenozoic motion of the Pacific plate // Geophys. Res. Lett., 2012. V. 39. L03305.
7. Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M. et al. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // J. Geophys. Res., 2003. V. 108. B4. P. 2194.
8. Heintz M., Kumar V.P., Gaur V.K. et al. Anisotropy of the Indian continental lithospheric mantle // Geoph. J. Int. 2009. V. 179, N. 3. P. 1341–1360.
9. Kaminski E., Ribe N.M. Timescales for the evolution of seismic anisotropy in mantle flow // Gechem. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3, N. 8. P. 1051.
10. Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insight from laboratory study // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2008. V. 36. P. 59–95.
11. Liu X.Q., Zhou H. K., Li H. S. Anisotropy of the upper mantle in Chinese mainland and its vicinity // Acta Seismological Sinica. 2001. V. 14. N. 4. P. 359–370.
12. Liu K.H., Gao S.S., Gao Y., Wu J. Shear wave splitting and mantle flow associated with the deflected Pacific slab beneath northeast Asia // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B01305.
13. Long M. D., Becker T.W. Mantle dynamics and seismic anisotropy // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 297. P. 341–354.
14. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
15. Мӱллер R. D., M. Sdrolias M., Gaina C., Steinberger B., Heine C. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics // Science. 2008. V. 319. P. 1357–1362.
16. Nair R.R., Singh Y., Trivedi D., Kandpal S.C. Anisotropy in the flexural response of the Indian Shield // Tectonophysics. 2012. V. 532. P. 193–204.
17. Okada S., Ikeda Y. Quantifying crustal extension and shortening in the back-arc region of Northeast Japan // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B01404.
18. Petit C., Fournier M. Present-day velocity and stress field of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modeling // Geoph. J. Int. 2005. V.160. P. 357–369.
19. Schellart W. P., Lister G.S. The role of the East Asian active margin in widespread extensional and strike-slip deformation in East Asia // J. Geol. Soc. 2005. V. 162. P. 959–972.
20. Sdrolias M., Мӱллер R.D. Controls on back-arc basin formation // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Q04016.
21. Soto L., Sandvol G.E., Ni et al. Significant and vertically coherent seismic anisotropy beneath eastern Tibet. // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B05308.
22. Tono Y., Fukao Y., Kunugi T., Tsuboi S. Seismic anisotropy of the Pacific slab and mantle wedge beneath the Japanese islands // J. Geophys. Res. 2009. V. 114.
23. Zhao D., Maruyama S., Omori S. Mantle dynamics of western Pacific and east Asia: Insight from seismic tomography and mineral physics // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 120–131.

Ю.И. Мельниченко¹, Л.А. Изосов¹, В.В. Лепешко¹,
В.И. Чупрынин²

**ТАТАРСКАЯ ЗОНА НОВЕЙШЕЙ КОНЦЕНТРИРОВАННОЙ ДЕФОРМАЦИИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ (СЕВЕРНОЕ ЗАМЫКАНИЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ)**

¹ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток

²ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Северное замыкание Японского моря к северу от 44° с. ш. в виде широкого желоба впервые выделено по результатам промерных работ, выполненных э/с “Витязь” с 1950 по 1955 гг. [1]. В границах восточного побережья материковой Азии и о-вов Сахалин и Хоккайдо эта область была включена в качестве подводной окраины материка в состав охотоморского звена Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода “континент-океан” [2]. Как морфотектоническая единица Татарская зона дислокаций земной коры выделяется нами севернее 42° с. ш. (рис. 1). В неё включается упомянутый Татарский желоб, Южно-Татарская зона новейших тектонических поднятий [3] и северная часть Центральной котловины Японского моря.

Это наиболее изученная в геолого-геофизическом отношении область сочленения материка и океана. Результаты работ изложены в монографиях, многочисленных статьях и обобщены в картах геолого-геофизического содержания [4–8]. Выделены этапы новейшего орогенеза, на шельфе Татарского пролива выявлены осадочные бассейны перспективные на поиски углеводородного сырья. Установлено, что их формирование происходило в кайнозое в обстановке косой конвергенции плит на фоне постоянного сочетания режимов транспрессии и транстенсии [6]. Показаны новейшие структуры, с которыми связываются сеймотектонические дисло-

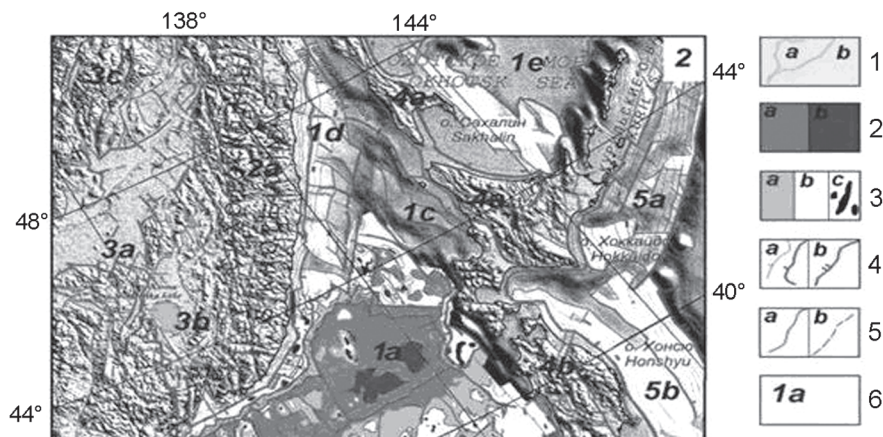


Рис. 1. Схема деформации Япономорского региона в рельефе поверхности земной коры: выровненные участки суши (1а), реки и озера (1б); прогибы дна Японского моря с мощностью осадка до 2 км (2а) и более (2б); склоны и поднятия дна с осадочным чехлом 0,5–1 км (3а), менее 0,5 км (3б) и без чехла (3с); кромки склонов и уступов верхние (4а) и нижние (4б); линейменты по осям форм, кромкам уступов и склонов (5а) и цепочкам форм (5б); парагенезы морфоструктур (6) Японо-Сахалинского бордерленда (1с) и Татарского желоба (1д).

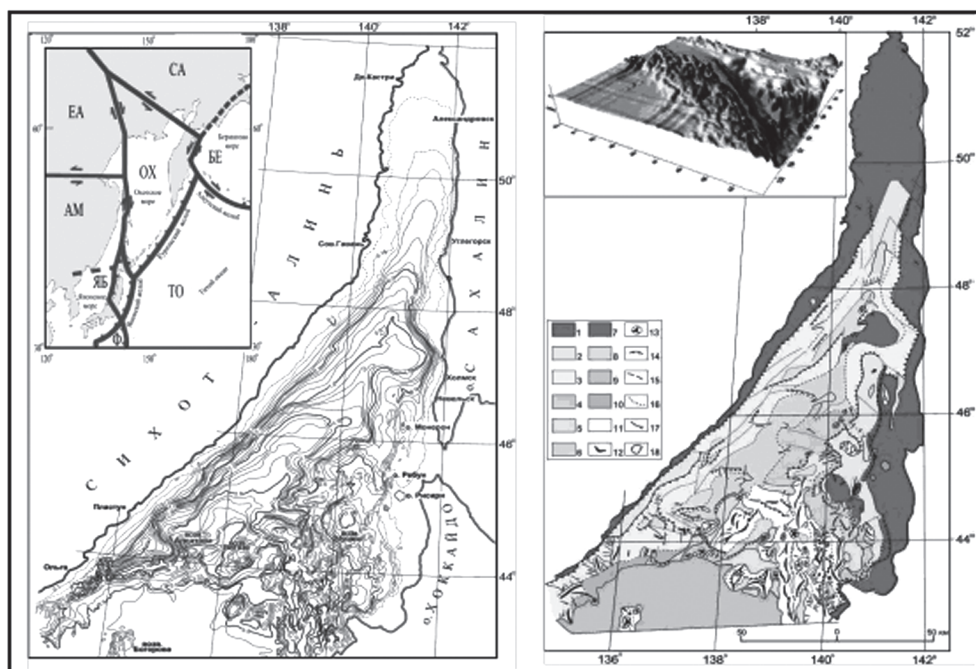


Рис. 2. Левая часть – батиметрия северной части Японского моря: сечение изобат 50 м (пунктиром) и 100 м. **На врезке** – изученная область в трансформационных границах литосферных плит (ТО – Тихоокеанская, БЕ – Берингово-океанская, СА – Североамериканская, ЕА – Евразийская, АМ – Амурская, Ф – Филиппинская, ЯБ – Японская). **Правая часть** – структурный рисунок рельефа дна, где равнины: 1 – шельфа, 2 – нижнего шельфа, 3 – склонов, 4 – бордерленда, 5 – суббатиальных депрессий, 6 – дна Татарского желоба, 7 – депрессии нижнего шельфа о-ва Сахалина, 8 – днища мелких депрессий подводных долин, 9 – Центральной котловины Японского моря, 10 – основания континентального склона; Японо-Сахалинский бордерленд (11); элементы морфоструктуры: 12 – оси мелких поднятий и хребтов, 13 – вершины мелких гор, 14 – перегибы склонов, 15 – тыловые швы террас, 16 – структурные швы, 17 – граница континентального подножия, 18 – границы структурных элементов. **На врезке:** рельеф дна в формате 3D по данным базы ETOPO 1' (<http://topex.ucsd.edu/>...).

кации в регионе, при этом особое внимание уделено структурным швам [6–8]. Однако остаются актуальными оценка причин повышенной дислоцированности коры и выявление закономерностей локализации зон избыточных динамических напряжений в этом регионе. Повышенное внимание к тектоническим деформациям северного замыкания Японского моря объясняется сейсмической активизацией Хонсю-Сахалинского линеамента в последние десятилетия. Наблюдается тенденция некой периодичности катастрофических землетрясений, смещающихся от северного Сахалина на юг, что завершилось пока Фукусимским землетрясением марта 2011 года.

Целью настоящей работы было выделение по геоморфологическим признакам новейшей структуры дна северной части Японского моря, где происходит тектоническое взаимодействие континентальных и океанических блоков коры (рис. 2).

Работа выполнена в рамках реконструкции обстановок формирования деформаций земной коры, которые отчетливо проявляются в остаточных формах современного рельефа. Для этого в структуре рельефа важным было выделить формы земной поверхности, формирование которых обязано эндогенным процессам. С этой

целью проведена ревизия батиметрической карты района исследования. При изучении структур впадины использованы данные батиметрии, космической альтиметрии, геолого-геофизические материалы. В докладе рассматриваются некоторые результаты проведенного исследования.

Новейшая тектоническая структура дна севера Японского моря отчетливо проявляется в структурном рисунке рельефа, построенном на основе обновленной батиметрической карты. Как следует из очевидного характера изображений деформации на батиметрической карте, структурном рисунке рельефа и сейсмической информации важнейшее значение в формировании современного рельефа имела разломно-блоковая тектоника. Изученная акватория характеризуется широким диапазоном геометрических форм и элементов рельефа (рис. 2). В целом распространены дизъюнктивные формы дна (уступы, грабены, горсты, оползни, тектонические впадины). Дизъюнктивная тектоника имеет больше наложенный характер и развита в пределах континентальных уступов. Она развивается на сводах и склонах поднятий, по бортам депрессий и мелких впадин, которые, в свою очередь, также относятся к дизъюнктивам (рис. 1). Наряду с ними выделяются куполообразные поднятия, формы со сложными извилистыми или округлыми очертаниями, обусловленные, по данным драгирования, вулканизмом. Они развиты преимущественно на бордерленде, где иногда выстраиваются в ряды. Их развитие происходит обычно в зонах коры, ослабленных разрывами и раздвигами, которые, в свою очередь, часто осложняют вулканотектонические структуры на их сочленении.

Дизъюнктивы, распределяясь по разломам, отмечают их на земной поверхности как линеаменты. Выделяется два региональных линеамента, формирующих генеральный план новейшей тектоники области: Татарский северо-восточный и Хоккайдо-Сахалинский меридиональный. Вместе с прилегающими районами континента и островов они составляют структуру шовной складчатости (*geosuture*), которая формировалась в режиме транспрессии, обусловленной конвергенцией литосферных плит (рис. 1, вставка). В обстановке сдвиговых деформаций коры это вызывает ламинарное тектоническое течение объемных масс коры и литосферы (А.В. Лукьянов, 1965; Е.И. Паталаха, 1981; М.А. Гончаров, 2005; М.Г. Леонов, 2008; и другие). Отсюда появление разных форм тектонического рельефа.

Особенно выразительна в структурном отношении зона, где Южно-Татарский уступ сочленяется с Японо-Сахалинским бордерлендом. Характерным для структуры рельефа здесь является вихреобразный (ринговый) тип северного обрамления котловины (рис. 2). Подобные структуры называются также очаговыми, концентрическими, кольцеобразными, центрального типа и т.п. [5]. Вихревая структура северной части Японского моря по данным томографии формировалась на границе раздела тектоносфер континента и океана во фронтальной зоне Хонсю-Сахалинской сутуры (*geosuture*). Её океанический купол выделяется в восточной части Центральной котловины. Континентальная периферия структуры выделяется в границах уступа горной системы Сихотэ-Алиня и Японо-Сахалинского бордерленда.

Она играет специфическую роль в структуре тектонического потока региона. Её появление объясняется нами тангенциальным динамическим напряжением, возникающим под влиянием движения литосферных масс Тихоокеанской и Охотоморской плит и встречного сдвига Амурской плиты [9]. Вращение тектонических структур, возникающее под влиянием динамических напряжений, вызывает перераспре-

деление объемных масс литосферы на границах раздела геоблоков. Это подъем глубоких масс океанской астеносферы в центре вихревой структуры (Центральная котловина) и удаление масс континентальной коры на периферию. Это определяет появление желоба с утоненной континентальной корой в зоне глубинного разлома северо-восточного направления. Следствием этих процессов становится «расщепление» тектонического потока на Приморскую и Японо-Сахалинскую струи и появление тектонического вихря на границе раздела континентальной и океанической тектоносфер во фронтальной зоне Японо-Сахалинского бордерленда, что заметно в структуре рельефе дна. Эта особенность геодинамики отчетливо проявляется в сейсмотектонике региона, на что указывает распределение эпицентров глубоких землетрясений.

Подобные явления весьма характерны для океана, где встречаются течения с разными гидрофизическими характеристиками. Вихревые структуры в зонах фронтальных разделов составляют области наиболее интенсивного перемешивания водных масс [10]. Физика этих явлений рассчитывается как лагранжевы когерентные структуры (Пранц С.В., Улейский М.Ю., Будянский М.В., 2012). Вихревые структуры как форма складчатости коры, которую, вероятно, впервые выделил Ли Сыгуан (1958), весьма характерны для морфоструктуры Тихого океана и его континентального обрамления. Вихри, возможно, отвечают геодинамике вязкого тектонического течения коры, чем объясняется появление элементов очаговой структуры поверхности. Судя по многочисленным данным, они представляют комбинации различных тектонических дислокаций, которые содержат компоненты скорости горизонтальных и вертикальных движений объемных горных масс, и в силу слоистости появляются и существуют, возможно, в пределах всех геосфер планеты вплоть до ядра [11]. Гипотеза вихревой геодинамики литосферы, обусловленной подъемом масс тектоносферы, вполне возможно может применяться для решения проблем сейсмотектоники, вулканизма и эволюции континентальных и океанических структур в зонах их фронтального взаимодействия.

Литература

1. Зенкевич Н.Л. Рельеф дна // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд.-во АН СССР, 1961. С. 5–22.
2. Александров С.М. Остров Сахалин М.: Наука, 1973. 183 с.
3. Антипов М.П., Маргулис Л.С., Филатьев В.П. Строение Южно-Татарской зоны поднятий в Японском море // Геотектоника. 1980. № 4. С. 107–117.
4. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95. с.
5. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. 216 с.
6. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива (А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова и др.). Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
7. Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 185 с.
8. Воейкова О.А. Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука, 2007. 186 с.
9. Степашко А.А. Глубинные основы сейсмотектоники Дальнего Востока: Приамурье и Приморская зоны // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 3–15.
10. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 296 с.
11. Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. Фундаментальные проблемы соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений // Региональные проблемы. 2012. Т. 15, № 2. С. 12–20.

Т.В. Меркулова

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМОГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОГО
ПРИАМУРЬЯ**

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

Повышенная сейсмичность Приамурья порождена воздействием на литосферу внутриплитных напряжений, природа которых до сих пор не изучена. Результаты изучения природы внутриплитной сейсмичности в других районах России и мира показали связь зон повышенной сейсмичности со структурно-тектоническими особенностями строения литосферы. В предлагаемой работе для выявления структурно-тектонических особенностей строения региона и изучения природы геодинимических процессов, с которыми связаны землетрясения, использованы результаты комплексного анализа региональных гравиразведочных, магниторазведочных и сейсморазведочных работ.

Для интерпретации данных гравиметрии и магнитометрии использована программа КОСКАД-3D, разработанная А.В. Петровым. Наблюдаемое как гравитационное, так и магнитное поле представляет суммарный эффект от разных по размерам источников, расположенных на разных глубинах. В связи с этим первым этапом интерпретации использована процедура разложения гравитационного и магнитного полей на региональную составляющую и локальные составляющие нескольких порядков. Выявляется связь формы региональной гравитационной аномалии с землетрясениями с $M \geq 4$. Прямолинейные участки аномалии асейсмичны, в то время землетрясения с $M \geq 4$ происходили на участках в северо-западной и юго-восточной части района работ, где наблюдается изгиб изолиний. Землетрясения с $M \geq 4$ часто приурочены к краевым частям локальных аномалий гравитационного поля обоих знаков, либо отмечаются между локальными аномалиями. Связь землетрясений с региональными аномалиями магнитного поля проявляется не четко. Лучший результат дает процедура трассирования осей региональных аномалий магнитного поля, которая позволяет определять положение осей и точек перегибов аномалий различных энергий и направлений. Положение осей соответствует центрам аномалеобразующих тел, и тем самым дает возможность лучшего приближения к реальным объектам, чем региональные аномалии магнитного поля. На рис. 1 видно, что оси магнитных аномалий локализуются в периферийной части региональной гравитационной аномалии или в центре аномалий более низкого порядка внутри ее. Наблюдается приуроченность всех землетрясений с $M \geq 4$ к осям магнитных аномалий.

Для изучения строения наиболее глубоких горизонтов литосферы была использована программа, предназначенная для исключения из одного поля корреляционного эффекта от другого поля. В данном случае из региональной составляющей гравитационного поля исключался корреляционный эффект региональной составляющей магнитного поля, так как гравитационное поле несет информацию обо всем разрезе Земли, а, информативность магнитного поля ограничивается изотермой Кюри магнетита. Таким образом, процедура исключения из гравитационного поля магнитного позволяет получить информацию о распределении крупных глубинных плотностных неоднородностей, которые не коррелируются с аномалиями магнитного поля. Землетрясения с $M \geq 4$ в центральной части локализуются в основном в краевых

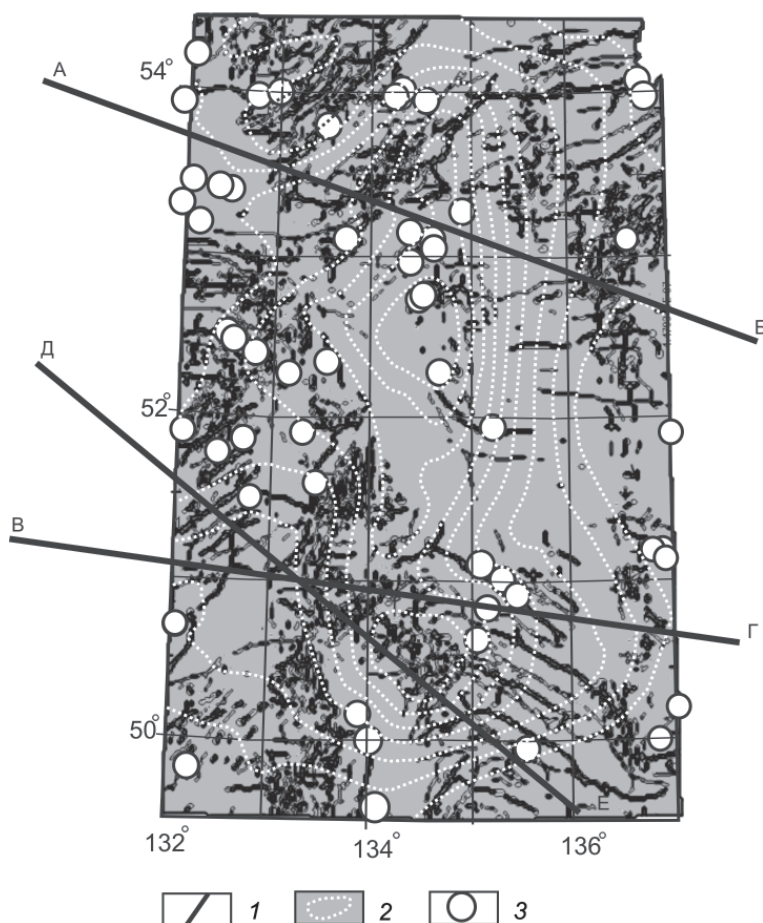


Рис. 1. Результаты трассирования осей региональных аномалий магнитного поля. 1 – оси аномалий магнитного поля; 2 – изолинии региональной аномалии гравитационного поля; 3 – землетрясения с $M \geq 4$.

частях аномалий пониженной плотности, в местах их пересечения с региональными разломами. В периферийной части района исследования землетрясения приурочены как к аномалиям пониженной плотности, так и повышенной плотности.

Район работ пересекают два региональных профиля ГСЗ: Свободный – Комсомольск на Амуре и Рубцовск – мыс Невельского и один профиль МОВЗ (рис. 2).

На профиле ГСЗ, пересекающем район исследования в северной части, выделяется куполообразная структура ограниченная наклонными разломами. Наибольшая сейсмическая активность наблюдается в западной краевой части, где краевой разлом имеет большой наклон и в центральной части структуры по максимуму мощности земной коры. Профиль ГСЗ Свободный – Комсомольск на Амуре пересекает региональную аномалию в южной части. Скопления землетрясения с $M \geq 4$ приурочены к восточному борту, где разлом, ограничивающий сейсмоактивную структуру, имеет наклон, а также в центральной части структуры.

