РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю.Шмидта

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Материалы первой молодежной тектонофизической школы-семинара

21–24 сентября 2009 г., Институт физики Земли РАН, г. Москва

> Москва 2009

УДК 551.2.3 ББК 26.324

Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2009. – 350 с.

В сборнике публикуются материалы докладов первой молодежной школы-семинара по проблемам тектонофизики. В первом разделе сборника публикуются статьи молодых участников школы, а во втором – статьи докладов-лекций. Большая часть статей, представляющих доклады-лекции являются методическими и составляют теоретическую основу современных тектонофизических исследований. В статьях молодых участников школы отражены результаты новых региональных тектонофизических исследований.

Ответственный редактор: Доктор физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкий,

Редакторы:

Кандидат геол.-мин. наук А.В. Маринин, кандидат техн. наук А.В. Михайлова, доктор геол.-мин. наук Л.А. Сим, кандидат геол.-мин. наук Ф.Л. Яковлев, Т.П. Арефьева

В оформлении обложки использована фотография Д.Н. Осокиной (2001 г.) и фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г., во главе отряда М.В. Гзовский). При оформлении шмуцтитулов были использованы рисунки из работ Д.Н. Осокиной

Предисловие

В 2008 году в Москве в Институте физики Земли РАН с большим успехом прошла Всероссийская тектонофизическая конференция. Она собрала широкий круг ученых, интересующихся проблемами изучения тектонических напряжений, а также фундаментальными и прикладными задачами, связанными с тектонофизическими методами исследований. В работе конференции приняло участие более 200 ученых, приехавших из двадцати шести городов нашей страны, а также исследователей из тринадцати стран ближнего и дальнего зарубежья. Было сделано 134 устных доклада и более 60 стендовых.

По окончании конференции в ходе заключительного обсуждения было сделано предложение о необходимости периодически проводить тектонофизические школы-семинары для молодых ученых. На них, помимо докладов самих молодых ученых, работающих в этом направлении, предполагалось представлять лекции ведущих ученых в этой области. Выполняя это решение, в 2009 году с 21 по 24 сентября в ИФЗ РАН проводится первая молодежная школа-семинар, на которую поступили заявки на представление 45 докладов молодых ученых из 18 городов России и ближнего зарубежья от Камчатки и Сахалина на востоке до Львова на западе, от Бишкека на юге до Апатит и Нерюнгри (Якутия) на севере. Кроме этого будет прочитано 12 больших лекций по основным направлениям тектонофизики. Общее число ожидаемых участников школы приближается к шестидесяти.

При организации этой школы предполагалось привлечь к участию в ней именно тех молодых ученых, которые хотят работать или уже работают в тектонофизике, либо используют тектонофизические методы. Анализ присланных на конференцию докладов показал, что это удалось: большая их часть прямо отвечает задачам и методам тектонофизических исследований.

Проводимую тектонофизическую школу-семинар сотрудники лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН решили посвятить памяти ушедшей от нас в этом году Дарианы Николаевны Осокиной, человеку, без которого трудно представить себе нашу лабораторию, и о котором трудно говорить в прошедшем времени. Вся её жизнь в науке была посвящена одной страсти – служению тектонофизике. Придя в институт в 1952 году прямо после окончания физфака Московского университета, и встав рядом с Михаилом Владимировичем Гзовским у истоков советской (теперь российской) тектонофизики, она прослужила ей до своего самого последнего дня, верно и преданно. Дариана Николаевна родилась в семье военного и учительницы, у которых было два сына и две дочери, она была самой старшей. И если учесть ещё, что её отрочество пришлось на годы войны, то, может быть, станет понятным, откуда в этой маленькой женщине было столько стойкости и последовательности во всей её деятельности. Она проработала в созданной в 1953 году группе тектонофизики с Михаилом Владимировичем почти 20 лет, с 1952 г. по 1969 г., младшим научным сотрудником. Основным направлением её интересов и обязанностей в то время было создание оптически активных, упругих и вязких, материалов для моделирования тектонических процессов и исследования напряжений при возникновении и развитии тектонических структур. Исследования завершились успешно, она получила два авторских свидетельства на изобретение за создание модельных материалов, написала книгу (Д.Н. Осокина, «Пластичные и упругие низкомодульные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования» М.: Изд-во АН СССР, 1963), ставшую настольной для тектонофизиков, занимающихся поляризационно-оптическим моделированием тектонических полей напряжений и успешно защитила кандидатскую диссертацию на соискание кандидата физико-математических наук. В это же время у неё родился сын Николай.