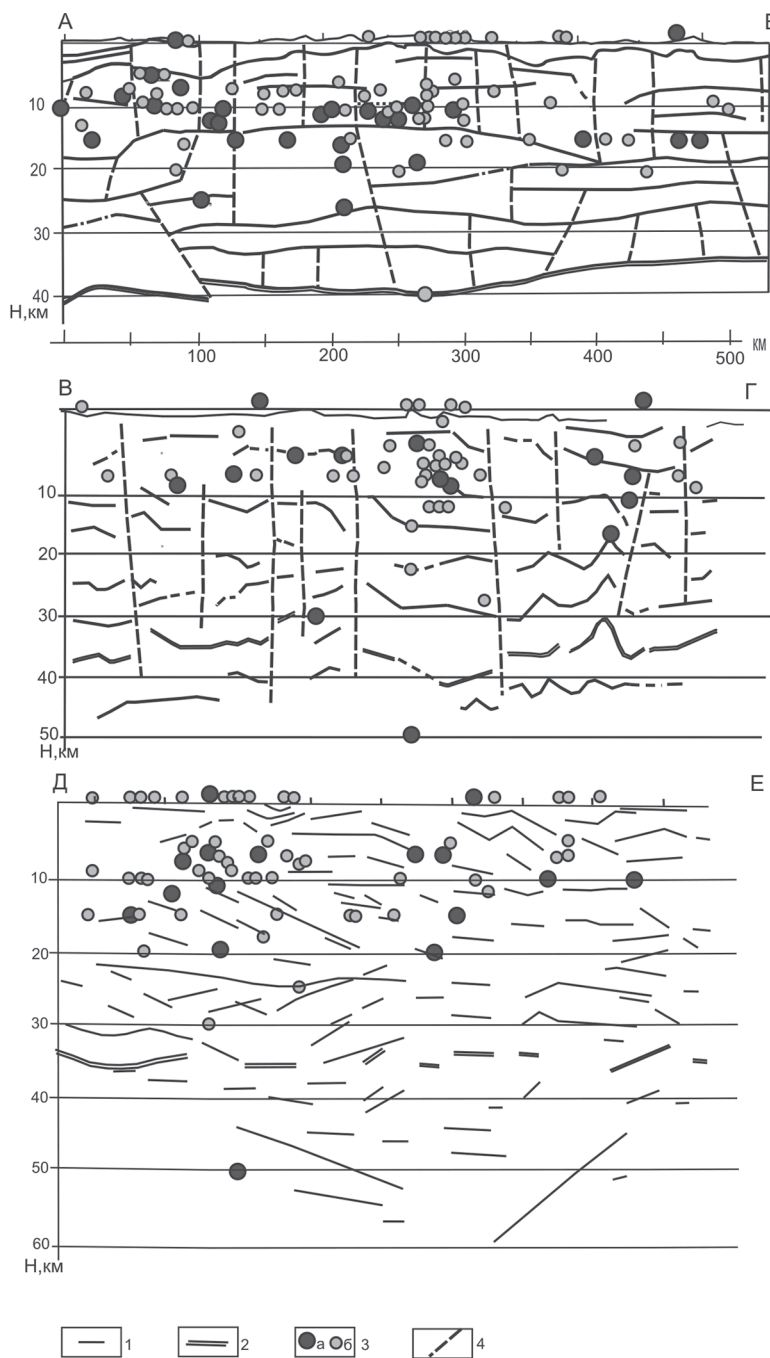


Рис. 2. Фрагменты сейсмических профилей: А-Б – Рубцовск – мыс Невельского [1]; В-Г – Свободный – Комсомольск-на-Амуре[2]; Д-Е – профиль МОВЗ (по В.А. Бормотову). Положение профилей показано на рис. 1. 1 – сейсмические границы; 2 – граница Мохо; 3 – землетрясения: а – с магнитудой более 4, б – магнитудой $4 < M < 3$; 4 – разрывные нарушения.

Профиль МОВЗ пересекает район исследования по диагонали, и проходит через описанные выше южную и северную части. В связи, с этим наблюдается сейсмо-активная структура, ограниченная границами с наклоном в разную сторону, проникающим в верхнюю мантию. Зона скопления землетрясений наблюдается в центре в западной части профиля.

Совместное рассмотрение результатов геофизических работ позволяет представить глубинную структуру района исследования. На уровне верхней мантии в центральной части с использованием процедуры исключения из гравитационного поля магнитного, выделяются серия локальных аномалий пониженной плотности сложной формы. По данным сейсморазведочных работ фиксируется структура, с наклонными срывами, проникающая в верхнюю мантию до глубин порядка 60 км и более (рис. 2). Это указывает, на то, что аномалии, выделенные с использованием процедуры исключения из гравитационного поля магнитного, вероятнее всего, распространены в верхней мантии от глубин 60 км и глубже. Аналогичные аномалии пониженной плотности в мантии часто интерпретируются, как и области более разогретого материала. Приуроченность землетрясений к участкам с пониженной плотностью может быть обусловлена коллизионным взаимодействием низкоплотностной мантии с окружающей ее более высокоплотностной мантией. Однако, в нашем случае землетрясения наблюдаются только на пересечении низкоплотностных аномалий с крупными разломами, что, вероятно, указывает на то, что такие участки являются зонами, улавливающими деформационные волны.

Информацию о вышележащем структурном уровне несет региональная компонента гравитационного поля. Глубина верхних кромок гравитирующих масс, сформировавших региональную компоненту, колеблется в основном от 16 до 18 км. Возможно, нижняя кора представляет собой зону, проработанную восходящими расплавами и горячими флюидами из верхней мантии. Комплексный анализ результатов гравиразведочных и сейсморазведочных работ показывает, что повышенная сейсмичность в краевых частях, вероятнее всего, обусловлена проникновением флюидов из мантии в нарушенные блоки средней части земной коры по наклонным плоскостям. Криволинейные участки региональной гравитационной аномалии в данном случае соответствуют местам подхода наклонных глубинных срывов к дневной поверхности. Таким образом, возникновение сейсмически активных зон это следствие ряда тектонофизических процессов, охватывающих значительный интервал глубин.

Наблюдаемая приуроченность землетрясений с $M \geq 4$ к осям региональных магнитных аномалий, обусловленных глубинными магматическими телами или флюидами, насыщенными железом указывают, на то, что такие тела формируются в зонах повышенных деформаций.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 4 "Природная среда России: адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики" (проект ДВО РАН 12-I-П4-07).

Литература

1. Егоров А.С., Гурьев Г.А., Зотова И.Ф. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модели литосферы по линии геотраверса Рубцовск-мыс Невельского // Регион. геология. 2000. № 10. С. 143–151.
2. Потапьев С.В., Спирина Е.Е., Мараханов В.И., Петров А.В. Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Сов. геология. 1979. № 3. С. 84–97.

Ю.Ф. Мороз¹, Т. А. Мороз¹, В.А. Логинов¹, А.Г. Яковлев²

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ОЛЮТОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В
КОРЯКСКОМ НАГОРЬЕ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

¹ ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский

² Московский государственный университет, г. Москва

В Корякском нагорье в последние два десятилетия произошло два сильных землетрясения – Хаилинское (08.03.1991 г.; $M_w = 6.6$) и Олюторское (20.04.2006 г.; $M_w = 7.6$), эпицентры которых расположены близко один от другого. Очаговая область Олюторского землетрясения выделена по его афтершокам. Примерные размеры области 100×260 км. Рассматриваемый район ранее изучен мелкомасштабной гравиметрической, аэромагнитной съёмками, маршрутными исследованиями методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ). В последние годы очаговая область землетрясения пересечена профилями МТЗ и МОВЗ с шагом 2–5 км (рис. 1). Наблюдения МТЗ и МВЗ проводились по одному из профилей дважды: до землетрясения и после. Это дает возможность оценить в какой мере изменилась электропроводность геологической среды в связи с землетрясением.

Методика интерпретации МТЗ определена на основе анализа магнитотеллурических параметров, характеризующих локальные и региональные геоэлектрические неоднородности среды. В результате анализа установлено, что в низкочастотном диапазоне геоэлектрические неоднородности в первом приближении можно аппроксимировать в качестве двумерных. Это связано с вытянутостью структур в северо-восточном направлении. В основу интерпретации приняты кривые, полученные в главных направлениях, которые в большинстве случаев ориентированы

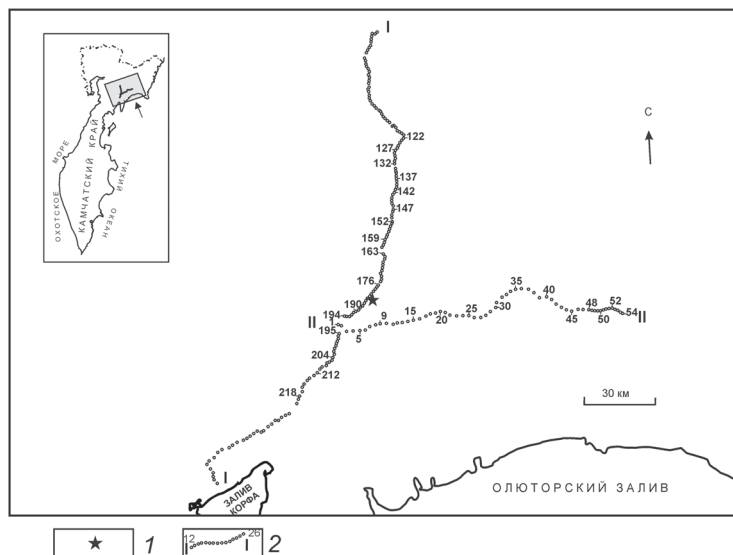


Рис. 1. Схема расположения пунктов МТЗ. 1 – эпицентр Олюторского землетрясения, 2 – профиль I-I

по направлениям близким простиранию и вкрест простирания основных структурных зон. В дальнейшем эти кривые будем называть продольными и поперечными.

Форма кривых МТЗ отвечает определённому типу геоэлектрического разреза. Следовательно, кривые МТЗ, близкие по своей форме, отражают сходный глубинный геоэлектрический разрез. Этот принцип положен в основу получения глубинных геоэлектрических разрезов по профилям МТЗ. Организовав кривые МТЗ, близкие по своей форме в семейства, мы тем самым выделим на профилях районы с различным типом глубинного геоэлектрического разреза. Каждый из выделенных районов характеризуется своей формой продольных и поперечных кривых. Анализ показывает, что амплитудные кривые сохраняя свою форму сильно расходятся по уровню сопротивлений. В то же время фазовые кривые расходятся между собой незначительно. Это свидетельствует о влиянии эффекта ρ (статистический сдвиг амплитудных кривых). Эффект связан с влиянием локальных геоэлектрических неоднородностей. Для его ослабления выполнено конформное осреднение амплитудных и фазовых продольных и поперечных кривых МТЗ.

Полученные средние продольные и поперечные кривые МТЗ различаются по форме, что связано с геоэлектрической неоднородностью среды. Большинство кривых имеют в левой части минимум, отражающий наличие осадочно-вулканогенного чехла пониженного электрического сопротивления. В большей мере минимумы выражены во впадинах, выполненных преимущественно терригенными осадочными отложениями. Максимумы в средней части кривых МТЗ обусловлены слоем земной коры повышенного электрического сопротивления. Большинство кривых в правой части представлены минимумом или нисходящей ветвью, указывающих на уменьшение электропроводности с глубиной.

Геоэлектрические разрезы земной коры получены по данным интерпретации продольных кривых МТЗ, которые обладают повышенной разрешающей способностью к наличию глубинных проводящих зон. Поперечные кривые использовались совместно с продольными для уточнения геоэлектрической модели. Это дало возможность выявить глубинные разломы в комплексе с другими геолого-геофизическими данными.

Геоэлектрическая модель области очага Олюторского землетрясения включает три слоя: осадочно-вулканогенный чехол пониженного электрического сопротивления, высокоомный слой коры и литосферный слой повышенной электропроводности. Осадочно-вулканогенный чехол имеет увеличенную мощность и повышенную электропроводность в синклиниях, впадинах и прогибах. Увеличенная электропроводность связана с преобладанием в разрезе терригенных пород. Это определяет пониженную плотность чехла. Высокоомный слой земной коры сложен метаморфическими и дислоцированными породами, характеризующиеся высокой плотностью. Глубина залегания литосферного слоя повышенной электропроводности меняется от 10–20 до 30–50 км. Природа слоя связывается с наличием жидких флюидов. Гипоцентры Олюторского землетрясения и его афтершоков приурочены к высокоомной толще земной коры, расположенной между проводящим осадочно-вулканогенным чехлом и литосферным слоем. В этой толще происходило накопление тектонических напряжений при взаимодействии плит.

Следует отметить, что рассмотренная модель получена по данным МТЗ по удлинённому профилю, отработанному в 2004 году. Как мы уже отмечали, средняя

часть профиля была повторена после землетрясения в 2008 году. Важно было выяснить в какой мере изменилась электропроводность геологической среды в связи с землетрясением. Поэтому предпринята попытка одновременной инверсии продольных и поперечных индивидуальных кривых МТЗ с помощью программы REBOCC. Эта программа дает возможность в лучшей мере выявить аномальные зоны электропроводности, которые могут быть связаны с глубинными разломами.

В результате инверсии индивидуальных кривых МТЗ выявлены следующие особенности в структуре электропроводности литосферы до землетрясения литосфера содержит зоны повышенной электропроводности в районе Авьинского синклинория и в области сочленения Коряжской и Олюторской складчатых областей (рис. 1). Проводящие зоны с удельным электрическим сопротивлением от первых единиц до первых десятков Ом-м выражены на глубинах от приповерхностных частей земной коры до 40 км. Под Авьинским синклинорием ширина зоны достигает почти 10 км на глубинах 10–20 км. В области сочленения складчатых зон она составляет около 6 км. В приповерхностных частях разреза ширина зон сокращается на порядки. Здесь они выражены в виде разломов, закартированных геологической съемкой.

После землетрясения структура электропроводности литосферы в значительной мере изменилась (рис. 2). Проводящая зона в районе Авьинского синклинория на глубинах более 15 км практически исчезла. Однако, в верхних частях земной коры появились проводящие зоны шириной в первые километры. Они проявились от приповерхностных частей земной коры до глубин 10–15 км. Наиболее заметные

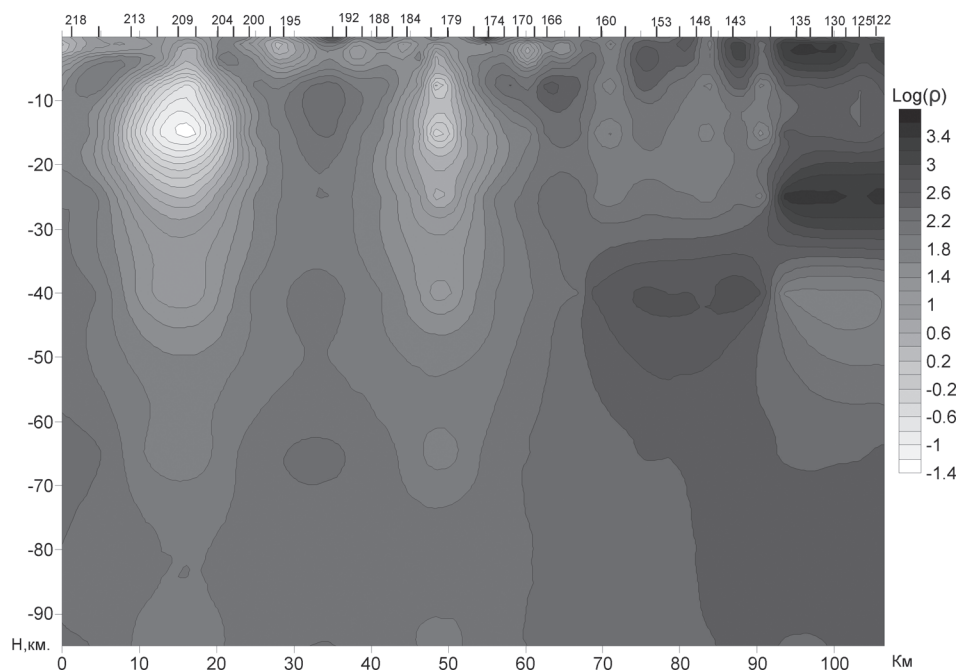


Рис. 2. Геоэлектрический разрез по профилю I-I до Олюторского землетрясения

изменения электропроводности среды произошли в области сочленения Корякской и Олюторской складчатых зон. Здесь сильно изменились границы и увеличились размеры проводящей зоны. Северо-западная граница является субвертикальной. Юго-восточная граница в пределах земной коры имеет наклон около 30 градусов. С глубиной ширина зоны возросла в юго-восточном направлении. На глубине 30 км ширина зоны достигает почти 30 км. Зона имеет продолжение в верхнюю мантию до глубины 100 и более км. Удельное электрическое сопротивление зоны меняется от первых единиц до первых десятков Ом·м. Пониженные значения сопротивлений отмечаются на глубинах 20–30 км. На дневной поверхности проводящая зона проявилась в виде трещины протяжённостью около 80 км. Предполагается, что проводящие зоны связаны с глубинными разломами. Повышенная электропроводность разломов обусловлена наличием высокоминерализованных растворов и магматических расплавов. Возникновение жидких флюидов возможно при снятии напряжений в литосфере при образовании разломов. Грубые оценки показывают, что достаточно сотен-десятых долей процента относительного объема флюида в связанных каналах, чтобы обеспечить уменьшение сопротивления горной породы до первых десятков-единиц Ом·м. Примерные расчеты показывают, что если, согласно существующих представлений, принять удельное электрическое сопротивление флюида в земной коре равным 0.01 Ом·м, то при удельном электрическом сопротивлении разлома первые единицы Ом·м, пористость пород будет достигать первых единиц процентов при полной связанности пор. Очевидно пористость будет больше, если учесть изолированные и тупиковые каналы. При удельном электрическом сопротивлении 100 Ом·м пористость пород уменьшится на два порядка.

Таким образом, изменение электропроводности геоэлектрической среды свидетельствует об изменении пористости пород в связи с Олюторским землетрясением. Это изменение вызвано геодинамическими процессами, которые, как видно, из геоэлектрических разрезов, затронули толщи литосферы до глубины 70–80 км.

Е.А. Мясников

**МОРФОТЕКТОНИКА И ЭНДОГЕННО-ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ
ОПАСНОСТЬ ОСВОЕНИЯ О. РУССКИЙ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)**

ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Оценки опасных геолого-геоморфологических процессов в пределах урбанизированных территорий (УТ) Дальнего Востока России (ДВР) в отличие, например от Европейской части РФ, обычно затруднены из-за относительно слабой их изученности [2, 3]. Территория о. Русский (часть г. Владивостока) с момента высадки русских первооткрывателей в 1859 г. до недавнего времени являлась полностью «закрытым» объектом министерства обороны. В настоящее же время в северной части острова быстрыми темпами возведены уникальные гражданские объекты Азиатско-Тихоокеанского экономического саммита (АТЭС) 2012. Также планируется дальнейшее интенсивное освоение всего острова. Однако геолого-геоморфологические обоснования, судя по очевидным недоработкам проектировщиков и строителей, широко освещенным средствами массовой информации, по-прежнему остаются недостаточными, что может иметь негативные последствия в процессе эксплуатации соответствующих и др. объектов.

В данных условиях, по нашему мнению, целесообразны комплексные экспресс-оценки территории по всем известным и предполагаемым экологически опасным геолого-геоморфологическим процессам на морфоструктурной основе [2, 3, 6].

Для достижения указанной цели стояли следующие основные задачи: 1 – выявить особенности строения и развития морфоструктур; 2 – дать экспресс-оценки и районирование по условиям проявлений опасных геоморфологических процессов на морфоструктурной основе.

Особенности строения и развития морфоструктур о. Русский

Общие черты строения и развития морфоструктур (геолого-геоморфологических систем) агломерации Владивосток-Артем изучены ранее [6, 7]. Дальнейшие исследования, с учетом новых данных, позволили уточнить и детализировать морфоструктурный план о. Русский и сопредельных территорий (архипелаг и южную часть п-ова Муравьева-Амурского).

Остров Русский является самым крупным островом в архипелаге, что не случайно. Относительно высокую устойчивость этой структуре придает верхнепермский интрузивный массив, располагающийся примерно в центральной части острова. Гранитоиды прорывают породы поспеловской и владивостокской свит (нижняя и верхняя пермь) и перекрываются базальными конгломератами нижнего триаса. Они смяты в пологие низкоранговые складки, оси которых ориентированы на северо-восток. Преобладают наклоны слоев до 20–25°, крутые падения редки. Владивостокская свита слагает западные мысы острова. Ее слои круто падают на северо-запад и сменяются нижнетриасовыми базальными конгломератами. Дизъюнктивные структуры, особенно западной части острова, изучены недостаточно. Так, на многих мысах известны так называемые полигенетические глины и суглинки, которые, по нашему мнению, являются составными элементами зоны Муравьевского западного разлома. Это большей частью линейные коры выветривания, а не осадки

на высоких террасах. Рифейская толща тоже ассоциирует с этими образованиями, представляя собой, скорее всего, динамотермально метаморфизованные вулканы [6].

По результатам дешифрирования космических и аэрофотоснимков, а также топографических и геофизических материалов, дизъюнктивная тектоника более напряженная, чем это принято считать и изображено на существующих геологических картах. При этом бухты Новик, Воевода, Новый Джигит, Житкова, Аякс и другие сосредоточены в тектонически ослабленных зонах.

Архипелаг от о. Русского и до о. Циволько образует единую линейно-блоковую морфоструктуру, элементы которой находятся на различных стадиях развития. Она представлена системами островов – остаточных горстов, проливов и бухт-грабенов.

Морфоструктура пролива Босфор Восточный представляет собой систему одноименного грабен-пролива и ограничивающих ее остаточных горстов, отделяющих п-ов Муравьева-Амурского от о. Русского. Грабен-пролив Босфор Восточный ориентирован субширотно (дугообразно с большим радиусом кривизны). Вдоль бортов грабена следует серия обрывов и уступов высотой до 80–100 м. С учетом глубины пролива подводный блок опущен на 200–400 м. Положительные граничные морфоструктуры отнесены к остаточным горстам и представляют собой блоки – относительные целики. Это п-ова Назимова, о. Елены и массив Поспелово. Борты горстов крутые, часто скалистые. Их поверхности очень слабо расчленены, уклоны до 4–6°.

Купольно-кольцевая морфоструктура о. Русский состоит из двух морфоструктур более низкого ранга (морфоструктурные зоны): купол Церковный и зона обтекания.

Возрожденный купол Церковный образован на месте ядерной части верхнепермского интрузивного купола. Это группа из шести почти изометричных вершин, разделенных радиальными разломами-долинами низкопорядковых водотоков. Максимальные высоты достигают 250–290 м, а уклоны – 15–20°. В пределах Церковного купола нами выделены более дробные: осевая, промежуточная и краевая кольцеобразные подзоны, а также система радиальных и транзитных разломов.

История развития морфоструктур о. Русский представляется следующим образом. Интрузивно-купольная структура о. Русский заложилась в период внедрения позднепермских гранитоидов в центральную часть владивостокской вулканотектонической депрессии [6, 7].

В триасе данный купол подвергся разрушению, а по его периферии шло накопление терригенных образований. Центр купола служил областью сноса, о чем свидетельствуют соответствующие обломки пород в базальных слоях триасовых толщ. При этом максимальным разрушениям (с отложением продуктов выветривания) подверглись восточные и западные склоны купола, а северные и южные служили областями аномально высокой денудации и транзита обломочного материала. В мелу произошло подновление и унаследованный рост купола за счет внедрения даек и небольших экстрезий.

В кайнозое особенно сильное разрушение произошло по внешней (кольцеобразной) и относительно меньшее в приосевой зоне купола, когда наметилось расширение отрицательных форм рельефа за счет положительных. Эта тенденция продолжается и сейчас. Степень деструкции о. Русский в целом уменьшается центростремительно, однако, при этом, начинает повторно активизироваться и приосевая

эллипсообразная подзона эрозионно-денудационного разрушения, которая и в дальнейшем, по нашему мнению, будет разрастаться как латерально, так и в глубину.

Таким образом, кайнозойский этап подобно триасовому характеризуется максимальной степенью деструкции, а позднепермский и позднемеловой – максимальной конструкции. Общая тенденция разрушения современной морфоструктуры будет продолжаться и в ближайшем будущем. При этом деструкция о. Русский (уменьшение объемов высотных, линейных и угловых параметров) будет усиливать распад на отдельные положительные блоки – останцы (междуречья, острова, п-ова), разделенные отрицательными блоковыми морфоструктурами низших рангов (зоны разломов, грабен-бухты и проливы).

Экспресс-оценки опасных геолого-геоморфологических процессов

Основные показатели опасных геолого-геоморфологических процессов включают в себя эндогенные и экзогенные признаки. Современные эндогенные процессы проявляются главным образом сейсмичностью.

Априорный анализ сейсмической уязвимости жилой застройки г. Владивостока на полуострове Муравьева-Амурского показал дифференцированный сейсмический риск соответствующих объектов применительно к существующим нормам сейсмической опасности (6–7 баллов) по комплекту карт ОСР-97-А, В, С. Однако, согласно последним данным, полученным в результате сейсмотектонических исследований, проведенных сотрудниками ПГО «Примгеология» и института Физики Земли РАН в связи со строительством объектов АТЭС 2012 – фоновая сейсмичность всего южного Приморья оценена в 8, а локальными местами в 9 баллов по шкале MSK-64 [4, 5]. Конкретно на севере острова Русский и южной части п-ова Муравьева Амурского (п-ов Назимова) были выявлены несколько сейсмодислокаций (рвы, обвалы, оползни и др.). Специальные расчеты показали, что соответствующие дислокации являются индикаторами землетрясений аналогичных тем, которые произошли восточнее, в районе города Партизанска в 1962 и 1971 годах, т.е. низкомагнитудные ($M = \text{до } 4.6$), высокобальные (8–9) и близповерхностные землетрясения. В районе г. Владивостока они происходили примерно 150, а также (по радиоуглеродному датированию) около 1000, 3400, 4400, 6000 лет назад. Сделан вывод, что соответствующая опасность для объектов АТЭС в северной части о. Русский и на п-ове Назимова связана с активными в настоящее время разломами, сопряженными с Муравьевским западным и Муравьевским восточным глубинными разломами, характеризующимися преимущественно как левосторонние сдвиги [4, 5].

Нами было проведено независимое детальное дешифрирование активных тектонических структур по крупномасштабным аэрофотоснимкам высокого разрешения, морфографический и морфометрический анализ рельефа по топографическим картам разных масштабов, а также совместный анализ морфоструктурных, геофизических и геологических данных. Как оказалось, активные разломы и сопряженные с ними предполагаемые сейсмоструктуры хорошо выражены в рельефе и ландшафте. Они развиты более широко и не только на севере, но и на всей площади о. Русский. По имеющимся и полученным автором новым геолого-геоморфологическим данным, на морфоструктурной основе была дополнена и уточнена степень сейсмической опасности отдельных территорий о. Русский. Прежде всего подтверждена фоновая сейсмичность всего о. Русский 8 баллов, но также дифференциро-

ванно выделены участки с потенциальной сейсмичностью 7 и 9 баллов. Основными аргументами для этого явились выявленные нами признаки современной геодинамической активности и направленности движения отдельных морфоструктур, а также характер размещения и концентрация предполагаемых сейсмодислокаций по материалам дистанционного зондирования.

В пределах исследованной территории, как оказалось, также широко проявлены современные экзогенные геоморфологические процессы. До сих пор считалось, что на острове преобладают экзогенные процессы слабой и умеренной активности: на склонах – делювиальный смыл и солифлюкция, в вершинном поясе – комплексная денудация и только на побережье – активная морская абразия [1]. Последние данные, в том числе дистанционные, показали, что в пределах многочисленных тектонических разломных зон достаточно широко проявлены также следы опасных геоморфологических процессов (обвалы, оползни, осывы, отседания, овраги).

С учетом новых и имеющихся материалов, нами проведена переоценка экзодинамической опасности, которая базировалась на данных о бывших и возможных экзогенных процессах и явлениях, их видах и интенсивности, местах проявления и комбинациях. Они экспертно ранжированы нами с учетом их последовательности. Каждому событию присваивался условный балл по относительному месту в ряду возможных событий.

Отмеченные выше типы рельефа и связанные с ними эндогенные и экзогенные процессы и формы, а также данные по строению и развитию морфоструктур послужили основой для составления схемы экспресс-районирования территории о. Русский по комплексной эндо-и экзодинамической опасности. В матрице в горизонтальном верхнем ряду указана потенциальная сейсмичность в баллах, а в вертикальном – степень экзодинамической опасности в условных баллах.

Литература

1. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Аномальные природные процессы и их влияние на состояние геосистем юга российского Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2011. 265с.
2. Мясников Е.А. Геоэкология: комплексная геодинамическая опасность урбанизированных территорий Дальневосточного региона России. // Инженерная экология. 2009. № 5. С. 3–21.
3. Мясников Е.А., Невский В.Н. Об эколого-геоморфологических условиях строительства объектов Азиатско-Тихоокеанского экономического саммита в г. Владивостоке // Экология урбанизированных территорий. 2010. № 1. С. 45–50.
4. Овсяченко А.Н., Новиков С.С. Новые данные о сейсмической опасности района г. Владивостока по материалам геологических исследований // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии : Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 417–420.
5. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука. 2009. 164 с.
6. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток-Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181 с.
7. Толухонов Ю.М. Морфоструктуры островов Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда Японского моря. // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам: Сб. науч. тр. / Тихоокеан. ин-т географии. М.: Наука, 1992. 239 с.

Е.А. Мясников

**О МИКРОСЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ
УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АСПЕКТЫ)**

ФГБУН Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

Сейсмотектонические исследования и районирование, как известно, являются обязательными и предшествуют общему (ОСР), детальному (ДСР) и микросейсмическому районированию (СМР). Для локальных урбанизированных территорий (УТ) наиболее востребовано конечно СМР, при котором выявляется приращение бальности относительно ДСР или ОСР. Известно, что при СМР должны оцениваться реакции конкретных, а не средних, грунтовых и др. условий на сейсмические колебания и связанную с ними опасность (физико-механические свойства грунтов, их влажность и строение, резонансные свойства среды, тектонические нарушения и рельеф) [5]. Соответственно основными методами предлагаются: макросейсмические (палеосейсмогеологические), изучение вариаций амплитуд сейсмических колебаний по площади, оценка физико-механических свойств грунтов в лабораторных и полевых условиях [5]. Однако, на практике они зачастую ограничиваются выделением типов грунтов (1-2-3 категории грунтов по сейсмическим свойствам) по корреляциям их с приращениями бальности. В редких случаях удастся провести, например вероятностный анализ сейсмической опасности УТ [2]. Однако, последнее возможно лишь в условиях наличия достаточной и детальной инструментальной сейсмостатистики, как на о. Сахалин. Для большинства же УТ ДВР, например такой как Владивостокская агломерация, отсутствуют не только кондиционные данные инструментальных наблюдений, но и достаточная инженерно-геологическая и общая геофизическая изученность. Так, невысокой точности сейсмостанция в г. Владивостоке работала только с 1932 до начала 90-х годов. Во многом из-за высокой плотности застройки, а также большой площади «запретных зон» (земель министерства обороны) – соответствующая изученность оказалась крайне неравномерной и часто слабой.

В связи с начавшимся в последнее время активным освоением территории Владивостокской агломерации (строительство объектов АТЭС-2012 и др.), в срочном порядке были проведены: 1 – априорный анализ сейсмической уязвимости жилой застройки (большим коллективом из нескольких организаций под руководством Г.Л. Кофф [1]; 2 – региональный анализ и некоторые локальные сейсмогеологические исследования Южного Приморья и северной части о. Русский (сотрудниками ПГО «Примгеология» А.В. и Н.А. Олейниковыми [4]); 3 – оценка сейсмической опасности некоторых территорий г. Владивостока палеосейсмогеологическим методом (сотрудниками института Физики Земли РАН г. Москвы А.И. Овсяченко, С.С. Новиковым [3]. Кроме того, несколькими годами ранее были составлены мелкомасштабные (1:1 млн, 1:2.5 млн) карты ДСР Приморского края, а также проведены узколокальные работы на строительных полигонах (сотрудниками ДальНИИС и ООО «НПЦ Сейсмозащита» под руководством Б.А. Пышкина [6] и др.) и новая карта сейсмической опасности Евразии (сотрудником ТОИ ДВО РАН В.А. Абрамовым). Однако, все упомянутые и другие существующие карты, а также принятый, в качестве нормативного документа, комплект карт ОСР-97 А, В, С [5] –

дают лишь региональную информацию и требуется ее детализация и уточнение в крупном масштабе. Для этого, конечно, необходим комплексный мониторинг на основе современной цифровой сейсмостанции, станциях глобального позиционирования GPS/ГЛОНАС, а также др. дополнительные наблюдения (гидрогеохимические, газогеохимические и др.). Частично некоторые из них проводятся, однако по существу – это дело будущего т.к. достаточно дорогостоящие и долговременные проекты еще надо обосновать в конкретных объектах наблюдений, «раскрутить» и т.д. В настоящее же время (на начальном этапе), по нашему мнению, целесообразно проанализировать комплексно все имеющиеся разрозненные материалы по сейсмической опасности УТ на морфоструктурной основе с целью выявить основные черты геодинамики и сейсмотектоники т.е. провести предварительное микросейсмотектоническое экспресс-районирование.

С этой целью решались следующие основные задачи: 1 – анализ морфоструктурного плана территории; 2 – дешифрирование активных разломов по АФС и КС высокого разрешения и совместный анализ с морфоструктурными и палеосейсмогеологическими данными; 3 – выявление основных особенностей развития, геодинамики и уязвимости геолого-геоморфологических систем (ГГС) УТ; 4 – морфографический и морфометрический анализ рельефа совместно с геолого-геофизическими и др. данными; 5 – составление рабочей модели сейсмотектонического микрорайонирования по комплексу данных на морфоструктурной основе.

В морфоструктурном отношении территория г. Владивостока имеет преимущественно разломно-блоковое строение, которое и определяет многие природные и антропогенные условия ее освоения [7]. Так, на п-ове Муравьева-Амурского выделяются три разломно-блоковые зоны, не считая акваторий заливов. Они ориентированы по удлинению на северо-восток. Главной из них является горная (горстовая) часть полуострова, осевая линия которого приближена к Уссурийскому заливу. Она представлена мелкими горами высотой до 400 м, которые играют роль барьера, затрудняющего циркуляцию воздушных масс ортогональных направлений. Вдоль Уссурийского и Амурского заливов (грабенов) протягиваются узкие зоны холмов и увалов (переходные «шарнирные» блоки). Отделяются они от горной части хорошо заметными перегибами склонов и уступами. В этих местах проложены главные линейные сооружения полуострова (трассы, железная дорога, водоводы, линии электропередачи и др.), а также основные жилые массивы.

Мелкогорная часть освоена слабо. Здесь сохранились природные условия, которые меньше всего затронуты антропогенезом. Зона, следующая вдоль Амурского залива, наиболее освоена. Естественные природные условия, хотя и значительно измененные, сохранились локально в зоне перехода к горной части. Зона, протягивающаяся вдоль Уссурийского залива, освоена значительно хуже, т.к. геоморфологически она менее благоприятна для строительства. Это, по сути дела, зона, где мелкие горные блоки чередуются с блоками холмов и увалов. В последних местах освоенность выше. Там расположены пос. Горностай, оздоровительные комплексы бухт Лазурной, Емар, Русской и др.

Более низкопорядковые морфоструктурные элементы образуют поперечную зональность полуострова. Это серия ступеней (блоков), ориентированных субширотно или на запад-северо-запад. Имеет место чередование опущенных и поднятых ступеней. К опущенным ступеням относятся акватории Босфора Восточного и

Золотого Рога, днища долин Первой и Второй речек, рек Пионерской, Черной и Богатой. Эти элементы рельефа являются естественными границами поднятых блоков. Опущенные ступени локализованы в местах максимального относительного дробления пород, а поднятые представляют собой блоки – относительные целики. Отличаются они и по видам антропогенной нагрузки.

Таким образом, блоковые морфоструктуры различных уровней организации характеризуются наличием элементов и структурных линий – их границ, ориентированных определенным образом. Главные структурные линии ориентированы в продольном направлении, а вторые по значимости – в поперечном. Каждый блок представляет собой набор из элементарных ячеек (ЭЯ) – микроблоков, ограниченных своими структурными линиями – зонами перехода, где происходит смена природных условий. Центральные части ЭЯ характеризуются наиболее устойчивым сочетанием признаков, количество которых минимально. Периферические части ЭЯ отличаются большим разнообразием условий и быстрой их сменой.

Рассматриваемая территория по степени сейсмической (эндодинамической) активности в одних случаях относится к 7-балльной зоне, в других – к 8-балльной. Вместе с тем стало ясно, что определение сейсмической опасности по свершившемуся самому сильному землетрясению не соответствует реальной угрозе. Сила возможных самых сильных землетрясений бывает больше на 1–2, реже 3 балла [3–7]. Поэтому фоновое значение для г.Владивостока должно быть не менее 8 баллов. На участках с мощными недоуплотненными склоновыми отложениями необходимо добавлять 1–2 балла.

Основные особенности развития Южно-Приморской ГГС УТ следующие [7]:

- кайнозойские впадины завершили свое активное развитие во второй половине миоцена; в настоящее время это отрицательные геоморфологические формы, где процессы формирования вещественных комплексов выполнения не играют ощутимой роли;

- поднятия, разделяющие впадины, развиваются по конструктивному типу (наращивание объемов, высотных, угловых и линейных параметров); это горсты и сводово-глыбовые структуры, ограниченные центриклинально падающими взбросами и крутопадающими надвигами, часть из которых имеют круговую и дуговую формы в плане, а морфоструктуры – куполовидную;

- краевые части поднятий надвигаются на впадины.

Великопетровская ГГС. Здесь преобладают тенденции развития, противоположные Южно-Приморской:

- кайнозойские впадины развиваются активно и в настоящее время с формированием четвертичных седиментационных комплексов выполнения, которые не компенсируют отрицательные структурные формы;

- поднятия, разделяющие впадины, развиваются по деструктивному типу (уменьшение объемов, высотных, линейных и угловых параметров); поднятия распадаются на отдельные блоки, остаточные морфоструктуры (междуречья, острова, полуострова), разделенные отрицательными ГГС низших рангов (зоны разломов, квазиграбен-долины, грабен-бухты и проливы);

- впадины разрастаются как в поперечном, так и в продольном направлениях, при этом в погружение вовлекаются краевые части смежных ГГС.

Степень геодинамической активности и уязвимости ГГС характеризуется следующими особенностями:

- наиболее активными являются зоны взаимодействия морфотектонопар впадина-поднятия, где сосредоточиваются показатели максимальной активности и уязвимости ГГС и их элементов;

- на поднятиях конструктивного типа развития часто встречаются молодые дислокации, в том числе и сейсмогенные;

- на выступах фундамента деструктивного типа развития такие формы не выявлены или они проблематичны; их наличие возможно в местах развития отрицательных низкоранговых ГГС, где они быстро уничтожаются, так как здесь процессы разрушения имеют относительно высокие скорости; к тому же такие формы маскируются корами выветривания и другими комплексами выполнения;

- уязвимость ГГС конструктивного типа возрастает от смежных впадин к их центральным частям, то есть к структурам с более высокими значениями высотных и угловых параметров;

- уязвимость ГГС деструктивного типа развития характеризуется противоположно направленными тенденциями;

- наименее уязвимы ГГС, поверхности которых приближаются к значениям предельного аккумулятивного, денудационного и аккумулятивно-денудационного выравнивания.

Комплексный анализ инженерно-геологических, палеосейсмогеологических, геоморфологических, геофизических и различных физико-географических условий сеймотектонической опасности УТ на морфоструктурной основе позволил существенно детализировать имеющиеся выделы по категориям грунтов разной сейсмической опасности. Доказательность выводов и эффективность методики продемонстрированы на примере п-ова Муравьева-Амурского. Главный вывод – опыт микросеймотектонического районирования УТ на морфоструктурной основе позволяет выявить ранее неизвестные черты строения и развития сеймотектонических структур и поэтому его следует включать, как дополнительный, в комплекс методов СМР УТ.

Литература

1. Априорный анализ сейсмической уязвимости жилой застройки г. Владивостока / Кофф Г.Л., Фарафонов А.Э., Беккер А.Т.и др. Владивосток: Дальнаука, 2008. 206 с.
2. Левин Б.В., Ким Ч.У., Соловьев В.Н. Оценка сейсмической опасности и результаты детального сейсмического районирования для городов о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 5. С. 93–103.
3. Овсюченко А.Н., Новиков С.С. Новые данные о сейсмической опасности района г. Владивостока по материалам геологических исследований // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии: Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 417–420.
4. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука. 2009. 164 с.
5. Сейсмические опасности./Тематический том под ред. Г.А. Соболева (Природные опасности России). М.: Издательская фирма «КРУК». 2000. 296 с.
6. Пышкин Б.А. Экспериментальные исследования метода имитации и оценка сейсмоустойчивости сооружений от землетрясений при строительстве в Дальневосточном регионе. Владивосток: Дальнаука, 2009. 232 с.
7. Тащи С.М., Мясников Е.А. Геолого-геоморфологические системы территории агломерации Владивосток-Артем. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2003. 181с.

Ф.С. Онухов, С.Н. Алексеенко

НЕОТЕКТОНИКА АМУРСКОЙ ПЛИТЫ

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

Изучение неотектонической структуры проводилось с широким использованием морфометрических и дистанционных данных, как по отдельным структурным элементам, так и по региону в целом. При этом использовались материалы дешифрирования радарных космоснимков земной поверхности в масштабах от 1:2000000 до 1:500000 [3]. На них в цветовой гамме отражены высотные уровни рельефа, позволяющие анализировать ступенчатость рельефа и выделять тектонически обусловленные границы.

Общей чертой исследуемой территории является влияние на высотные уровни рельефа ортогональной и диагональной (по отношению к полюсу Земли) систем нарушений. Эти системы наложены друг на друга и в той или иной мере определяют геодинамику отдельных геоблоков и плиты в целом. Характерно, что морфометрический анализ батиметрических карт подтверждает проявленность этих систем дислокаций в подводном рельефе [3,4].

В ортогональной системе наиболее проявлены и имеют часто сквозное положение меридиональные разрывные нарушения. Они характерны как для суши, где разделяют разновысотные участки, так и в пределах прилегающих акваторий Охотского и Японского морей [3,4,7 и др.]. Эти нарушения имеют характер трансрегиональных зон, внутри них развиты сближенные локальные нарушения, субпараллельно располагающиеся на расстоянии от 1,5 до 2,5 км друг от друга. Ширина образованных ими зон составляет от 10 до 25 км, а в отдельных случаях и более.

Широтные нарушения ортогональной системы образуют менее регулярную сеть. Лишь отдельные из них имеют трансрегиональную протяженность, а чаще это региональные разломы. В меньшей степени им присуща зональность, образованная тремя–пятью сближенными (до 2,5–3 км) субпараллельными дизъюнктивами. При этом ширина зон достигает 15 км. Нарушения этой системы по-разному выражены в рельефе в различных геоблоках. Отметим, что для региональных и особенно для трансрегиональных разломов наблюдается отклонение от генерального простирания за счет латеральных смещений по разломам диагональной системы. Такие деформации испытывают многие субширотные разломы по простиранию.

Наиболее ярко в рельефе и в новейшей структуре проявляется диагональная система разломов, которая включает две подсистемы, несколько развернутые по отношению друг к другу (примерно на 15°). Одну из них представляет сеть нарушений с простираниями 45° и 225°, вторую – соответственно 60° и 240°. Несмотря на то, что обе эти системы имеют достаточно контрастное выражение в особенностях рельефа, первая из них (45° и 225°) наиболее значима в новейшей структуре. Её разрывные нарушения, например в Нижнем Приамурье [4], нередко латерально смещают элементы второй системы. Следует отметить, что отдельные диагональные разломы изгибаются по простиранию и смыкаются с разломами ортогональной системы, преимущественно с меридиональными.

Характерной особенностью неотектонической структуры Амурской плиты является мозаичное сочетание поднятых и опущенных геоблоков разных порядков. Сильная дифференциация неотектонических движений в пределах Амурской плиты обусловлена геодинамическим воздействием окружающих ее Китайской, Сибирской, Охотоморской и Тихоокеанской плит.

В пределах Амурской плиты выделяются следующие структуры первого порядка: Приамурский геоблок, орографически включающий все хребты Буреинско-Ям-Алинской и Нижнеамурской горных систем, включая хребет Малый Хинган [2,4], опущенные геоблоки Сунляо и Среднеамурский и поднятые геоблоки Сихотэ-Алинский и Чанбайшанский.

Приамурский геоблок вытянут в северо-восточном направлении. На северо-западе он торцово сочленяется с Тукурингро-Джагдинским линейным горстом. Далее к югу, вдоль долины р. Селемджа и до верховья р. Нэньцзян, он с запада ограничен трансрегиональной зоной разломов северо-восточного простирания, которая оформляет восточный борт Амуро-Зейской впадины и западный борт впадины Сунляо. Северо-восточное ограничение блока проходит по континентальному склону севернее Шантарских островов и по северу Татарского пролива. Юго-восточное ограничение геоблока связано с зоной разломов Танлу, контролирующей нижнее течение р. Амур и тянущейся вдоль северо-западного борта Среднеамурской впадины и вдоль северо-западного фланга Чанбайшаньского геоблока. На юге Приамурский геоблок по северо-западным разломам, контролирующим южный фланг хребта Малый Хинган, граничит с погруженным геоблоком Сунляо.

Неотектоническая структура Приамурского геоблока определяется преимущественно сводово-глыбовым стилем дислокаций с преобладанием сравнительно узких удлиненных сводов высоких порядков [1,2,4,]. Они контролируются в значительной степени северо-восточными разломами диагональной системы. С ними связаны долинны грабены (Буреинский, Амгунский, Курский и ряд других), орографически предопределяющие долины основных рек. Глыбовые дислокации развиты в пограничных зонах геоблока (Туранское, Тукано-Якбынское, Шантарское и др. горстовые поднятия).

В структуре Приамурского геоблока существенна также роль меридиональных разломов, которая проявилась в процессе заложения поперечных рифтогенных впадин Нижнего Приамурья. Важным геодинамическим признаком является правостороннее латеральное смещение меридиональных разломов по разломам северо-восточного направления. Такие смещения, например, в западном обрамлении Эворон-Чукчагирской наложенной впадины свидетельствуют о сбросо-надвиговом и сбросо-раздвиговом характере меридиональных нарушений, а латеральные правосторонние перемещения по разломам северо-восточного простирания – о смещении в этом же направлении геоблока в целом.