В 1968 году группа тектонофизики обрела самостоятельность – под руководством Михаила Владимировича Гзовского была создана лаборатория тектонофизики. Круг исследований Дарианы Николаевны к этому времени расширился: совместно с сотрудником лаборатории высоких давлений А.И. Левыкиным она занимается исследованием физических свойств твёрдых тел и горных пород. Позже изучение свойств горных пород под её руководством было продолжено в Институте Горного дела Киргизской ССР К.П. Шкуриной, где проводились длительные испытания образцов горных пород для исследования их реологических свойств. Кроме того, в это время она вместе с Гзовским приступает к изучению полей напряжений локальных разрывов и региональных сейсмоактивных областей методом поляризационно-оптического моделирования. С 1969 года она – старший научный сотрудник, а с 1971 года после безвременной кончины Михаила Владимировича Гзовского в весьма непростых обстоятельствах принимает на себя нелёгкий труд руководства лабораторией. Дариана Николаевна руководила лабораторией без малого двадцать лет (1971-1989 гг.). В это тревожное для лаборатории время ей удалось не только сохранить подразделение, но и продолжать и развивать исследования в заданном Гзовским направлении, что тогда было совсем непросто. В 1975 году была издана книга «М.В. Гзовский. Основы тектонофизики», в которую были включены все основные работы Михаила Владимировича по тектонофизике и которая до сих пор является основополагающим трудом в нашей области.

Собственные её исследования теперь сосредоточились на изучении влияния на тектоническое поле напряжений разрывов, их систем и других неоднородностей. Она методично изучает влияние локального разрыва на поле напряжений, в котором он развивается, привлекая к этой работе математическое моделирование (совместно с В.Н. Фридманом), она исследует также роль трения между берегами разрыва или заполнения с различными механическими свойствами. Она изучает иерархические свойства тектонических полей напряжений и предлагает способ количественного разделения полей различных рангов и выделения границ между ними. Вместе с В.И. Лыковым и другими она исследует тектоническое поле напряжений Ирана и Туркмении, сопоставляя его с сейсмичностью этого региона, вместе с А.А. Никоновым моделирует поле напряжений системы разломов Сан-Андреаса.

В 1989 году Дариана Николаевна слагает с себя обязанности заведующей лабораторией и получает статус ведущего научного сотрудника. С этого времени методом её исследований становится исключительно математическое моделирование. В последние годы основные задачи – изучение механизмов деформирования геомассива и полей напряжений в зоне разлома, прогноз областей разрушения различных типов. Ею исследованы двумерное и трёхмерное поля напряжений в слое с закрытой сдвиговой трещиной (модель разрыва с трением) в условиях сжатия. Ею получены данные о полях кулоновых напряжений около разрыва, которые и позволили впервые выделить области разного механического поведения среды и области вторичных нарушений разных типов.

Дариану Николаевну всегда отличали черты истинного учёного: фундаментальность исследований, охотное и активное общение с коллегами, стремление к интенсивному освоению нового. Её результаты могут применяться кроме тектонофизики и в других областях наук о Земле. Так, результаты исследований трёхмерного поля напряжений в области разрыва представляют значительный интерес для физики очага землетрясений, оценки сейсмической опасности и комплексной интерпретации геофизических полей. Результаты её исследований быстро берутся на вооружение коллегами, она охотно консультирует молодых, у неё более 100 публикаций, множество выступлений на Всесоюзных (Всероссийских) и международных конференциях, она трижды участвовала в экспозициях Института Физики Земли на ВДНХ и награждена двумя серебряными медалями ВДНХ., принимала активное участие в исследованиях по грантам РФФИ: в 1996-1998 гг. в качестве руководителя по гранту "Разработка графической информационно-операционной системы построения комплексных региональных моделей деформационных процессов в литосфере" и в качестве исполнителя: 2003-2005 гг. - «Оценка величин тектонических напряжений и механических свойств массивов горных пород в хрупкой части земной коры», 2006-2008 гг. – «Закономерности пространственных изменений тектонических напряжений и эффективных прочностных параметров массивов горных пород в областях сильных землетрясений», 2006-2008 гг. - «Современное поле напряжений Зондско-Филиппинской субдукционной зоны», 2006-2008 гг. - «Экспериментальное и теоретическое изучение деформаций в блочной структурированной геологической среде». Она освоила и хорошо владела компьютерными технологиями, необходимыми как для исследований, так и для представления результатов на современном уровне. Общеизвестна неотступная принципиальность её научных позиций, независимо от личных взаимоотношений. Вспоминаются горькие события, связанные с необходимостью отказать нашим друзьям и коллегам в поддержке заявки на открытие тектонических полей напряжений, поскольку оно было сделано ранее норвежским учёным Хастом. Отказ был связан помимо личностных переживаний с рядом административных, мягко говоря, сложностей, но когда у неё не было сомнений в справедливости принятого решения, она не могла отступить и не отступала ни при каких условиях. С этой точки зрения она была неудобным человеком и администратором, поскольку свои поступки всегда согласовывала только с принципом справедливости и научного рационализма, в этом смысле она была совершенно бесстрашна и абсолютно лишена карьеризма. При этом Дариана Николаевна всегда была и оставалась верным товарищем и другом. При малейшей необходимости, никогда не дожидаясь просьб о поддержке, она немедленно буквально бросалась на помощь. Конечно, у неё были свои недостатки, но сейчас, когда её нет, понимаешь, насколько второстепенны (и вообще недостойны

внимания) были те случаи, когда мы раздражались и даже ссорились по разным мелочным поводам. Теперь всё время ощущаешь её отсутствие – ни спросить, ни позвонить, ни посоветоваться и просто ни поделиться радостью или горестью.