Сочленение Приамурского геоблока с Охотоморской плитой имеет клавишный облик дислокаций, что связано с разрастанием шельфа за счет рифтогенного погружения блоковых структур суши. Очевидно, что сложный вид берега Охотского моря, осложненного многочисленными заливами, отражает этот преобладающий процесс неотектонического погружения окраины геоблока.

Сихотэ-Алинский геоблок выражен в рельефе одноименной горной системой. По типу неотектонических дислокаций этот структурный элемент является асим-

метричным глыбовым поднятием [4.6] и по структурному положению занимает краевое положение на Амурской плите в зоне её сочленения с Япономорской плитой.

В пределах Сихотэ-Алинского геоблока основная рельефообразующая роль принадлежит разломам северо-восточного простирания ($30-40^\circ$), определяющим продольную ступенчатость и асимметрию поднятия. Вместе с тем здесь хорошо проявляется ортогональная система разломов, имеющих трансрегиональное протяжение и значительную роль в структуре. Так зона меридиональных разломов контролирует положение северного отрезка Татарского пролива и оформляет прибрежную зону геоблока. Другая трансрегиональная зона меридиональных разломов, контролирующая Эворон-Чукчагирскую впадину в Приамурском геоблоке, протягивается в пределы Сихотэ-Алинского, достигая его южного фланга.

В целом Сихотэ-Алинский геоблок сформирован в результате напоздания окраины Амурской плиты на Японскую плиту. Сдвиговые перемещения по северо-восточным разломам свидетельствуют о косом давлении в северо-восточном направлении при формировании глыбового поднятия.

Между Сихотэ-Алинским и Приамурским геоблоками клинообразно располагается погруженный геоблок, значительная часть которого представлена Среднеамурской междугорной впадиной. Среднеамурская впадина в целом тоже характеризуется асимметрией строения – её восточный борт более пологий, чем западный. Западное ограничение впадины определяется зоной разломов Танлу, имеющей генеральное простирание $50-60^\circ$. Восточный борт – оформляют нарушения северо-восточного направления ($30-40^\circ$). Клинообразное замыкание впадины на севере связано именно с ножницеобразным пересечением этих разнонаправленных северо-восточных зон нарушений – Танлу, с одной стороны, и Западно- и Центрально-Сихотэ-Алинских, с другой. С ними связано и формирование Нижнеамурской впадины в результате правосторонних движений по зоне Танлу и левосторонних – по Центрально-Сихотэ-Алинскому сдвигу с продолжением в виде Лимурчанского нарушения в Нижнеамурском блоке.

Чанбайшаньский геоблок орографически выражен одноименной горной системой. По типу неотектонических дислокаций его можно отнести к сводово-глыбовому сооружению [7]. По этому признаку в его пределах выделяются два крупных блока второго порядка – мозаичный северо-восточный и, более массивный, юго-западный. Юго-западный блок имеет асимметричное строение с перекосом вершинной поверхности к западу к впадине Сунляо. В целом Чанбайшаньский геоблок является окраинной структурной единицей Амурской плиты и располагается в плане эшелонировано по отношению к близкому по структуре Сихотэ-Алинскому геоблоку. Их формирование, по-видимому, происходило в одинаковых геодинамических условиях.

Западнее, в зоне сочленения Амурской и Китайской плит, выделяется погруженный геоблок, выраженный в рельефе впадиной Сунляо. Он вытянут в северо-восточном направлении от акватории Желтого моря и торцово сочленяется с Приамурским геоблоком. Впадина Сунляо ограничена с юго-востока зоной разломов Танлу, а с северо-запада зоной аркогенных надвигов Большехехцирского большого сводового поднятия. По структурному положению впадина Сунляо отражает результат надвигания Китайской плиты на Амурскую, приведшего к опусканию окраины

последней. С другой стороны окраина Китайской плиты представлена здесь большим сводовым поднятием. Аналогичная структура – Становой свод – располагается на южном фланге Сибирской плиты [6,7]. Структурное положение Станового свода позволяет считать, что его формирование связано с давлением со стороны Китайской плиты. То есть в зонах взаимодействия континентальных плит формируются сводовые дислокации как результат коробления земной коры. Исходя из неотектонической структуры представляется, что в качестве восточного ограничения Китайской плиты целесообразно рассматривать зону разломов, отделяющую Большехинганскую горную область от погружения Сунляо.

Анализ неотектоники Амурской плиты позволяет отметить наиболее общие существенные черты структуры Восточной Азии. Они заключаются, прежде всего, в том, что на границе взаимодействия континентальных и морских плит формируются асимметричные, наклоненные в сторону континента глыбовые поднятия как результат напоздания континентальных плит на морские.

Вторую закономерность представляют зоны сочленения плит на континенте. Она заключается в формировании в зоне их взаимодействия крупных линейных сводовых поднятий с примыкающими к их фронту межгорными впадинами и линейными горстами.

Третья особенность заключается в том, что Амурская плита, испытывая многостороннее давление континентальных массивных плит, подвержена значительной дифференциации перемещения составляющих её геоблоков. В целом имея западную асимметрию (уклон поверхностей тектоноструктур к западу), геоблоки по разному приспособляются к геодинамическому полю. Перед фронтом надвигающейся Китайской плиты возникают прогибания и впадинные погружения. Через их фундамент давление передается на другие геоблоки, приводящие к складчато-горстовым неотектоническим дислокациям. Между выжатыми геоблоками возникают обширные ареальные погружения типа Среднеамурской и других крупных впадин.

Литература

1. Корчагин Ф.Г., Онухов Ф.С. Современная геодинамика юга Дальнего Востока // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1994. С.81–82.
2. Корчагин Ф.Г., Онухов Ф.С. Проблемы сейсмотектоники Приамурья // Строение и эволюция Востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. С.292–300.
3. Онухов Ф.С., Бормотов В.А., Алексеенко С.Н., Рыбас О.В. Основные черты дизъюнктивной тектоники Восточной Азии: предварительный анализ радарного космоснимка // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С.71–74.
4. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С. Морфотектоника Нижнего Приамурья // Тихоокеан. геология. 2009. №6. С. 81–93
5. Уфимцев Г.Ф., Алексеенко С.Н., Онухов Ф.С., Рыбас О.В. Морфотектоника рифтогенных впадин северо-восточной окраины Амурской литосферной плиты // Тектоника и глубинное строение востока Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С.87–89.
6. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
7. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркут. Гос.ун-та, 2002. 494 с.

Т.А. Пономарева, В.А. Лютоев

**КОРОВЫЕ ВОЛНОВОДЫ И ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ
ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ**

ФГБУН Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар

Определение глубин возможных очагов землетрясений проводилось поэтапно. Первоочередной задачей этого процесса стало обнаружение волноводов в разрезе земной коры Европейского Севера-Востока. Для этого необходимо было по данным ГСЗ [1] подробно рассмотреть характер изменения скоростных и плотностных параметров с глубиной. Следующая задача заключалась в определении оценочных критериев, установленных на основе расчета прочностных и упругих параметров в пределах геолого-тектонических структур высшего и первого порядков на территории исследований, указывающих на возможность формирования очагов землетрясений.

Для выделения коровых волноводов использовались общепринятые критерии, согласно которым низкие значения скоростей сейсмических волн и плотностей рассматриваются как результат особого флюидного режима в процессе формирования каждого конкретного слоя. Путем анализа кинематических и пространственных характеристик глубинных разрезов земной коры, пересекающих надпорядковые структуры и структуры первого порядка Тимано-Североуральского региона, были выделены сейсмоструктурные этажи (ССЭ). Сейсмоструктурные этажи выполнены структурно-вещественными комплексами, характеризующими вертикальную расслоенность континентальной части литосферы [2]: первый этаж (I) соответствует сланцевому комплексу пород, второй (II) – гнейсогранулитовому, состоящему из гранито- и диоритогнейсового подкомплексов (II' и II'') пород, и третий (III) – гранулитометабазитовому комплексу пород.

В разрезе земной коры Канино-Северотиманского мегавала Тиманской гряды во II' ССЭ на глубине 15–21 км присутствуют волноводы со скоростями поперечных волн V_s в интервале 3.90–3.92 км/с. В структурах Печорской синеклизы наблюдаются волноводы с таким же V_s , находящиеся в пределах Печоро-Колвинского прогиба во II' ССЭ на глубине 16.0–25.0 км. В северо-восточном направлении от него отмечается опускание волноводов с несколько повышенными скоростями поперечных волн (3.95–4.01 км/с) до глубины 28.2 км. В разрезе Большеземельского свода во II'' ССЭ на глубине 23–30 км обнаружены волноводы со значениями V_s , равными 3.79–3.85 км/с. По краевым частям Печорской синеклизы нами выявлены области земной коры, в разрезе которых присутствуют два уровня волноводов с разными V_s . Так, в разрезе Припайхойского прогиба первый уровень волноводов со скоростями V_s от 3.65 до 3.75 км/с располагается на глубине 8–14 км и относится к I ССЭ, второй (V_s 4.05–4.75 км/с) находится на глубинах 23–29 км и принадлежит к II'' ССЭ. В строении Пайхойского аллохтона первый уровень волноводов (V_s 3.65–3.71 км/с), обнаруженный на глубине 8–13 км, относится к I ССЭ; второй (V_s 3.65–3.71 км/с), достигающий глубины 19–38 км, относится ко II'' ССЭ. В разрезе земной коры в Косью-Роговском прогибе в породах диорито-гнейсового подкомплекса пород также выявлено два уровня волноводов – на глубинах 20 и 34 км. На севере Урала волноводы установлены в разрезах Восточно-Уральской зоны в са-

мых низах земной коры, т. е. в III ССЭ. Области волноводов с V_s в пределах 3.70–3.75 км/с, имеющие мощность 4–8 км, расположены на глубинах 33–40 км на Полярном и на глубине 35–43 км на Приполярном Урале. Уральская область отличается от сопредельных территорий не только северо-северо-восточной ориентировкой структур, но и глубинным расположением волноводов и пониженным тепловым потоком [4].

Так, в разрезах земной коры на европейском северо-востоке России волноводы, соотносимые со структурами Печорской синеклизы, формируются в верхней части коры, где повсеместно присутствует гранитогнейсовый подкомплекс пород, отмечаются высокие тепловые потоки и повышенные содержания радона и продуктов его распада. Волноводы Урала расположены в гранулит-метабазитовом комплексе в нижней части коры с характерной для нее пониженным тепловым потоком. В разрезах коры «переходной» области (в Предуральском, Припайхойском, Косью-Роговском прогибах) отмечаются два уровня волноводов: «печорских», имеющих тенденцию перемещаться вверх по разрезу, и глубинных – «уральских». В геологических структурах Волго-Уральской антеклизы волноводы нами не обнаружены [4].

Для определения динамических и статических прочностных и упругих параметров горных пород использовались номограммы В. Н. Никитина и формулы В. И. Бондарева [5]. Для каждого ССЭ выбранной геологической структуры были рассчитаны следующие модули упругости: $E_d \rightarrow E_c$ – модули Юнга, n_d – коэффициент Пуассона, G – модуль сдвига, $E_{\text{деф}}$ – модуль общей деформации, $\sigma_{\text{сж}}$ – предел прочности сжатия. Далее с помощью математической операции, известной как пересечение множеств, из ранее полученных прочностных параметров горных пород в пределах одного ССЭ составлялась его единая индивидуальная характеристика. Эта характеристика, одновременно принадлежащая каждому из множеств параметров (сдвиговой, сжимающей и общей прочности), получила название – параметр упругой емкости (Ω – омега). Чем больше этот параметр, тем выше способность накопления упругой энергии в ССЭ, и наоборот. Таким образом, мы исключаем анализ каждого параметра отдельно и рассматриваем только их общую эффективную составляющую – Ω , позволяющую избежать предвзятость характеристик ССЭ, составленных на основе только одного параметра при наличии еще и других, возможно даже противоречивых показателей, которые используются при определении возможных глубин очагов землетрясений. Для закрепления наших выводов воспользуемся авторитетными мнениями ведущих сейсмологов – М. А. Садовского и В. Ф. Писаренко, которые утверждают, что формирование очага землетрясения в блоковой среде земной коры происходит вследствие накопления упругих деформаций в объеме самого блока [6]. Скорость этого накопления зависит от диссипативных особенностей блока: в условиях быстрой его диссипации происходит выброс сейсмической энергии. В большинстве таких случаев этот процесс происходит по границам блоков, имеющим повышенную сеть трещиноватости. Результаты расчетов по параметру Ω позволили обнаружить достаточно хорошо дифференцированную картину изменения упругих свойств горных пород в ССЭ геологических структур. В определении возможной глубины формирования очага землетрясений следует исходить из анализа оценочных критериев, представленных в виде следующих неравенств:

- 1) при $\Omega_{\text{III}} \gg \Omega_{\text{II}} < \Omega_{\text{I}}$ – в кровле III и в подошве I ССЭ;

- 2) при $\Omega_{III} \approx \Omega_{II} > \Omega_I$ - в кровле II ССЭ;
- 3) при $\Omega_{III} < \Omega_{II} > \Omega_I$ - в кровле II ССЭ;
- 4) при $\Omega_{III} << \Omega_{II} >> \Omega_I$ - в подошве и в кровле II ССЭ;
- 5) при $\Omega_{IV} > \Omega_{III} < \Omega_{II} \approx \Omega_I$ - в кровле III ССЭ;
- 6) при $\Omega_{III} > \Omega_{II} >> \Omega_I$ - в кровле III и II ССЭ;
- 7) при $\Omega_{III} > \Omega_{II} > \Omega_I$ - в кровле III и маловероятно во II ССЭ.

В других случаях, по нашему мнению, формирование очагов землетрясений маловероятно.

Перед определением глубин возможных очагов землетрясений нами были выделены зоны инициации, которые не всегда соотносятся с очагами землетрясений. Например, если в разрезе нижний ССЭ обладает большей упругой емкостью по отношению к верхнему, то в нем может накапливаться большая упругая энергия. Накопление происходит в условиях постоянной ее диссипации в окружающее пространство. В связи с этим нижележащий ССЭ постоянно будет передавать свою избыточную энергию в вышележащий ССЭ, обладающий меньшей упругой емкостью, и в нем будет скапливаться избыточная энергия, которая может достичь критического значения прочности горных пород с последующим их разрушением в зоне дислокаций. Если диссипация горных пород высокая, то избыточная энергия в них не накапливается, а с большей скоростью опять передается в окружающее пространство, в частности в верхний ССЭ, и процесс повторяется. Но ожидаемые землетрясения в верхних ССЭ будут существенно слабее. Таким образом, анализ оценочных критериев, приведенных выше, позволяет предположить:

- вероятные глубины очагов землетрясений и их количество;
- энергетический класс возможного землетрясения (чем выше упругая емкость и ниже диссипативная способность горных пород, тем он выше);
- время формирования очага землетрясения (сейсмической брешы), зависящее от величины упругой емкости, диссипативной способности горных пород геологической структуры, скорости накопления упругой деформации, линейного размера будущего очага землетрясения и количества дислокаций на единицу его объема;
- деформационную активность в зонах асейсмичных разломов (в условиях отсутствия волноводов в ССЭ перенос энергии на поверхность проявляется в виде усиления).

На основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных были выделены четыре типа сейсмогенерирующих зон. Каждая из этих зон с учетом сейсмологических, геологических и геофизических данных была охарактеризована предельно возможными параметрами: магнитудой (М), протяженностью (L), глубиной очага (Н), шириной плейстосейстовых зон с учетом приращенной балльности.

К первому типу (I-1) отнесены зоны, в которых были инструментально зарегистрированы землетрясения интенсивностью от 6 до 7 баллов или по которым имеются исторические сведения. Ко второму типу (I-2) принадлежат зоны, подобные зонам I-1 по сейсмогеологическому строению, но с отсутствием землетрясений. Третий тип (II-1) включает зоны с землетрясениями в пределах 5-6 баллов с имеющейся сейсмологической информацией, четвертый тип зон (II-2) подобен третьему по сейсмогеологическому строению, но сведения о сейсмических событиях отсутствуют.

Литература

1. Булин Н. К., Егоркин А. В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
2. Запорожцева И. В., Пыстин А. М. Строение дофанерозойской литосферы европейского северо-востока России. СПб.: Наука, 1994. 112 с.
3. Лютое В.А., Пономарева Т.А. Геолого-геофизическая основа сейсмического районирования европейского Северо-Востока России // Вестник Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 12. С. 7–12.
4. Пономарева Т.А., Шуктомова И.И. Взаимосвязи теплового потока и естественных радионуклидов с глубинным строением Тимано-Североуральского региона // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2012. № 3(11). С. 68–75.
5. Савич А. И., Яценко З. Г. Исследования упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М.: Недра, 1979. 214 с.
6. Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

В.В. Пупатенко

**СОПОСТАВЛЕНИЕ ВОЛНОВЫХ ФОРМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТОХОКУ,
ПОЛУЧЕННЫХ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ И ГЕОДЕЗИЧЕСКИМ МЕТОДАМИ**

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

Создание систем спутниковой навигации открыло широкие перспективы для их использования в различных сферах. Одним из приложений спутниковой навигации является GPS-сейсмология – использование высокочастотных записей GPS в сейсмологии.

В основе GPS-сейсмологии лежит отсутствие влияния землетрясений на положение спутников, вследствие чего GPS приемник может использоваться как сейсмометр, фиксирующий изменение положения антенны. Проведенные стендовые эксперименты показали принципиальную возможность получения записей смещений и очень хорошую согласованность их с интегрированными записями велосиметров и акселерометров [1]. Были получены GPS записи различных землетрясений, иногда сопоставленные с записями близко расположенных сейсмометров [2, 3].

В настоящее время системы спутниковой навигации широко используются для определения сейсмического момента и смещений [4]. С помощью GPS можно определять смещения большой величины на любом удалении от эпицентра, в то время как велосиметры широкополосных сейсмостанций перегружаются при сильном сигнале, а акселерометры требуют двойного интегрирования, искажающего значения смещений.

В рамках выполнения целевой комплексной программы научных исследований ДВО РАН «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России» (2009–2013 гг.) была организована сеть геодезических и сейсмологических наблюдений ДВО РАН, включающая, в т.ч. сейсмостанции, совмещенные с GPS приемниками. Пункты наблюдений оснащены базовыми станциями GPS/ГЛОНАСС Trimble NetR5, а также широкополосными сейсмометрами REF TEK 151-120 с цифровыми регистраторами REF TEK 130-01 или широкополосными сейсмометрами STS-2 с цифровыми регистраторами Datamark LS-7000XT.

Помимо решения задач геодинамики и уплотнения сейсмической сети на Дальнем Востоке, сеть наблюдений ДВО РАН может использоваться в GPS-сейсмологии.

Задача данной работы – сопоставить в разных частотных диапазонах волновые формы землетрясения Тохоку ($M_w = 9.1$, 11.03.2011, Япония), полученные сейсмологическим и геодезическим методами.

Выбор частотного диапазона связан с двумя ограничениями. Во-первых, частота дискретизации GPS-приемников равна 1 Гц, поэтому (для регистрации с погрешностью не более 10 %) частотный диапазон сверху необходимо ограничить частотой 0.1 Гц. Во-вторых, амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) сейсмометров STS-2 и REF TEK 151-120, идентичные на частотах ниже 1 Гц. При коэффициенте затухания 0.707 и собственном периоде колебаний в 120 с, на частотах ниже 1/120 Гц наблюдается затухание сигнала величиной 12 дБ на октаву.

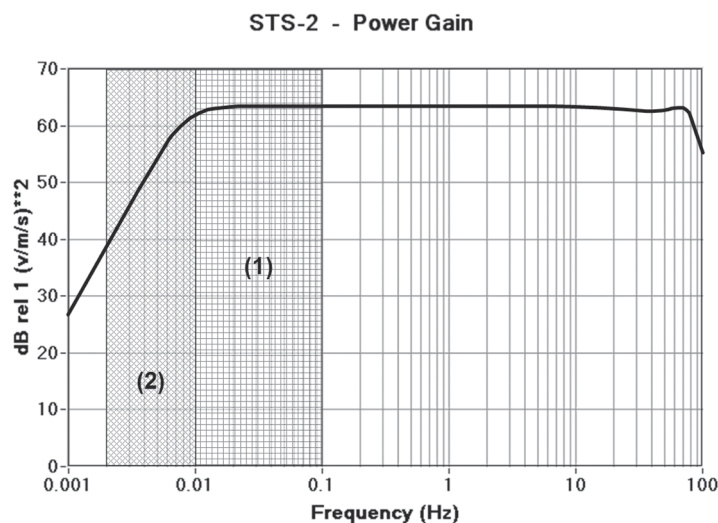


Рис. 1. Амплитудно-частотная характеристика сейсмометра STS-2. (1) – частотный диапазон 0.01–0.1 Гц, одинаково регистрируемый сейсмометрами и GPS приемником; (2) – частотный диапазон 0.002–0.01 Гц, регистрируемый сейсмометрами и GPS приемником неодинаково.

Таким образом, в диапазоне частот от 0.01 до 0.1 Гц может наблюдаться идентичность записи указанными сейсмометрами и GPS приемником. В диапазоне частот от 0.002 до 0.01 Гц сигнал записывается и сейсмометрами и GPS приемником, но сейсмометры имеют наклонную АЧХ (рис. 1).

Для сопоставления были выбраны три частотных диапазона: первый – от 0.01 до 0.1 Гц; второй – от 0.004 до 0.1 Гц; третий – от 0.002 до 0.1 Гц.

Общая для всех диапазонов методика обработки включала вычитание постоянной составляющей и интегрирование сейсмической записи. Затем к обоим видам данных применялся фильтр низких частот с граничной частотой 0.1 Гц. Для получения первого частотного диапазона к GPS записи применялся фильтр высоких частот с граничной частотой 0.0083 Гц. Для получения остальных диапазонов к сейсмической записи применялся фильтр с АЧХ, обратной АЧХ сейсмометров, после чего к обоим видам данных применялся фильтр высоких частот с граничной частотой соответственно 0.004 и 0.002 Гц.

Сопоставление было выполнено для трех пунктов наблюдений: Ванино (REF TEK 151-120, 49.091°N, 140.255°E), Хабаровск (STS-2, 48.473°N, 135.051°E) и Горнотаёжное (STS-2, 43.698°N, 132.166°E). Несмотря на большое расстояние от эпицентра (около 1200 км), записи сейсмометров REF TEK 151-120 содержат перегруз горизонтальных каналов. Тем не менее, эти записи были использованы после приблизительного восстановления отсутствующего сигнала вручную. Сейсмометры STS-2 имеют меньшую чувствительность и их записи перегруза не содержат.

На рис. 2 показаны результаты сопоставления волновых форм землетрясения Тохоку, полученных сейсмическим и геодезическим методами в пунктах Ванино и Хабаровск в частотном диапазоне от 0.004 до 0.1 Гц. Именно этот диапазон был выбран как оптимальный. Диапазон от 0.01 до 0.1 Гц исключает значительную часть спектра сейсмических волн, возбуждаемых землетрясением. Диапазон от 0.002 до 0.1 Гц содер-

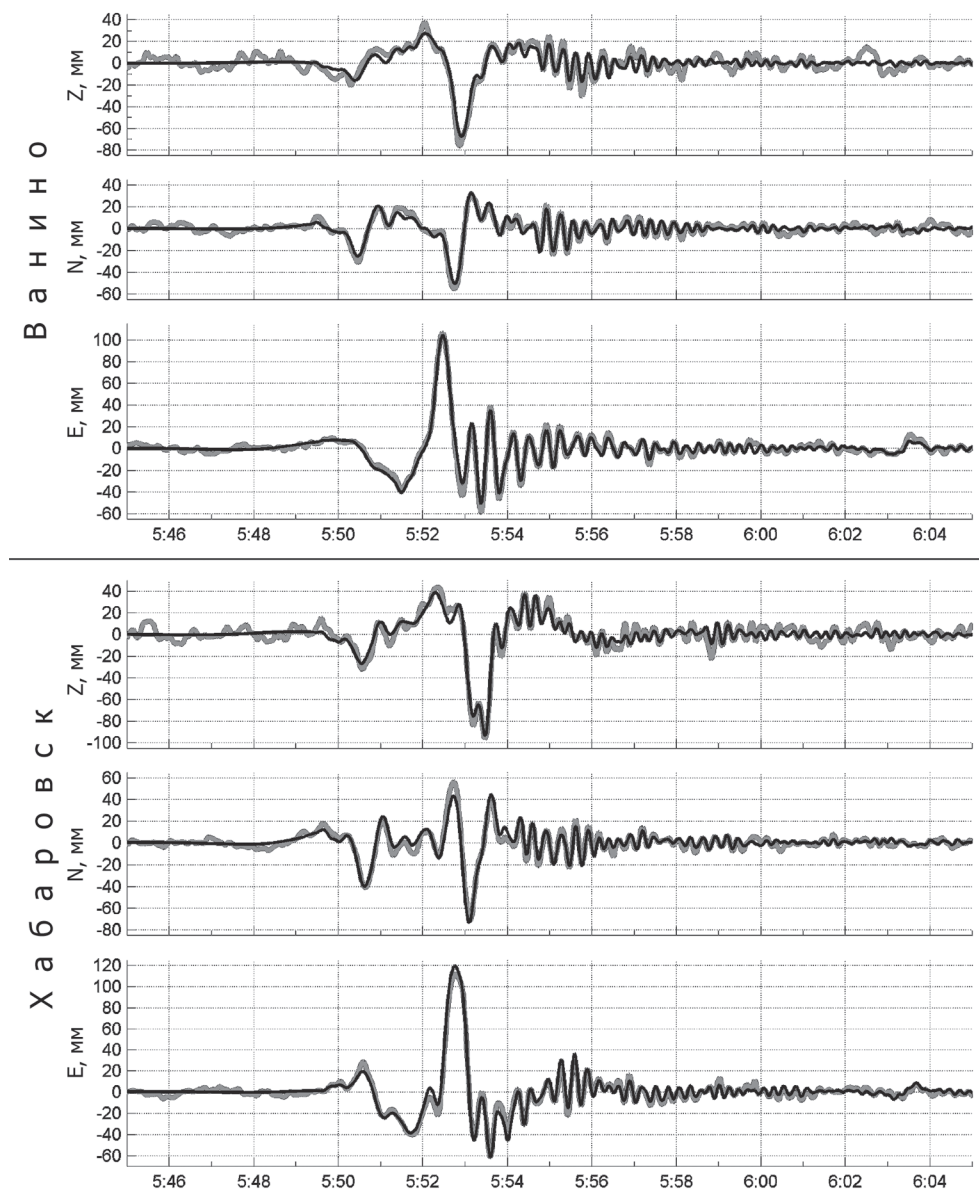


Рис. 2. Наложение волновых форм землетрясения Тохоку, полученных сейсмическим (чёрная линия) и геодезическим методами (более толстая серая линия). По горизонтальной оси отмечено время, UTC, по вертикальной – смещение в мм. Z – вертикальная компонента, N – северная, E – восточная. Вертикальный масштаб одинаковый.

жит полный спектр частот сейсмических волн, но в нём совпадение волновых форм и амплитуд колебаний значительно ухудшается. Использование диапазона от 0.004 до 0.1 Гц, исключая лишь небольшую часть спектра сейсмических волн, сохраняет высокую степень идентичности волновых форм, полученных различными методами.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Обработанные по описанной выше методике волновые формы землетрясения Тохоку, полученные сейсмическим и геодезическим методами, хорошо согласуются друг с другом. Амплитуды и фазы колебаний в диапазоне частот от 0.004 до 0.1 Гц практически совпадают, их различие не превышает ошибку определения положения GPS приемника. Это может служить основанием широкого применения GPS в сейсмологии и дальнейшей работы по изучению совместного использования GPS и сейсмических данных.

2. Перегруз сейсмометров REF ТЕК 151-120 не привел к заметному понижению точности регистрации колебаний. Представляется возможным интегрирование записей, содержащих перегруз, после его частичного исправления. Этот процесс легко поддается алгоритмизации и его можно автоматизировать.

Автор благодарен В.А. Бормотову за постановку задачи и помощь в работе, Н.В. Шестакову за предоставленную кинематическую обработку GPS измерений.

Работа выполнена в рамках целевой комплексной программы научных исследований ДВО РАН "Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России" (2009-2013 гг.) и при поддержке гранта ДВО РАН (проект 13-III-B-08-001).

Литература

1. Ge L., Han S., Rizos C., Ishikawa Y., Hoshiba M., Yoshida Y., Izawa M., Hashimoto N., Himori S. GPS seismometers with up to 20-Hz sampling rate // *Earth Planets Space*. 2000. V. 52, N. 10. P. 881–884.
2. Larson K. GPS seismology // *J Geod.* 2009. V. 83. P.227–233.
3. Larson, K., P. Bodin, J. Gomberg. Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake // *Science*. 2003. V. 300. P.1421–1424.
4. Yue H., T. Lay. Inversion of high-rate (1 sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.1) // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L00G09.

М.В. Родкин^{1,2}, М.Ю. Андреева²

**СЕЙСМОТЕКТОНИКА ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ОБЛАСТИ ГЛУБОКОВОДНЫХ
ЖЕЛОБОВ**

¹ *ФГБУН Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
г. Москва*

² *ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Основная и наиболее опасная сейсмичность связана с активными переходными зонами океан-континент. При исследовании таких зон основное внимание традиционно уделяется изучению сейсмического режима зон субдукции и островодужной области. Сейсмической активности же океанической области, примыкающей к глубоководному желобу со стороны океана, уделяется несравненно меньше внимания. Иногда даже полагают асейсмичность всей этой области. Однако, известно, что иногда и в этой области могут происходить сильные землетрясения. В частности, второе Симуширское землетрясение (13.01.2007 г., $M_w = 8.0$) произошло именно на океанической стороне, за глубоководным желобом. Соответствующий участок вдоль глубоководного желоба выделяется аномально большим числом землетрясений по сравнению с соседними сегментами, многие из которых смотрятся как практически асейсмичные. Такая ситуация видимо указывает, что аналогичные случаи сильной сейсмичности могут (пусть и относительно редко) наблюдаться вдоль всего желоба с океанической его стороны. При обсуждении вопроса о сейсмичности океанической стороны глубоководного желоба следует также иметь в виду, что сейсмичность зоны Беньофа вряд ли может быть полностью понята без анализа свойств пододвигаемой океанической плиты. А такие свойства в значительной степени и задаются и выявляются процессами, происходящими с плитой до ее погружения в зону субдукции. К таким процессам, в первую очередь, относятся упругий изгиб погружающейся плиты в области передового вала, позволяющий оценить ее эффективную упругую мощность и процессы трещинообразования и серпентинизации, предположительно протекающие в плите в связи с таким изгибом. Представляет интерес также внутреннее строение плиты, характер ее слоистости, состав и реологические свойства. Все это должно в значительной степени определять и характер сейсмичности в зонах Беньофа.

Для изучения была выбрана часть континентальной (от оси желоба – до 50 км) и океаническая сторона Курило-Камчатского и Идзу-Бонинского глубоководных желобов. Были созданы каталоги землетрясений для первого желоба за период 1939–2010 гг. [3, 7] и с 1973 по 2012 гг. ($m_b \geq 3.2$) для второго [7, 8], а также каталоги механизмов землетрясений для Курильской части желоба за период 1939–2010 гг. [4, 6, 8] и для Японского участка с 1977 по 2010 гг. [8]. Фокальные механизмы землетрясений были построены нами на сетке Вульфа за ранний временной интервал (1939–1964 гг.) по данным из [2].

Мы исследовали характер сейсмичности вдоль океанической стороны Курильского и Японского глубоководных желобов, и характер сейсмичности вдоль желоба ожидаемо оказался довольно единообразным. На океанической стороне – в области предварающего вала – устойчиво наблюдается горизонтальное растяжение поперек желоба. В непосредственной окрестности желоба (на расстоянии всего 10–

20 км от оси желоба) режим напряженного состояния меняется. И в самом желобе и на континентальной его стороне начинает доминировать сжатие поперек желоба (с наклоном оси сжатия в сторону океана), при этом растягивающие напряжения направлены вниз, примерно по падению плиты. Обращает на себя внимание резкость изменения характера напряженного состояния, которое меняется на расстоянии около 10 км. Представленные данные убедительно подкрепляют ранее уже полученные результаты о превалировании в области глубоководного желоба растягивающих напряжений.

Сейсмичность по глубине в океаническом сегменте переходной зоны распределена существенно неравномерно (рис. 1), наблюдается концентрация очагов в интервалах глубин 10–15 км и 30–45 км. Локализация сейсмичности в определенных интервалах глубин представляется согласующейся с данными по внутреннему строению океанической плиты. Так согласно данных профильных сейсмических исследований [5] на глубинах 12–15 км выделялась сейсмическая граница, которая трактовалась как зона «срыва». Есть основания полагать существование неоднородности строения океанической плиты и в области 30–50 км. По результатам спектрального анализа батиметрических данных выделяется характерный размер неоднородности, который может быть связан с наличием неоднородности глубинного строения в интервале глубин около 30–50 км.

Обращает на себя также внимание, что сейсмичность в океанической части плиты под областью развития передового вала прослеживается до довольно больших глубин – около 100 км. Природа этих землетрясений, довольно редких и обычно несильных не вполне понятна. Ожидаемое в верхней части океанической плиты проникновение морских вод по трещинам с образованием серпентинитов на глубинах более 40–50 км, ниже нижней границы двойной сейсмофокальной зоны, пред-

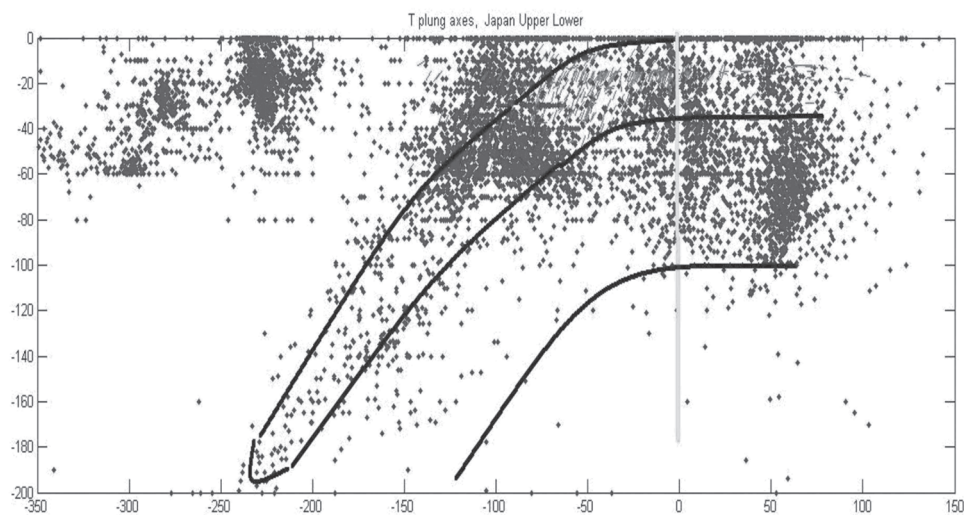


Рис. 1. Сеймотектоническая схема. С целью удобства представления сейсмичности островодужной стороны сейсмоактивной области сильно прорежена. Показано предположительное положение нижней границы погружающейся плиты и двойной сейсмофокальной зоны в верхней части погружающейся плиты.

ставляется маловероятным. Сейсмичность в океаническом блоке наблюдается, однако, и существенно глубже.

Выводы: Океаническая сторона глубоководных желобов имеет сильный сейсмический потенциал с длительными периодами сейсмического затишья. Общий характер расположения сейсмических очагов и характер распределения напряжений, по-видимому, связаны с изгибающейся плитой.

Литература

1. Аверьянова В.Н. Глубинная сеймотектоника островных дуг (северо-запад Тихого океана). М.: Наука, 1975. 220 с.
2. Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 192 с.
3. Андреева М.Ю., Ким Ч.У. Землетрясения Курило-Камчатского региона (1737–2009 гг.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2012. 384 с.
4. Каталог механизмов очагов сильных ($M \geq 6.0$) землетрясений Курило-Охотского региона 1964–2009 гг. / Л.Н. Поплавская, М.И. Рудик, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов. Владивосток: Дальнаука, 2011. 131 с.
5. Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов северо-западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.
6. Рудик М.И., Поплавская Л.Н. Каталог механизмов очагов Курило-Охотских землетрясений с $M \leq 6.0$ 1975–1982 гг. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 1988. 248 с.
7. International Seismological Center. <http://www.isc.uk>.
8. NEIC, National Earthquake Informational Center. <http://neic.usgs.gov>.

С.П. Серебренников, В.И. Джурик, А.Ю. Ескин, Л.А. Усынин

**ОСОБЕННОСТИ РАЙОНИРОВАНИЯ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ
ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ СТРОИТЕЛЬСТВА, РАСПОЛОЖЕННЫХ В
РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В представляемой работе представлены результаты изучения сейсмичности в различных климатических зонах Сибири и Дальнего Востока. Исследования позволили получить данные об особенностях проявления верхнего слоя земной коры в широком диапазоне температур в естественном залегании и провести сравнительный анализ их поведения при землетрясениях.

На первом этапе исследований изучены сейсмические свойства наиболее распространенных грунтовых комплексов, полученных при исследовании оснований различных сооружений инфраструктуры рассматриваемых регионов. Они обобщаются для преобладающих типов грунтов по их составу и состоянию в виде гистограмм, наиболее вероятных значений и интервалов их изменений для определенных уровней значимости. Обоснованы эталонные значения сейсмических параметров, за эталон при расчетах приняты грунты 1 категории (относительно сохранные скальные породы со значениями скоростей продольных волн равных 3000 м/с и объемной массой 2.5 г/см³). Согласно нормативным документам принятое значение близко к максимуму их распределений для скальных грунтов и в среднем в 3–5 раз превышает наиболее вероятные значения скоростей для талых неводонасыщенных рыхлых пород. Они в большинстве случаев, принимаются за средние грунты, к которым относится исходная сейсмичность районов строящихся и проектируемых объектов.

Комплексный анализ исходных геолого-геофизических и сейсмологических данных, полученных в результате обработки фондовых и опубликованных материалов, позволяет уточнить уровень сейсмической опасности для конкретных территорий и выявить основные параметры вероятных сильных землетрясений соответствующих исходной сейсмичности районов исследований.

Обобщены также и данные регистрации близких землетрясений, для преобладающих разновидностей грунтов в виде средних частотных характеристик и гистограмм распределения приращений балльности для различных типов грунтов. Они служат основой для проведения расчетов сейсмических воздействий на основания различных типов промышленных и гражданских объектов.

В связи с этим и для количественной оценки влияния приповерхностной части земной коры на исходные сейсмические сигналы проведены теоретические расчеты акселерограмм, спектров ускорений и расчетных собственных частотных характеристик. Для проведения необходимых расчетов выбран метод тонкослоистых сред [1]. Решается двумерная задача для плоской объемной волны, падающей под различными углами на подошву нижнего слоя. В расчетном алгоритме используется линейная теория упругости, моделирующая слабые сейсмические воздействия. Прямое применение результатов расчета справедливо при сравнительно слабой исходной сейсмичности (до 7 баллов, однако по расчетным максимальным ускорениям, превышающим 7-ми балльные сотрясения, возможно прогнозировать остаточные деформации с определенной достоверностью).

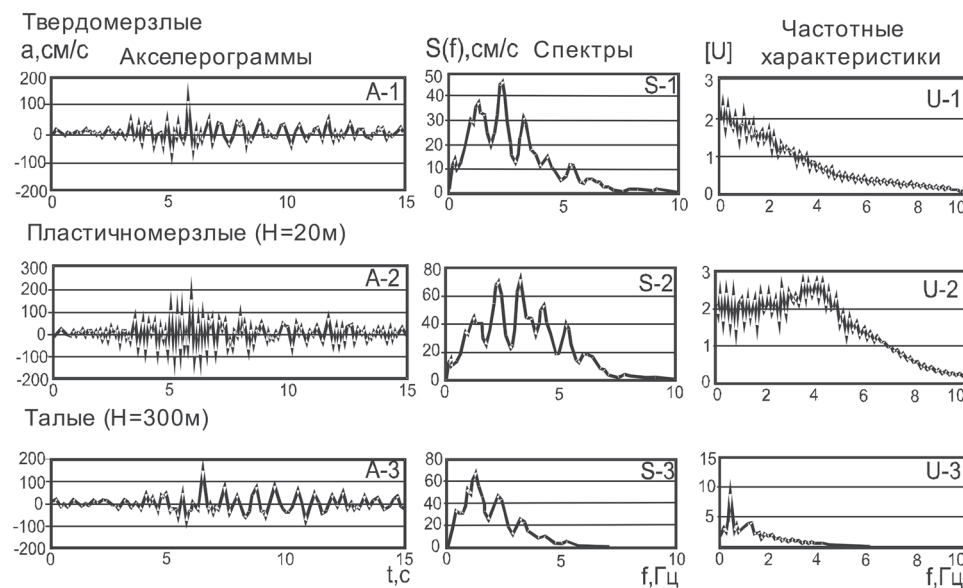


Рис. 1. Вероятные расчетные сейсмические характеристики при одинаковых сейсмических воздействиях на основания грунтовых моделей в переходной зоне от мерзлых грунтов к талым.

Путем построения набора моделей, реализации теоретических расчетов изучена в первом приближении динамика сейсмической опасности отдельных территорий регионов расположенных в зонах сплошной и островной мерзлоты (рис. 1). При изучении использовались макросейсмические сведения по сильным землетрясениям, данные комплекса инструментальных измерений и теоретические расчеты с использованием исходного сигнала, соответствующих землетрясениям регионов в целом.

В связи с решением поставленной задачи, построены три сейсмические модели до глубин возникновения землетрясений. Они характеризуются изменением с глубиной акустических жесткостей, продольных и поперечных волн и декрементов их затухания. Модели соответствуют геологическим разрезам северо-восточной части БСЗ, северным районам Дальнего Востока (мерзлые грунты) и средним, южным районам Восточной Сибири и Дальнего Востока.

В результате получен набор параметров, характеризующих изменение сейсмического риска при одинаковых сейсмических воздействиях, для относительно северных и южных территорий Сибири и Дальнего Востока (или для различных их климатических зон). Где представляется, что переход от северных к южным районам регионов или деградация мерзлоты малой мощности приводят к усилению влияния приповерхностных неоднородностей, которые становятся значительными (сравнимыми с глубинными) на частотах сейсмических колебаний больше 3 Гц.

В региональном плане первая модель построена для северных районов региона, охваченных мерзлотой. В ее пределах в самой верхней зоне разреза скорости сейсмических волн имеют высокие значения равные 3.2–3.6 км/с – для продольных и 1.6–1.9 км/с – для поперечных волн. На первых десятках метров они быстро возра-

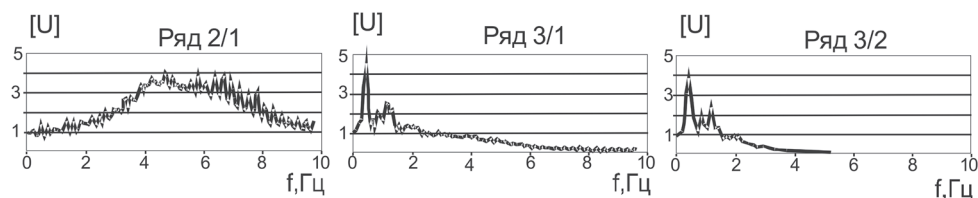


Рис.2. Относительные частотные характеристики верхних пачек слоев земной коры

стают до 4.8 и 2.8 км/с, соответственно. До глубины 18 км разрез представлен шестью слоями со значениями $V_p = 5.8; 6.0; 6.2; 6.4; 7$ и 7.6 км/с.

Вторая модель соответствует грунтам в переходной зоне от мерзлых грунтов к талым и она представляется максимально до 11 слоев. В рыхлых неводонасыщенных грунтах средняя скорость Р-волн в верхнем 10-ти метровом слое равна 0.8 км/с, а $V_s = 0.36$ км/с. На участках выхода коренных пород на поверхность скорость продольных волн в слое мощностью 70 метров увеличивается от 2.6 до 4.8 км/с, а V_s – от 1.3 до 2.9 км/с. Ниже, до 18 км, распределение скоростей с глубиной соответствует предыдущей сейсмической модели. Как правило эта модель соответствует предгорным районам.

В качестве исходного сигнала была сформирована акселерограмма для горизонтальной компоненты по методике изложенной в работах [1, 2, 3, 4] с относительно широкополосным спектром, соответствующим сильным землетрясениям регионов. Продолжительность сигнала составила 20 с, максимум спектра приходится на 1–2 Гц, ширина спектра, на уровне 0.5 от максимума, лежит в интервале 0.7–5.5 Гц. По отмеченным параметрам, частотному и амплитудному составу такой сигнал может соответствовать большому числу возможных сильных землетрясений исследуемого региона.

Для оценки и разделения степени влияния, глубинных и приповерхностных неоднородностей, на исходный сигнал использовались частотные характеристики (рис. 2). Суммарное влияние для построенных моделей найдено путем деления акселерограммы. Они показывают, что модель, представленная сверху мерзлыми и плотными грунтами, увеличивает длиннопериодные колебания на частотах меньше 2–3 Гц. С увеличением частоты наблюдается быстрый спад кривой а для талых грунтов происходит заметное увеличение (в 2–3 раза) интенсивности исходных колебаний на частоте от 2 до 5 Гц. Поэтому величины отношений этих кривых будут иметь максимум равный 3.2 на низких частотах (близких к 1 Гц) и 5.4 на частотах близких к 2 Гц. Это свидетельствует о том, что степень влияния приповерхностных неоднородностей на величину изменений амплитудного и частотного состава колебаний исходного сигнала при переходе от территорий с твердомерзлыми грунтами к территориям распространения островной мерзлоты и далее к талым грунтам возрастает, что подтверждается, распределением изосейст сильных землетрясений регионов.

Литература

1. Джурик В.И., Дреннов А.Д., Басов А.Д. Прогноз сейсмических воздействий в условиях криолитозоны. Н.: Наука, 2000. 272 с.

2. Джурик В.И., Серебrenников С.П., Юшкин В.И. и др. Методика комплексных исследований сейсмогрунтовых условий строительства нефтепровода на севере оз. Байкал. Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2005. № 5. С. 16–20
3. Джурик В.И., Серебrenников С.П., Дреннов А.Ф., Усынин Л.А. Методика районирования параметров сейсмической опасности линейных сооружений по сейсмогрунтовым моделям. Криосфера Земли. 2008. Т. XII, № 4. с. 66–76
4. Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебrenников С.П., Дреннова Н.Н. Влияние верхней зоны разреза на амплитудно-частотный состав сейсмического сигнала на примере сейсмических станций Прибайкалья и Забайкалья. // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 2. С. 48–58

М.А. Серов, В.С. Жижерин

СОВРЕМЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Современная геодинамика и сейсмичность Верхнего Приамурья в значительной мере определяются взаимодействием Евразийской и Амурской литосферных плит, границы которых представляют собой транзитные зоны, состоящие из блоков, ограниченных сейсмоактивными разломами. Кинематические подвижки на границах указанных плит обусловили формирование разломно-блоковых структур. На их границах наблюдается высокая концентрация напряжений земной коры, приводящая к нарушению устойчивости геологической среды и деформациям в межблоковой среде, которые нередко выступают основным фактором при формировании очагов землетрясений различной магнитуды.

Геодезические наблюдения за современными движениями тектонических блоков земной коры на территории Верхнего Приамурья были начаты совместно с ИЗК СО РАН в 2001 году [1]. Первые наблюдения были проведены по профилю от г. Благовещенска до ст. Известковой, Еврейская АО, включающего 5 реперных и 1 стационарный пункт наблюдений. В 2007 году сотрудниками ИГиП ДВО РАН организован северный геодинамический полигон, который проходит от п. Ерофей-Павлович до г. Зея, от п. Магдагачи до п. Нагорный и насчитывает 14 реперных и 3 стационарных пункта наблюдений [2].

Северный полигон охватывает территорию от 122 до 128 меридиана и от 52 до 56 параллели. Данная сеть наблюдений позволяет изучить взаимодействие структур Селенга-Станового и Монголо-Охотского орогенных поясов и Аргуно-Мамынского массива Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Многолетние наблюдения за горизонтальными движениями блоков относительно Амурской литосферной плиты показывают наличие смещения большинства из них в ЮЗ направлении. Полученные результаты подтверждаются смещениями пунктов в том же направлении со средней скоростью 11 мм/год. Левостороннее направление движения совпадает с типом основных разломных нарушений региона и может свидетельствовать о продолжающихся горизонтальных перемещениях вдоль западного фланга Южно-Тукурингского разлома.

На основе геодезических и сейсмологических данных установлено, что блоки, заключенные между Становой и Монголо-Охотской системами разломов, движутся преимущественно в ЮЗ направлении относительно предполагаемой Амурской литосферной плиты. Преобладающее левостороннее направление движения совпадает с типом основных разломных нарушений региона и может служить подтверждением существования транзитивной зоны сейсмоактивных структур, северная граница которой проходит по Олекмо-Становой сейсмическому поясу, а южная Монголо-Охотскому разлому [3].

Современные деформации земной поверхности, по своей природе, представляют собой трехмерное явление. Однако с давних пор и до настоящего времени наиболее распространен следующий подход определения деформаций: геодезические данные обрабатываются методом конечных элементов, использующим в качестве исходных данных горизонтальные треугольники, деформация в которых явля-

ется однородной. Такое описание является очень грубым приближением реальных деформаций в горных породах, которые всегда происходят в сложной обстановке. В. Белоусов в работе [4] выделил главные особенности такой обстановки, среди которых основная роль отводится неоднородности среды как в структурном плане, связанном с зернистостью и слоистостью горных пород, так и в неоднородности распределения «... деформационных свойств материала и его плотности».

Математическое описание происходящих на земной поверхности смещений обычно представляется в векторной форме в виде двумерного поля скоростей. Такое описание не является инвариантным, т.к. при смене начала системы отсчета величина и направление векторов изменяются. Но реально существующие связи между определяющими процессами величинами не зависят от выбранного способа описания. Переход от векторного способа описания величин к скалярному позволяет получить инвариантные численные значения (одинаковые во всех системах отсчета) для изучаемых процессов [5]. Для такого перехода воспользуемся тензорным исчислением, а именно первым инвариантом тензора деформации – дивергенцией [6]. В случае земной поверхности имеем двумерную систему, для которой дивергенция может быть найдена как:

$$\text{div } V = dV_x/dx + dV_y/dy$$

Величина $\text{div } V$ характеризует скорость изменения размера площади и дает значения среднегодовых горизонтальных деформаций на изучаемом участке. Величины dV_x/dx и dV_y/dy являются среднегодовыми приращениями деформаций по широте и долготе соответственно. Переход к этим величинам был выполнен через интерполяцию векторов скоростей на равномерную сетку и сглаживание фильтром 0.5×0.5 градуса, далее для каждого узла сетки была вычислена дивергенция.

Такой подход также позволяет учесть фактор унаследованных деформаций, природа которого состоит в том, что деформации в земной коре развивались неоднократно, и каждая последующая активизация деформационных процессов оказывалась наложенной на уже имеющуюся сеть разрывных нарушений. Поэтапное развитие деформационных процессов приводило не только к образованию новых разрывов, но и в случае соответствующей энергетической выгоды, вызывало в ослабленной зоне возобновление смещений по старым разрывам. Что в свою очередь приводило к формированию системы магистральных разрывов, прослеживающихся в глубину на всю мощность земной коры, и выступающих маркерами блоковой делимости для исследуемого региона.

Визуальное отображение распределения дивергенции по площади было получено с помощью пакета научной графики Surfer компании Golden Software (рис. 1), используя метод кригинг интерполяции с линейной вариограммной моделью. Выбор этого метода обусловлен оптимальностью его использования для обработки пространственных данных, которым присущи как структурные, так и случайные свойства [7].

Полученные результаты наблюдений за современными движениями разломно-блоковых структур позволяют утверждать, что районы с максимальными значениями дивергенции пространственно совмещены с зонами повышенной сейсмичности, границами блоков и узлами пересечения разрывных нарушений.

Ось, вдоль которой происходит смещение при деформации сдвига, имеет юго-западное направление. Таким образом, транзитивная зона взаимодействием Евра-

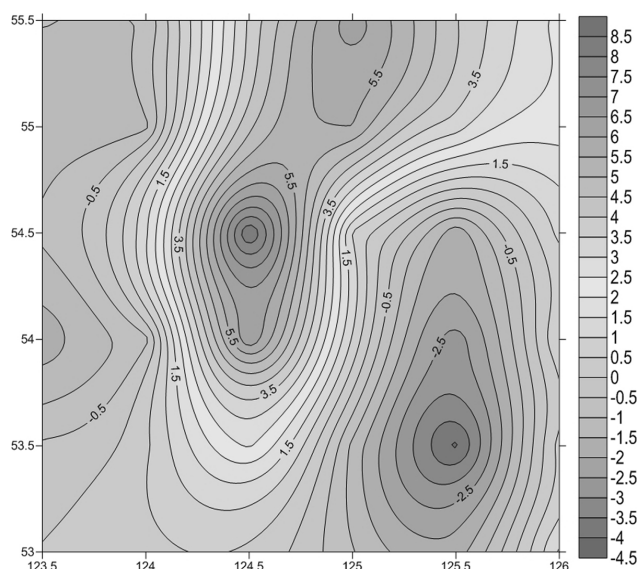


Рис. 1. Схема визуального отображения распределения дивергенции по площади исследуемого региона.

зийской и Амурской литосферных плит испытывает интенсивное сжатие в юго-западном направлении, причем распределение зон концентрации деформаций и направлений осей сжатия указывает на дискретный характер земной коры. По-видимому, движущиеся с разными скоростями блоки, взаимодействуя между собой, меняют положение и деформируются. Полученные результаты подтверждают, что в настоящее время происходит интенсивное субмеридиональное укорочение данной транзитивной зоны, которое в целом согласуется с неотектонической структурой, субширотным простираем хребтов и впадин, сдвиго-сбросовым характером разрывных нарушений и другими особенностями структуры, уточняя, вместе с тем, локальные особенности деформаций земной коры Верхнего Приамурья.

Исследование выполнено при финансовой поддержке: РФФИ в рамках научного проекта 11-05-98577, 13-05-00190, гранта президента РФ МК-1167.2012.5 и Президиума ДВО РАН 13-III-B-08-012.

Литература

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 2. С. 299–311.
2. Быков В.Г., Бормотов В.А., Коковкин А.А. и др. Начало формирования единой сети геодинамических наблюдений ДВО РАН // Вестник ДВО РАН. 2009. № 4. С. 83–93.
3. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
4. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 248 с.
5. Лурье А.И. Теория упругости. М.: Издательство «Наука», 1970. 940 с.
6. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.
7. XiaoBin Chen Present-day horizontal deformation status of continental China and its driving mechanism // Science in China Series D: Earth Sciences. 2007. V. 50, Issue 11. pp. 1663–1673 (doi 10.1007/s11430-007-0108-7).

И.Н. Тихонов, В.Л. Ломтев

МЕЛКОФОКУСНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ОХОТСКОГО МОРЯ И ЕЕ ВОЗМОЖНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Охотские коровые землетрясения на глубинах от 0 до 30–40 км (Ямское 27.11.1851 г., $M = 6.5$; Пьягинское 03.11.1936 г., $M = 5.7$; Западно-Итурупское 07.05.1962 г., $M = 6.7$; 10.07.1965 г., $M = 5.5$; Западно-Симуширское 02.01.1975 г., $M = 6.5$) сопровождалось макросейсмическим эффектом от 6 до 8 баллов по шкале MSK-64 [1, 4, 7, 8, 10]. Иначе говоря, они опасны для нефтегазовой инфраструктуры шельфа СВ Сахалина, а в будущем и других нефтегазоносных шельфов Охотского моря. Глубокофокусные (мантийные) землетрясения локализованы в наклонной фокальной зоне Беньофа, выходящей восточнее Курильских о-вов и из-за заглубления очагов (>100 – 400 км [11]), и не представляют серьезной сейсмической опасности.

С целью изучения коровой сейсмичности Охотского моря в лаборатории сейсмологии ИМГиГ ДВО РАН подготовлены каталог землетрясений с магнитудой ($M \geq 5.0$, $h \leq 60$ км) за период 1735–2010 гг. и инструментальный каталог 356 землетрясений с $M \geq 4.0$ за период 1962–2010 гг. (рис. 1, 2). Несколько десятков из них произошли на побережье Охотского моря. Рассмотрим распределение мелкофокусных землетрясений в плане и по глубине и их возможную тектоническую природу. Исторические и

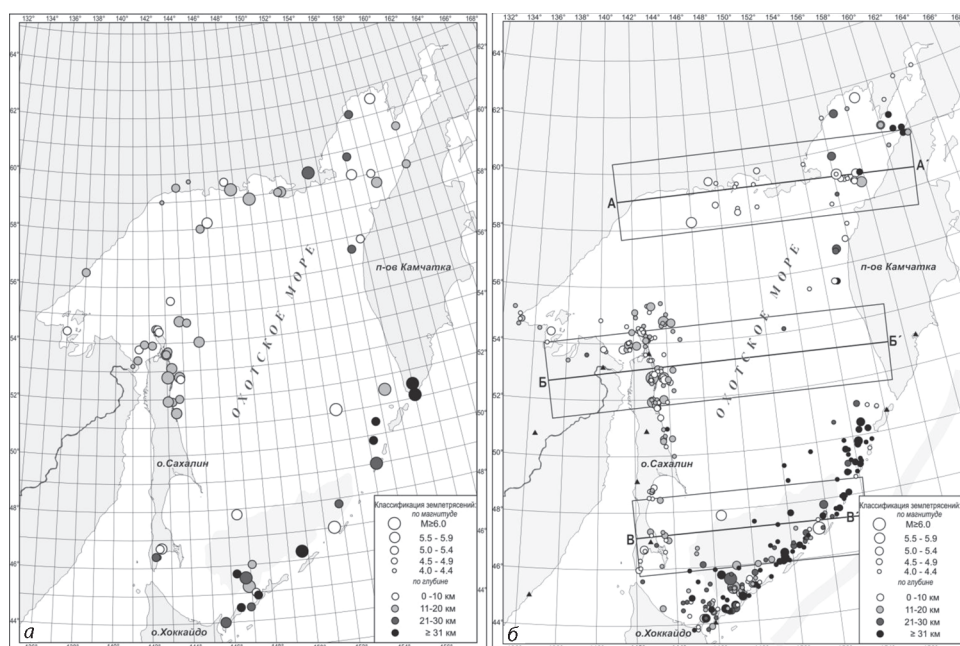


Рис. 1. а – Карта эпицентров коровых ($h \leq 60$ км) землетрясений Охотского моря с $M \geq 5.0$ за период 1735–2010 гг.; б – аналогичная карта землетрясений с $M \geq 4.0$ за 1962–2010 гг. Отрезки прямых А-А', Б-Б', В-В' – осевые линии вертикальных субширотных разрезов сейсмоактивных объемов. Черные треугольники обозначают местоположение сейсмических станций.

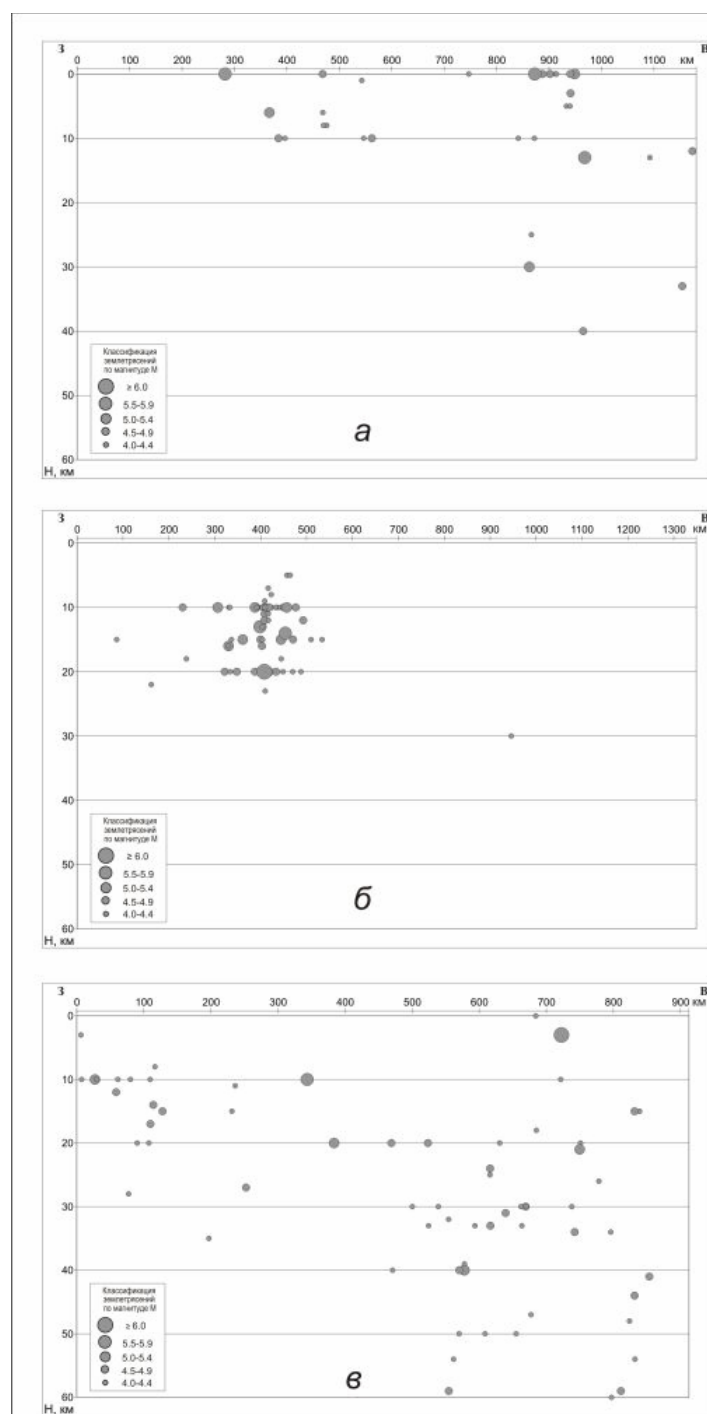


Рис. 2. Вертикальные широтные разрезы сейсмоактивных объемов вдоль линий А-А', Б-Б', В-В' шириной ± 150 км. Их положение см. рис. 1б.

современные землетрясения ($M \geq 5.0$, $h \leq 60$ км) Охотского моря за 1735–2010 гг. локализованы на прикурильской, северосахалинской, примагаданской, включая залив Шелихова, северо- и южнокамчатской подводных окраинах (рис. 1). Центральная часть моря в основном асейсмична (Охотская жесткая глыба или срединный массив в раме кайнозойских складчатых областей).

При сравнении рис. 1, 2 в окраинной мелкофокусной сейсмичности Охотского моря выявляются асейсмичные окна второго порядка: вдоль Среднего и Южного Сахалина, о. Хоккайдо, ЮЗ Камчатки, СЗ Охотского моря и в Курильской (Южно-Охотской) батиальной котловине (зона тыловодужного спрединга [3]). Сопоставляя рис. 1, 2 со схемами Охотской литосферной плиты находим, что ее северо-западная граница вдоль линии Сахалин-Охотск (зона грабенов и горстов [12]) или, как вариант, между пловом Шмидта и Шантарским архипелагом [3, 14]) не опознается (асейсмичная зона). Заметим, что по материалам региональной геофизики в Курильской батиальной котловине не обнаружен спрединговый хребет с осевым рифтом и сопряженной системой линейных магнитных аномалий [12]. Окраинной сейсмичностью Охотское море отличается от Японского, где коровые землетрясения локализованы на подводных окраинах Японо-Сахалинской дуги и прилегающей части Сино-Корейского щита [13].

В коровой (0–55 км) сейсмичности Камчатки [2] выделим асейсмичное окно на юго-западе, сейсмичность залива Шелихова, группирование событий в плане (активные разломы) и широтный тренд усиления сейсмичности к фронту глубинного надвига (сейсмофокальная зона Беньофа), выходящему на тихоокеанском склоне.

Такой тренд, по аналогии с подводной окраиной Японо-Сахалинской островной дуги [5, 13], видимо, связан со сползанием и сдваиванием верхней или всей коры в тылу Курило-Камчатской дуги. Последнее надежно фиксируют региональный надвиг на ее охотской окраине и связанное с ним опускание кровли мелового акустического фундамента на 2 км на региональном профиле МОГТ 1620 ОАО «Дальморнефтегеофизика», следующим через пролив Фриза [12, 15]. В связи с этим мелкофокусная сейсмичность близ Курил в основном заглублена (>21 км), более частая, но умеренная по магнитуде в сравнении с другими окраинами Охотского моря. Вблизи островов небольшой вклад в нее возможно вносят землетрясения встречной сейсмофокальной зоны Тараканова (названа П.Н. Кропоткиным в 1978 г.), если ориентироваться на данные А. Хасагава с коллегами по микроземлетрясениям этой зоны близ вулканического фронта на северо-востоке о. Хонсю (см. [13]). Землетрясения на сахалинской, магаданской и камчатской подводных окраинах в основном приповерхностные, но с магнитудой нередко $\geq 4-5$.

Судя по рис. 1, 2 очевидна разноглубинность мелкофокусной (коровой) сейсмичности Охотского моря: с интервала 0–10 км на магаданском шельфе до 20–30 км на сахалинском и 0–40 км на северо-камчатском (включая залив Шелихова) шельфах. На Сахалине сейсмичность маркирует позднекайнозойский, амагматичный срыв коры к востоку [5]. На его охотской подводной окраине намечаются разноглубинные срывы: 20–25 км на севере и 30–35 км на юге (рис. 1б, 2б).

Несколько десятков мелкофокусных землетрясений произошли на Охотском свode и в Курильской батиальной котловине, как его наиболее погруженной части. Их трактовки в рамках теорий тектоники литосферных плит или фиксизма (сводовой рифтогенез, нормальные сбросы и формирование грабен-горстовой структуры) неочевидны, поскольку неясны причины сейсмоактивности коры (срыв?), мес-

тами только верхней коры (рис. 1, 2а) и асейсмичность подстилающей мантии. В [5] аналогичную ситуацию на Сахалине связали со срывом коры к востоку (см. выше). Мелкофокусная сейсмичность Охотского свода, судя по результатам интерпретации регионального профиля МОГТ 1632 ОАО «Дальморнефтегеофизика» между магаданским шельфом и Северными Курилами, вероятно связана с дивергентным срывом континентальной коры с осью раздвиг в Кольском прогибе [6]. Признаками срыва являются встречная вергентность чешуйчатых надвигов, ограничивающих покровные тектонопары «моноклиальная грядарамповый полуграбен», и инверсия (до 0.5 км/с) скорости в слое трения над границей М (подшва континентальной коры), имеющей региональный пологий наклон под горное обрамление впадины Охотского моря [12].

В контексте предполагаемой гравитационной сейсмоструктуры Охотского свода мощность аллохтонной коры под Курильской батинальной котловиной необходимо принимать в трактовке Е.А. Старшиновой (28 км [12]), т.е. вдвое больше традиционной.

Равнинная морфоструктура шельфа и аваншельфа Охотского моря, судя по данным параметрического и поискового бурения, МОГТ и НСП, связана с кайнозойским угленакоплением, морским седиментогенезом и абразией выступов мезо-палеозойского акустического фундамента высотой свыше 5–10 км [12, 15]. Для изучения сейсмоструктуры и динамики коровой сейсмичности сахалинского, магаданского и западно-камчатского шельфов, включая залив Шелихова, необходимы групповые постановки донных сейсмографов в летнюю навигацию. Важно также прояснить асейсмичность зоны протяженных грабенов и горстов на мелководном северо-западе Охотского моря (Охотско-Шантарский осадочный бассейн), которые со структурами Охотского свода и Северо-Охотского прогиба образуют входящий структурный угол близ Охотска [12, 15].

Литература

1. Андреев Т.А., Кравец И.Ф., Мишин С.В. О сейсмической активности Северо-Востока // Тр. СВКНИИ СО АН СССР. 1967. Вып. 30, С. 159–160.
2. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И. и др. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.
3. Злобин Т.К. Охотская литосферная плита и модель эволюции системы «окраинное море - островная дуга – глубоководный желоб» // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 26–32.
4. Иващенко А.И., Ким Ч.У., Бондаренко Г.А. Сейсмичность поверхностных землетрясений Охотского моря // Сейсмическое районирование шельфа. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 22–37.
5. Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Ч.У. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН. 2007. № 4. С. 64–71.
6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Гуринов М.Г. Новые данные о строении дна Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 3–11.
7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.). М.: Наука, 1977. 535с.
8. Поплавская Л.Н., Иващенко А.И., Оскорбин Л.С. и др. Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005 гг. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. 103 с.
9. Поплавский А.А., Бобков А.О. Статистическое исследование распределения землетрясений по глубине с учетом случайных ошибок ее оценок // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2001. Т. 1. С. 128–141.
10. Соловьев С.Л., Поплавская Л.Н., Зарайский М.П. Западно-Итурупское землетрясение 7–8 мая 1962 г. // Геология и геофизика. 1964. № 7. С. 55–62.

11. Тараканов Р.З. Сейсмичность, глубинное строение и сейсмическая опасность Курило-Охотского региона / Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени д. ф.-м. наук Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2006. 76 с.
12. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В. Веселов, А.Я. Ильев, В.Э. Кононов и др. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
13. Тихонов И.Н., Ломтев В.Л. Мелкофокусная сейсмичность в тылу Японо-Сахалинской дуги и ее тектоническая природа // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Вторая Всероссийская научная конференция: сборник докладов. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН. 2012. С. 34–38.
14. Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.
15. Чуйко Л.С., Куделькин В.В., Карпей Т.И. и др. Комплексные рекогносцировочные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86). Южно-Сахалинск: трест «Дальморнефтегеофизика», 1988. 284 с.

Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В.

**ПРИЛИВНАЯ МОДУЛЯЦИЯ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ (АНАЛИЗ ДАННЫХ ПО
ЮГУ СИБИРИ)**

ФГБУН Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

В работе приводятся результаты приливного анализа банков данных землетрясений по Байкальскому и Алтае-Саянскому региону с помощью специальной программы HiCum. Получена модуляция глубиной 10–20 % сейсмического процесса для событий 7–8 класса на частотах приливных волн S1 и Mf. Анализ данных по Алтае-Саянскому региону также выявил модуляцию на частотах приливных волн. Интересные эффекты получены в зоне Бусингольского землетрясения 1991 г. ($M = 6.5–7.0$). Приводится анализ сейсмологического банка данных по Камчатке.

Исследование связи вариаций приливной силы и сейсмического процесса проводилось разными авторами. Имеются результаты как показывающие корреляцию процессов, так и обратные [1, 2, 3, 4, 5, 6]. Наиболее логичным нам кажется подход, когда для исследования процесса используются большие объемы информации о землетрясениях региона (желательно, все имеющиеся). Очевидно, что в этом случае мы практически исследуем процесс на слабых энергиях, т.к. в банке данных о сейсмических событиях максимальное количество землетрясений – это слабые события. Для анализа данных о землетрясениях применялась специальная программа приливного анализа HiCum. Рассмотрение модуляции общего количества сейсмических событий для Байкальской рифтовой зоны (около 20 000 событий) и Алтае-Саянского региона (около 20 000 событий) и её количественная оценка являются целью этой работы. Рассматриваются также особенности процесса в различных частях рассматриваемых территории и вариации во времени. Анализ существующего банка Камчатки также является предметом исследований.

Методика анализа – программный пакет HiCum&EDAS. Сигналы от систематических движений, такие как земной прилив, крайне малы и любой эффект сложно обнаружить. В более ранних исследованиях спектральный анализ был излюбленным инструментом для обнаружения таких сигналов. В нашем случае, мы знаем периоды разных компонент сигнала с астрономической точностью. Вдобавок, очень длинные серии записей дают нам возможность обнаружить очень слабые сигналы со значительным отношением сигнал-шум. Метод накопления гистограмм [5, 6] был первоначально разработан в Королевской обсерватории в Бельгии. Его целью являлась графическое отображение поведения нелинейностей, записанных с различных датчиков. Для дальнейшего упрощения анализа данных, этот метод был добавлен в программный пакет EDAS [6].

Поводом для создания метода послужили потребности метеорологии, где используется огромное количество данных, полученных за десятилетия наблюдений. Сигнал, который на первый взгляд проявляется как зашумленный, имеет временную базу, разделенную на серии временных периодов постоянной длины. Выбранный временной период рассматривается как имеющий влияние на параметры исследуемого вопроса, например, S1 и S2 для климатических эффектов, M2 для приливных эффектов. Этот временной период, по определению, равен интервалу шириной 2π или 360 градусов. Для каждого периода создается гистограмма размером

до 360 секторов размером в 1 градус (максимум, обычно разбиение от 72 до 120 шагов), и когда результаты с каждого временного периода синхронизированы и сложены, результирующий по среднему эффект синтезирует картину вариаций, в зависимости от выбранной волны (например, M2).

Метод имеет несколько преимуществ перед спектральным анализом в извлечении информации там, где имеется в наличии комплексное взаимодействие многих параметров окружающей среды.

Мы можем убрать из гистограммы вычисленную основную синусоидальную волну и проверить любые нелинейности или гармоники. Есть опция для удаления от 1 до 4 гармоник из основного сигнала, оставляя только нелинейные остатки.

Метод высокочувствителен и способен определять нелинейный гистерезис в необработанных данных, которые на первый взгляд выглядят как белый шум. Высокая точность определения эффектов приливных флуктуаций из слабых сигналов необработанных данных (например, записанных с гравиметра), появилась потому, что для анализа использовались записи за годы измерений, а результат осреднения дает картину вариаций. Точность метода была проверена на данных, сгенерированных компьютером. Остановимся на теории метода.

Теорема Фурье состоит в том, что любая периодическая функция может быть выражена как сумма синусоидальных волн.

$$F(x) = \sum (a \cdot \cos rx + b \cdot \sin rx) + 1/2 c, \quad (1)$$

где r – интегральные значения и a , b , c – константы.

Этот подход может быть использован как метод для определения гармонических компонент из комплекса периодических функций. Равенство (1) неизменно при замене x на $x+2\pi$ и отобразит периодическую функцию по x за период 2π . Следовательно, в обсуждаемых сериях этого типа достаточно рассматривать любые интервалы шириной 2π или 360 градусов.

Таким образом, если мы имеем сигнал, который варьируется по временному периоду, и мы можем определить частоту $\omega/2\pi$, затем принять, что интервал 2π (или 360°) и равенство (1) дает:

$$F(x) = \sum (a \cdot \cos \omega t + b \cdot \sin \omega t) + 1/2 c, \quad (2)$$

где t – мгновенное время. Если частота ω известна, то могут быть найдены разные гармоники системы.

Метод HiCum был разработан для анализа данных, подобных приливным эффектам (например полусуточная волна M2), где временной период точно известен. Он имеет ряд преимуществ перед спектральным анализом в извлечении информации там, где есть комплекс взаимодействий в многих параметрах окружающей среды. Используя метод HiCum, определяются параметры основных синусоидальных волн, их гармоники и любые нелинейности из слабого исходного сигнала и при высоком уровне шума.

Приливный анализ банка данных по сейсмическим событиям для Алтае-Саянского и Байкальского регионов (1970–1993 гг.) позволил выделить параметр модуляции сейсмического процесса приливной силой (до 30 %). Эффект проявляется на слабых энергиях (класса 6 ÷ 8) в зонах будущего сильного землетрясения с форшоковой активностью за несколько лет до события. Физическая модель (Гольдин и др., 2008) основана на теории трещинообразования, с использованием параметров – напряжение и скорость деформации. Эффект проиллюстрирован на примере Бу-

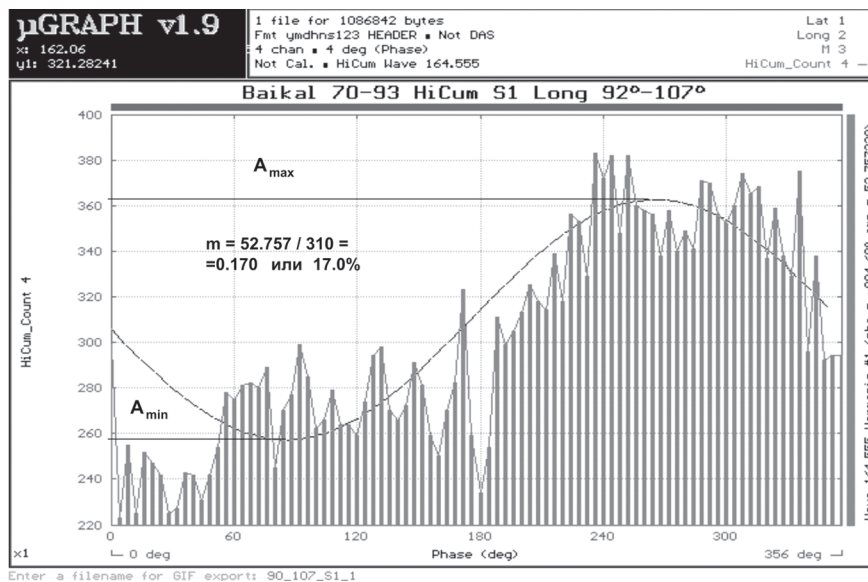


Рис. 1. Пример анализа приливной модуляции на суточной частоте (приливная волна S1) для западной части БРЗ (по долготе от 92° до 107°, 9000 событий). Для случайного процесса в каждом секторе должно быть по 310 событий при этом модуляция отсутствует, т.е. $m = 0$. В присутствии модуляции, как в приведенном примере $m = 17\%$.

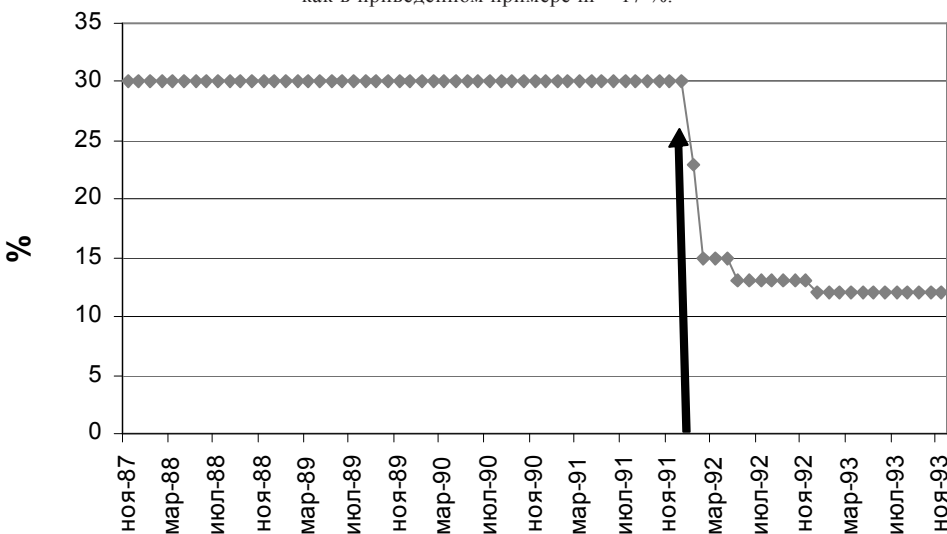


Рис. 2. Эффект приливной модуляции перед (1987–1991 гг.) и после Бусингольского землетрясения (1992–1993 гг.) для территории прилегающей к эпицентру (прямоугольник с размерами 200 км на 200 км с центром в эпицентре: по широте $50^{\circ}\text{N} \div 52^{\circ}\text{N}$ и по долготе $96.5^{\circ}\text{E} \div 99.5^{\circ}\text{E}$). Стрелкой показан момент землетрясения. Эффект модуляции для зоны появляется с конца 1987 года, а затухание эффекта модуляции с 30 % до 13 % произошло за полгода после землетрясения.

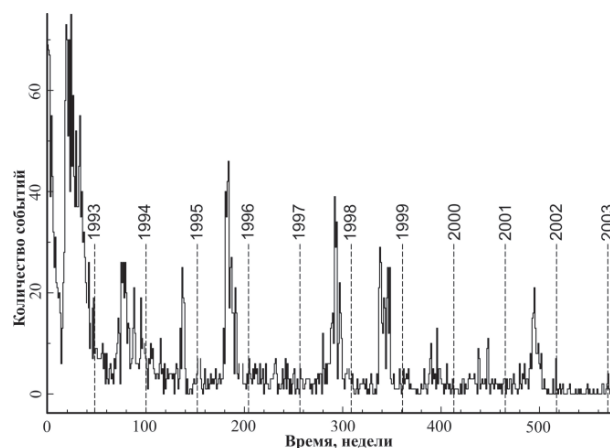


Рис. 3. Число событий энергетических классов $K > 7$ в неделю для эпицентральной области Бусингольского землетрясения. Бусингольское землетрясение 27.12.1991 г. ($M = 6.5-7.0$) связано с самой западной структурой в системе рифтовых впадин Байкальской зоны. Именно здесь проходит восточная граница Алтае-Саянской горной области и наблюдается уникальная активизация линейной структуры, подобных которой не было после других крупных землетрясений региона.

сингольского землетрясения (27.12.1991, координаты 51.0° N , 98.0° E , магнитуда $M = 6.5 \div 7.0$, Рис. 1, 2 и 3). Использование эффекта возможно при наличии регулярно пополняемого регионального банка землетрясений начиная с 5–6 класса.

Литература

1. J. Bartels, 1938, Random Fluctuations, Persistence and Quasi-persistence in Geophysical and Cosmical periodicities. // *Terr.Magn.Atmos.Electricity*, V. 40(1). pp. 1–60.
2. Стейси Ф., 1972, Физика Земли. Мир, М., 342 с.
3. Жарков В.Н., 1983, Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 415 с.
4. D. Emter, W. Zurn, R.Schick and G.Lombardo, 1985, Search for Tidal Effects on Volcanic Activities at Mt. Etna and Stromboli // *Proceedings of the Tenth International Symposium on Earth Tides*, pp. 765–774.
5. W. Zurn and P.A. Rydelek, 1994, Revisiting the phasor-walkout method for detailed investigation of Harmonic Signals in Time Series. // *Surveys in Geophysics*. V. 15. pp. 409–431.
6. M. Van Ruymbeke, Fr. Beauducel and A. Somerhausen, 2001, The Enviromental Data Acquisition System (EDAS) developed at the Royal Observatory of Belgium. // *Journal of the Geodetic Society of Japan*, V. 47 (1). pp.100–120.
7. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., ван Раумбеке М., Ардюков Д.Г., Лаврентьев М.Е., Седусов Р.Г., Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири. // *Физическая мезомеханика*. 2008 г. Т. 11, № 4. С. 81–93.

С.В. Трофименко, Н.Н. Гриб

**ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ГОДИЧНЫХ ЦИКЛАХ В
ПРЕДЕЛАХ ГРАНИЦ СЕЙСМОАКТИВНЫХ БЛОКОВ АЛДАНСКОГО ШИТА**

*Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета,
г. Нерюнгри*

В задачах изучения сейсмической активности особая роль отводится исследованию активизации разломов в определенные временные интервалы жизни тектонических структур. Установление активности изучаемых структур связывают с их динамическими параметрами в виде средней скорости, рассчитываемой по амплитуде смещения в установленный промежуток геологического времени, направлению смещения и кинематике движений.

При детальной оценке сейсмической опасности, одно из важнейших мест занимает анализ сейсмической активности зон сочленения основных морфоструктурных элементов на выделенных масштабах времени и установление взаимосвязи геологические предпосылок возникновения землетрясений разной силы с активными тектоническими структурами.

В данной работе представлены результаты статистического моделирования распределения эпицентров землетрясений на годичных циклах за период 1963–2005 гг. для центральной части Олекмо-Становой сейсмической зоны. Показана неоднородность статистики и ее отличие от равномерного и нормального распределений для широты и долготы эпицентров землетрясений. Рассмотрены особенности пространственной неоднородности эпицентров в течение года. Сделано предположение о глобальных причинах циклического движения пункта и годичной динамики сейсмичности в связи с взаимодействием крупных блоков земной коры вследствие неравномерности вращения Земли в течение года.

Для статистического анализа использованы сейсмологические каталоги ГС РАН и региональный каталог Якутского филиала ГС СО РАН [6–7]. Координаты области исследований составили от 54.5 до 59°N и от 124 до 127°E. К расчетам принимались все зарегистрированные землетрясения, в том числе не представительных классов. Если в течение суток зарегистрировано более одного землетрясения, то к расчету принималось событие максимальной энергии. Для построения гистограмм методом накопления частот, используемые каталоги были разделены на четыре подкаталога по периодам: «декабрь–февраль», «март–май», «июнь–август», «сентябрь–ноябрь». Количество землетрясений с 1963 по 2005 г. в подкаталогах составило: 317 – «декабрь–февраль», 341 – «март–май», 304 – «июнь–август», 275 – «сентябрь–ноябрь». Для изучения пространственной неоднородности распределения эпицентров в течение года рассматривалась раздельная статистика широты и долготы. Результаты построений показаны на рис. 1.

Согласно новейшим геолого-геофизическим исследованиям, проведенным в данной области, для кинематики разломов в пункте регистрации характерно наличие сдвиговых, надвиговых и сбросовых деформаций [3, 4]. Движения GPS-пункта в годичных циклах происходят согласно залеганию основных активизированных разломов взбросо-надвигового, сдвигового и сбросового типов. Максимум северо-западного смещения приходится на июль, юго-восточного – на январь.

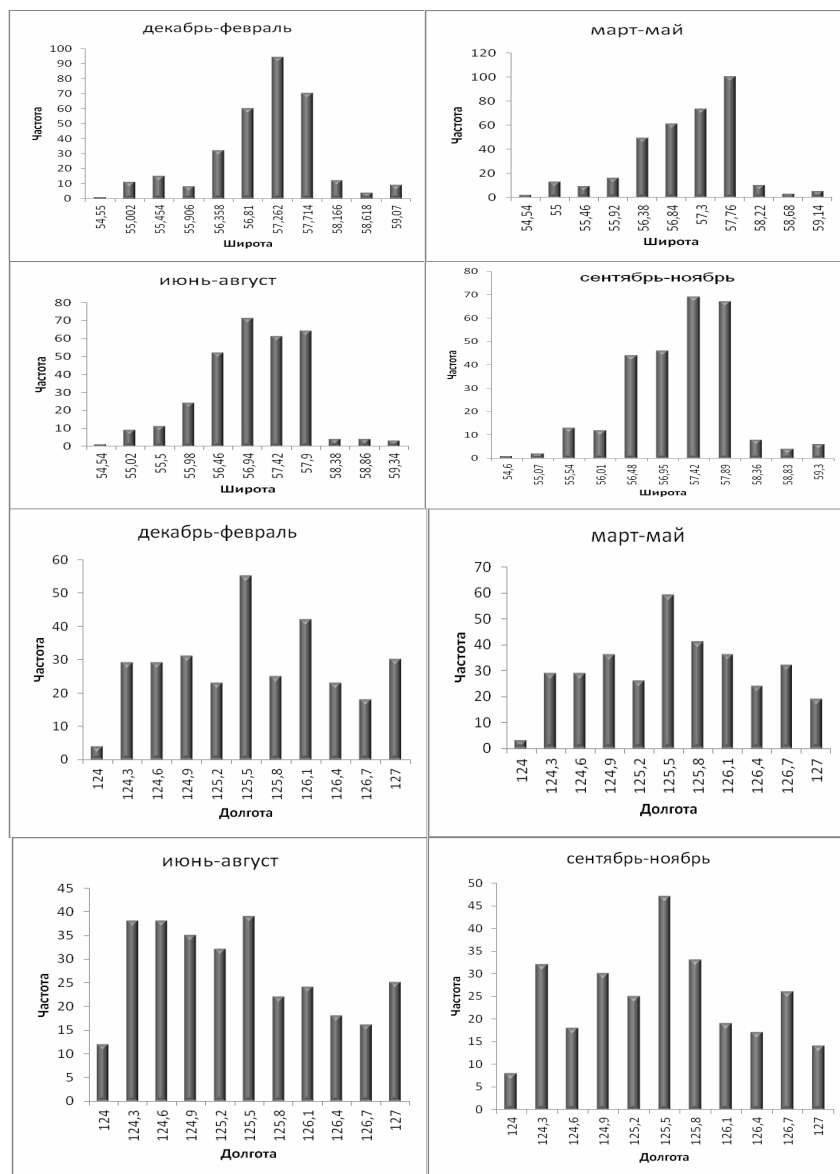


Рис. 1. Статистика распределения широты и долготы эпицентров землетрясений с усреднением за три месяца.

Неоднородность в статистике годовых распределений по всей Олекмо-Становой сейсмической зоне (ОСЗ) показана в [5]. В данной работе исследуется часть ОСЗ в радиусе примерно 100 км от пункта регистрации. Полученные результаты в целом согласуются с результатами [5], однако динамика статистических максимумов впервые представлена в [8].

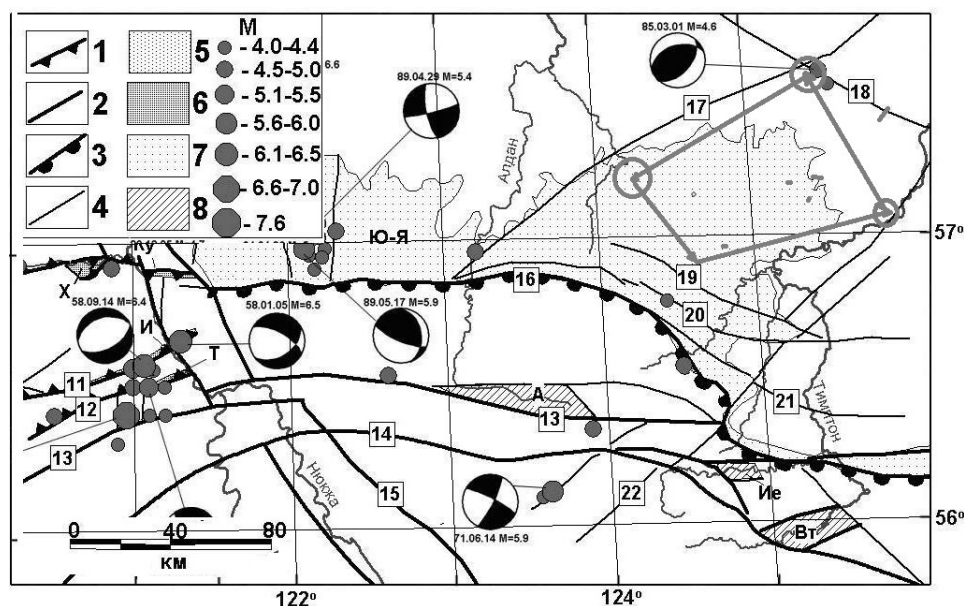


Рис. 2. Сейсмотектоническая схема района исследований с местоположением сильных землетрясений, использованных при моделировании (Овсученко, Трофименко и др., 2010)

1 – рифтогенные сбросо-сдвиги; 2 – шовные, глубинные разломы; 3 – взбросо-надвиги; 4 – активные разломы второго порядка; 5 – рифтовые впадины; 6 – эмбриональные рифтовые впадины; 7 – Южно-Якутский мезозойский прогиб; 8 – прогибы Станового поднятия, выполненные мезозойскими отложениями. М – магнитуды землетрясений. Активные разломы: 11 – Имангринский; 12 – Тас-Юряхский; 13 – Северо-Становой; 14 – Южно-Становой; 15 – Олекминский (Темулякитский); 16 – Южно-Якутский; 17 – Янгинский; 18 – Нимырский; 19 – Кабактинский; 20 – Нижне-Нерюнгринский; 21 – Беркаитский; 22 – Тимптонский. Рифтовые впадины: Х – Ханийская; Ку – Кудулинская; И – Имангра-Чебаркасская; Т – Тас-Юряхская. Мезокайнозойские прогибы Станового поднятия: Ю-Я – Южно-Якутский; А – Алданский; Ие – Иенгрский; Вт – Верхне-Тимптонский. Показаны стереограммы механизмов очагов землетрясений в нижней полусфере.

В статистике распределений широты эпицентров наблюдается северное смещение максимума на 0.5° (≈ 60 км) в течение четырех месяцев с января по апрель (середины интервалов усреднения) с последующим медленным возвратом к исходному состоянию (рис. 2).

В статистике распределений долготы эпицентров наблюдается быстрое смещение максимума на 1° (≈ 60 км) с апреля по июль. Исходное состояние достигается в октябре. В остальное время года статистика практически не меняется и близка к равномерному распределению.

Для суммарной динамики максимумов сейсмической активности с января по июль характерен северный, а затем западный дрейф, согласный с движением блока [8]. Такой согласованный с движением блока дрейф сейсмичности можно объяснить блоковым строением земной коры: северо-западный дрейф блока приводит к увеличению кинематического взаимодействия блока на северной и западной границе. Обратное движение блока приводит к возвратному дрейфу сейсмичности [8].

Общей причиной двух наблюдаемых эффектов может быть не равномерность скорости вращения Земли в течение года и как следствие инерционное взаимодей-

ствие западного и восточного массивных блоков [1]. В данной модели динамика движения рассматриваемого блока и миграция сейсмической активности в его пределах, ограниченного системами Тимптонского, Янгинского, Нимнырского и Нижне-Нерюнгринского разломов (рис. 2) носит подчиненный характер.

Авторы благодарят коллег из Института земной коры – С.В. Ашуркова, В.А. Санькова и А.В. Санькова за сотрудничество в организации GPS-наблюдений и обработку полученных данных.

Исследование проведено при финансовой поддержке Федеральной целевой ведомственной программы «Развитие научного потенциала высшей школы» № 01201254011.

Литература

1. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Предварительные результаты GPS-исследований в переходной зоне Алданского щита // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2010. С. 204–208.
2. Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М. Динамика движений GPS-пункта как отражение состояния геофизической среды // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов 5 Международного симпозиума. В 2 т. Т. 2. Бишкек: НС РАН, 2011. С. 106–109.
3. Овсяченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А., Имаев В.С., Никитин В.М., Гриб Н.Н. Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 55–74.
4. Овсяченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Очаговые зоны сильных землетрясений Южной Якутии // Физика Земли. 2009. № 2. С. 15–33.
5. Трофименко С.В. Суточные и годовые циклы сейсмической активности сейсмических поясов Северо-Востока Азии в модели блокового строения земной коры // Вестник СВФУ. 2011. Т. 8, № 1. С. 55–63.
6. Землетрясения Северной Евразии. – Обнинск: ГС РАН, 1997–2004.
7. Козьмин Б.М., Шибяев С.В. и др. Землетрясения России в 2004–2008 гг. Обнинск: ГС РАН, 2004–2008.
8. Трофименко С.В., Гриб Н.Н. Динамика годичных распределений эпицентров землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 303–311.

В.И. Усиков

ВЛИЯНИЕ МОРФОДИНАМИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОТОКОВ НА ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

ФГБУН Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Общепринятая схема эрозионного цикла Дэвиса описывает формирование земной поверхности начиная со врезки узкой каньонообразной речной долины при скачкообразном понижении базиса эрозии и кончая образованием пенеплена, пройдя через несколько стадий.

Абсолютным базисом эрозии является океан. Цикл начинается с воздымания участка земной коры относительно базиса. Таким образом классическая модель базируется на представлении об определяющем значении вертикальных перемещений земной коры и наложенных на них эрозионных процессов в формировании структуры земной поверхности.

На основании анализа цифровых моделей (3D-моделей) рельефа – ЦРМ, ряда геологических данных и полевых наблюдений автором выдвинуто предположение, что в пределах Амурской плиты основным рельефоформирующим фактором являются горизонтальные перемещения тектонических слоев [1]. Они же определяют и вертикальные движения участков земной коры. Эти движения оказывают существенное влияние и на эрозионные процессы.

Анализ ЦРМ позволил уточнить соотношение между тектонической и экзогенной составляющих рельефа, сформированного движущимися тектоническими потоками в регионе охватывающем Приамурье и Сихотэ-Алинь. Модели, описанные в данной работе, построены на основе матриц, созданных по данным Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). Использовались SRTM30 (30-секундная, с шагом решетки примерно 1 км) и SRTM3 (3-секундная, с интервалом около 90 м). Построение и визуализация моделей осуществлялись посредством приложений, разработанных по свободным лицензиям GNU, Open GPL.

Согласно представлению автора, основные морфоструктурные элементы и большая часть рельефа в рассматриваемом регионе сформированы в конце мела тектоническим потоком, перемещающимся синхронно с Амурской плитой в юго-восточном направлении. В результате были сформированы структуры первого ранга: Среднеамурская впадина, Буреинский и ряд других хребтов фрактально «вложенные» в них элементы более высоких порядков, таких Сутарский хребет, межгорные впадины, формирующие долины рек Сутара, Амгунь, Биджан и др. Все эти элементы ориентированы длинной осью в направлении ЮЗ-СВ в довольно узком диапазоне азимутальных углов.

В послемеловое время, по мнению автора, единый тектонический поток разделился на два: Буреинский и Сихотэ-Алинский. Кроме того, два раза произошло изменение вектора движения потоков: сначала в меридиональном направлении, затем в близком к широтному, которое является активным и ныне. Это привело к усложнению общего строения территории и образованию новых морфоструктур, в том числе тектонических окон в форме межгорных впадин.

Многочисленными тектоническими впадинами разного ранга сформировано множество локальных базисов эрозии, вокруг которых развиваются эрозионные процессы по классической схеме.

В рассматриваемом регионе можно наблюдать классическое начало эрозионного цикла от океана вглубь континента только в прибрежной части континента на ограниченных площадях, пространственно совпадающих с ареалами развития покровов неоген-четвертичных базальтов. За счет их излияния на земную поверхность произошло повышение среднего уровня земной поверхности и, соответственно, относительное понижение базиса эрозии. Здесь четко выражена первая стадия – врезка узких долин и начало второй – их расширение. В качестве примера можно привести несколько площадей на Северном Сихотэ-Алине. Особенно показательны район где протекают реки Муты, Дуй, Крестовая, Сивучи и др. с притоками, а также базальтовое плато в Ванинском районе с реками Тумнин, Хуту, Уй, Хича, Худями, Тутто и др.

На удалении от побережья нередко наблюдается видимое нарушение стадийности. Например, долина р. Прав. Биджан в районе Малого Хингана представляет собой достаточно выровненную межгорную впадину, ниже, в районе слияния этой реки с р. Биджан, она переходит в узкую, каньонообразную долину, соответствующую первой стадии эрозионного цикла. Равнинная местность в нижнем течении р. Хинган соответствует заключительным этапам формирования рельефа. Впадающие в него прямолинейные левые притоки протекают по узким, V-образным каньонам. Никаких промежуточных стадий не наблюдается.

По мнению автора, для описания многих особенностей строения территорий целесообразно использование понятий «тектоническая денудация» и «тектоническое выравнивание» земной поверхности. Суть этих процессов и принципиальное отличие от их экзогенных эквивалентов поясняет схема на рис. 1.

Тектоническое окно сформировано горизонтальным сползанием вправо аллохтона с подстилающих пород по листрическому разлому. Часть тыльной части аллох-

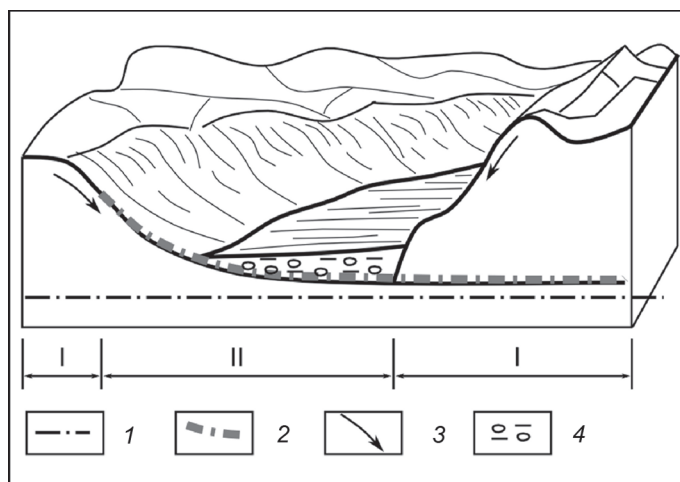


Рис. 1. Схема тектонической денудации и тектонического выравнивания земной поверхности
I – области поверхностной эрозии и выравнивания; II – область тектонической денудации и выравнивания. 1 – положение абсолютного базиса эрозии; 2 – сместитель пологого разлома; 3 – направление сноса обломочного материала; 4 – аккумулятивный обломочный материал.

тонного слоя изображена в правой части рисунка. В результате этого процесса произошло одновременное выравнивание автохтонной подошвы по сместителю разлома и ее обнажение, т.е. одновременные тектоническая денудация и выравнивание.

Основные отличия поверхностных денудации и выравнивания от тектонических заключаются в следующем.

Обычные процессы развиваются на дневной поверхности под влиянием экзогенных факторов. Их ход зависит от климатических условий. Тектонические эквиваленты никак не связаны с экзогенными явлениями и не зависят от климата. Сами они происходят не на дневной поверхности, а глубже.

Тектоническая денудация и тектоническое выравнивание всегда развиваются одновременно, в результате одного процесса. Экзогенные аналоги, хотя и тесно связаны, но могут рассматриваться, в известной мере, как независимые. Например, денудация начинается с боковой эрозии, что приводит, вначале, не к выравниванию, а к более глубокому расчленению рельефа.

Тектонические поверхности выравнивания выглаживаются не постепенно во времени, а образуются, как довольно плоские равнины по завершению единого тектонического цикла.

Обычно они не являются объектами денудации, а наоборот, аккумулируют рыхлый обломочный материал, снесенный с поверхностей, подверженных экзогенной денудации и выравниванию.

Описываемые явления могут играть определенную роль в формировании и преобразовании различных месторождений полезных ископаемых.

Так коренные рудные и нерудные объекты могут быть эродированы тектонически. По горизонтальным разломам они могут быть разбиты на части, которые смещены друг относительно друга на значительные расстояния. Например, согласно представлению автора, группа месторождений и проявлений Карадубского рудного поля (по правому борту одноименной реки) изначально представляла собой единое столбообразное рудное тело, подобное Хинганскому месторождению, которое в последствии было горизонтально растащено по отдельным «ступеням» «тектонической лестницы» [1].

Сами горизонтальные разломы могут быть рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами при формировании стратиформных месторождений.

Благодаря тектоническим поверхностям выравнивания нередко создаются чрезвычайно благоприятные условия для неоднократного перемыва и постепенного обогащения аллювия, первоначально имеющего содержания тяжелых минералов, далекие от промышленных. Таким образом могут формироваться россыпные месторождения, потерявшие связь со своими коренными источниками. В таких условиях месторождения могут образовываться из коренных объектов нероссыпеобразующих формаций, а также представленных рассеянной рудной минерализацией.

Литература

1. Усиков В.И. 3D-модели рельефа и строение верхней части земной коры Приамурья // Тихокеан. геология. 2011. № 6. С. 14–32.

А.В.Черемных**ПАРАГЕНЕЗИСЫ РАЗРЫВОВ В РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ТРАНСЕКТА ШЕРТОЙ-КРАСНЫЙ ЧИКОЙ)***ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

В 2009–2011 годах, на юге Восточной Сибири, проведены комплексные геолого-геофизические исследования по профилю Шертой-Тарбагатай-Красный Чикой [1]. Изучены межблоковые зоны верхней части земной коры и напряженно-деформированное состояние (Н-ДС) в их пределах. Исследования проведены в Предбайкальской, Прихребтовой, Приморской, Морской, Джидино-Удинской и других зонах крупных разрывных нарушений. В окрестностях этих дизъюнктивов, в ходе комплексных исследований и в последующие годы, создана сеть точек геолого-структурных наблюдений в породах разного возраста и состава. Реконструкция Н-ДС в дизъюнктивных зонах осуществлена на основе комплексирования традиционных тектонофизических методов [2, 3 и др.] и структурно-парагенетического анализа разрывов и трещиноватости разломных зон [4, 5]. Применение последнего позволяет выявить парагенезисы разрывных нарушений различных иерархических уровней и реконструировать соответствующие им тектонические напряжения.

Результаты исследования

Предбайкальская межблоковая зона изучена в пределах одноименного прогиба на отрезке Ользоны-Баяндай. Систематизация ориентировок локальных зон скалывания (15 решений) выявила четыре направления разрывов третьего порядка, среди которых преобладают северо-западные и северо-восточные дизъюнктивные дислокации. Наиболее проявленным парагенезисом второго порядка является взброс северо-восточного простирания. Проведенный анализ показал, что структура этой зоны сформирована в результате северо-запад-юго-восточного сжатия, менее вероятно растяжение такой же ориентировки.

Активной структурой литосферы в пределах юга Восточной Сибири является Байкальский рифт. Наиболее удаленным к северо-западу от Байкальской впадины разломом, активизация которого произошла в результате рифтообразования, по нашему мнению [1], является Прихребтовый дизъюнктив. Анализ фактического материала, собранного около населенных пунктов Косая Степь и Алагуй показал, что наиболее распространенные разрывы второго порядка с северо-восточной ориентировкой сформировались при растяжении и сжатии земной коры. Условия растяжения характеризуются большим количеством локальных стресс-тензоров и приняты в качестве основной обстановки в зоне Прихребтового разлома. Результаты нашего исследования косвенно подтверждают мнение об активизации тектонических процессов в зонах более древних взбросо-надвигов Прибайкалья при кайнозойском рифтогенезе [6].

В пределах зоны влияния Приморского разлома, в непосредственной близости от его магистрального сместителя, собран фактический материал, обработка которого выявила 14 зон скалывания четвертого уровня. Анализ простирания этих разрывов позволил установить три системы, для двух из которых проведен парагенетический анализ и получены вероятные природные парагенезисы третьего уров-

ня. Ярko выражен парагенезис зон растяжения с простиранием 40° . Значительно менее проявлен парагенезис зоны правого сдвига восток-северо-восточного простирания. Новые данные подтверждают вывод о том, что в процессе кайнозойского рифтогенеза магистральный шов данного разлома активизировался как сброс с незначительной сдвиговой компонентой [7].

Наиболее активной дислокацией, в пределах рифта, является зона Морского дизъюнктива. Наши исследования проведены на прямолинейном отрезке побережья оз. Байкал, между падями Широкая и Бирхин. Реконструировано 14 решений о зонах скалывания четвертого уровня. Систематизация их по ориентировке позволила установить два разломных направления 290° и 65° , а структурно-парагенетический анализ – выявить две обстановки второго уровня для простирания 65° и одну динамическую обстановку для направления 290° . В зоне хорошо проявлены природные парагенезисы третьего уровня, соответствующие северо-восточному сбросу второго уровня, которым удовлетворяют 11 из 14 решений о зонах скалывания. Всего 2 решения являются взбросами основного разломного направления. Последнее, косвенно свидетельствует о том, что Морская зона также ранее развивалась в условиях сжатия, однако вблизи магистрального сместителя дизъюнктива горные породы сильно переработаны в кайнозой при рифтогенезе.

В зоне влияния Дельтового разлома (Усть-Селенгинская депрессия) наблюдения проведены в кайнозойских отложениях, слагающих надпойменные террасы реки Селенга. Здесь реконструированы обстановки растяжения и левого сдвига. При этом северо-восточные разрывы являются сбросами, а для субширотных разрывов характерны левосторонние сдвиговые смещения крыльев.

Бортовой разлом изучен вблизи северо-западного склона хребта Хамар-Дабан. Реконструировано 10 решений о зонах скалывания четвертого уровня, системный анализ которых позволил выявить четыре направления разломов третьего уровня. Для основного разломного направления (50°) реконструированы парагенетические ассоциации сброса, взброса и левостороннего сдвига второго уровня. Сброс характеризуются наибольшим количеством решений, поэтому он является наиболее вероятным кинематическим типом Бортового дизъюнктива.

В пределах Западного Забайкалья изучены Джидино-Удинская, Тугнуй-Кондинская, Хилокская и Чикой-Ингодинская разломные зоны, к которым приурочены впадины, заполненные вулканогенно-осадочными породами мезозойского возраста.

Джидино-Удинская межблоковая зона изучена в окрестностях северо-западного борта Иволгино-Удинской впадины. Изучено 23 зоны скалывания четвертого уровня, систематизация которых по ориентировке установила наличие пяти направлений разрывов третьего уровня. Структурно-парагенетический анализ, проведенный для разрывов третьего уровня, показал наличие следующих разломов второго уровня: сброса с простиранием 50° , левого сдвига – 290° , сброса – 70° , субширотного сброса, взброса – 70° и левого сдвига – 50° . Парагенезисам сбросов соответствуют $>50\%$ решений. Вероятно, разлом подновлен при кайнозойском рифтогенезе, т.к. сбросы зафиксированы в слабосцементированных породах Иволгинской и Удинской впадин.

Тугнуй-Кондинская разломная зона исследована в пределах северо-западного борта Тугнуйской впадины. Реконструирована 21 зона скалывания четвертого уровня и установлены три системы разрывов. Парагенетический анализ показал, что наи-

большее количество решений (10) соответствует субширотному сбросу третьего порядка. Немного менее (8 решений) проявлен парагенезис взброса с таким же простиранием. Кроме того, выделяется субширотная сдвиговая зона с левосторонним перемещением крыльев. Большинство решений соответствует сбросу.

Хилокская и Чикой-Ингодинская разломные зоны на данном этапе исследования слабо обеспечены фактическим материалом, т.к. для каждой из них получено менее 10 локальных решений. Хилокская разломная зона, изучена в основном в пределах Малетинской впадины. Большинство решений относится к сбросам по разрывам восток-северо-восточного простирания. За пределами впадины отмечается доминирование левых сдвигов субширотной ориентировки, которые, вероятно, являются составляющими парагенезиса более крупной зоны растяжения. Чикой-Ингодинская разломная зона, изучена в пределах юго-восточного горного обрамления Чикойской впадины. Здесь преобладают разрывы трех направлений: северо-северо-западного, северо-северо-восточного и северо-восточного. Разлом основного северо-восточного направления характеризуется правосторонним сдвиговым кинематическим типом. Также отмечается растяжение, которое зафиксировано вблизи впадины.

Обсуждение результатов

В пределах основных разломов юга Восточной Сибири изучены парагенезисы дизъюнктивных дислокаций четырех масштабных уровней. Развитие изученных крупных разломных зон северо-восточного простирания связано с разновозрастными палеотектоническими обстановками регионального уровня. Для каждого разлома второго уровня иерархии выявлены наиболее выраженные региональные тектонические условия формирования, а также одна-две обстановки с меньшим количеством решений.

На Сибирской платформе, в Предбайкальской разломной зоне, хорошо проявлено сжатие с северо-западным простиранием оси, меньше решений соответствует растяжению с такой же ориентировкой оси. Следует отметить, что в ходе исследования, в зоне зафиксирован правосторонний сдвиг северо-восточного простирания, однако, это единичное решение может носить случайный характер.

Наибольшее количество реконструированных обстановок зафиксировано в разломных зонах Байкальского рифта, для которых установлено близкое соотношение локальных разрывов по ориентировке и кинематическому типу. В пределах «плечей» рифта реконструированы различные палеотектонические обстановки развития зон разломов северо-восточного простирания, среди которых, по количеству решений, доминирует растяжение. Значительно менее проявлено сжатие. Вероятнее всего различные тектонические обстановки связаны с полициклическим развитием разломных зон региона.

Межблоковые зоны Западного Забайкалья, также характеризуются полициклическим развитием, которое отчетливо выделяется для Тугнуй-Кондинской зоны и несколько менее выражено в Джидино-Удинской. В этих зонах, как и в Байкальской рифтовой зоне, наиболее проявлен парагенезис сброса второго уровня, что свидетельствует об обстановке растяжения верхней части земной коры. О широком распространении сбросов в Забайкалье свидетельствуют и предварительные исследования в пределах Хилокской и Чикой-Ингодинской разломных зон.

Очень важным является решение вопроса о возрасте палеотектонических обстановок, установленных в ходе исследования. Выше отмечалось, что фактический материал собран в породах разного возраста и состава, при преобладании достаточно древних геологических образований. Кратко охарактеризуем зоны скалывания реконструированные в породах кайнозоя.

В Предбайкальской разломной зоне кайнозойские осадки чаще нарушены сдвиговыми разрывами северо-западного простирания с правосторонним смещением крыльев (3 решения). Другие зоны скалывания четвертого уровня: взброс, сброс, а также правосторонний и левосторонний сдвиги северо-восточной ориентировки, представлены лишь единичными решениями.

В пределах Байкальского рифта, в изученных разломных зонах, в осадочных породах кайнозоя, зафиксированы лишь немногочисленные зоны скалывания четвертого уровня, что не позволяет выделить преобладающие решения для каждого из дизъюнктивов второго уровня. Среди общего числа решений в молодых породах преобладают сбросы северо-восточного простирания и левые сдвиги субширотной ориентировки.

В Джидино-Удинской разломной зоне разрывные нарушения кайнозойских осадков являются сбросами (2 решения), взбросом и левосторонним сдвигом северо-восточного простирания, а также левым сдвигом субмеридионального простирания. В целом, в пределах Байкальской рифтовой зоны, к которой вероятно следует относить сегмент профиля от Прихребтового до Джидино-Удинского дизъюнктива [1], как и следовало ожидать, в кайнозойских осадках преобладают структуры растяжения.

Автор благодарен заведующему лабораторией тектонофизики ИЗК СО РАН, док-ру геол.-минер. наук К.Ж. Семинскому за методические рекомендации по сбору и обработке материала, также сотрудникам лаборатории (к. геол.-минер. наук А.А. Боброву, Ю.П. Бурзуновой, Р.М. Зарипову и А.С. Черемных) за помощь при сборе полевого фактического материала. *Работа выполнена при поддержке СО РАН (ОНЗ-7.6) и РФФИ (№12-05-00322).*

Литература

1. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Решилова А.А. Межблоковые зоны земной коры центральной части Байкальского рифта: закономерности строения, геофизические поля и гидрогеология // Динамика физических полей Земли. М.: Светоч Плюс, 2011. С. 69–89.
2. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. Акад. наук СССР. Серия геофиз. 1954. № 5. С. 390–410.
3. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. №1. С. 60–72.
4. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 330–343.
5. Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика. 2011. Т.52, №3. С. 450–469.
6. Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // Earth-Science Reviews. 1993. V. 34, P. 81–118.
7. Черемных А.В. Поля напряжений в зоне Приморского сброса (Байкальский рифт) // Литосфера. 2011, №1. С. 135–142.