Основные публикации Д.Н. Осокиной.

- 1. 1957. Желатино-глицириновые студни как материал для оптического метода исследований напряжений // Коллоидный журнал. Т. 21.
- 1960. Поляризационно-оптическое исследование процессов пластической деформации при помощи растворов и гелей этилцеллюлозы // Коллоидный журнал. Т. 22, № 4. (совместно с М.В. Гзовским, В.Г. Виноградовым, В.П. Павловым).
- 3. 1960. Моделирование реологических процессов и твердых телах с поляризационно-оптическим исследованием напряжений // Коллоидный ж. Т. 22, вып. 5. С. 560-68. (совместно с М.В. Гзовским)
- 4. 1962. Студни ацетилцеллюлозы как оптически активный упругий материал для исследования напряжений в моделях, деформирующихся от собственного веса // Коллоидный журнал. Т. 26, № 6. (совместно с Л.С. Гембицким).
- 5. 1963. Пластичные и упругие низкомодульные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования // «Проблемы тектонофизики». М.: Изд-во АН СССР.
- 1964. Пластические и упругие низкомодуляционные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования // Вестн. АН СССР. Т. 11. С. 123-124. (совместно с С.И. Соколовым и Н.А. Щеголевской)
- 7. 1969. Корреляционная зависимость между декрементами затухания и модулями упругости горных пород. // Изв. АН СССР. Т 12. С. 18-26. (совместно с М.П. Воларовичем, М.В. Гзовским, А.И. Левыкиным)
- 8. 1971. О корреляции между затуханием упругих колебаний и сдвиговой вязкостью у твердых тел и жидкостей // «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М.: Наука.
- 9. 1971. Исследование поглощающих и упругих свойств горных пород и корреляция между ними // «Тектонофизика и механические свойства горных пород». М.: Наука. (совместно с А.И. Левыкиным).
- 10. 1973. Problems of tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformation mechanisms of the earth's crust. Tectonophysics. V. 13, N. 1/2. Р. 167-206. (совместно с М.В. Гзовским)
- 11. 1973. Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования // Изв. АН СССР, сер. физ. Земли. № 12. С. 32-48. (совместно с М.В. Гзовским)
- 12. 1974. Реологические свойства горных пород и их влияние на формирование тектонических структур // «Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР». М.: Наука. (совместно с К.П. Шкуриной, Н.Ю.Цветковой).
- 1974. Изучение особенностей тектонического поля напряжений Ирана и Туркмении по результатам моделирования и сопоставление их с сейсмичностью// «Механика литосферы». М.: Наука. (совместно с В.И. Лыковым, Н.Ю. Цветковой, Э.Л. Шихановичем)
- 1974. Метод и результаты моделирования перестройки регионального поля и формирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов // «Механика литосферы». М.: Наука. (совместно с А.С. Григорьевым и Н.Ю. Цветковой.)
- 15. 1975. Recent movements and stress fields in the San-Andreas faults system by the results of modeling // Tectonophysics. V. 29, N 1-4. P. 153-159. (совместно с А.А. Никоновым, Н.Ю. Цветковой)
- 16. 1977. Modeling the local stress field and kinematics of the San Andreas fault system // Tectonophysics. V. 52, N 1/4. P. 647-663. (совместно с А.А. Никоновым, Н.Ю. Цветковой)
- 17. 1979. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // «Поля напряжений и деформаций в литосфере». М.: Наука (совместно с Н.Ю. Цветковой).
- 18. 1979. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // «Поля напряжений и деформаций в литосфере» М.: Наука. (совместно с Н.Ю. Цветковой).
- 1979. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии) // «Поля напряжений и деформаций в литосфере». М.: Наука. (совместно с О.И. Гущенко, В.И. Лыковым, Н.Ю. Цветковой).
- 20. 1979. Моделирование локального поля напряжений системы разломов Сан-Андреас // «Поля напряжений и деформаций в литосфере». М.: Наука (совместно с А.А. Никоновым, Н.Ю. Цветковой).
- 21. 1979. Modeling the local stress field and kinematics of the San Andreas fault system // Tectonophysics. V. 52. (совместно с А.А. Никоновым, Н.Ю. Цветковой).
- 22. 1980. Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов // «Физические процессы в очагах землетрясений» М.: Наука (совместно с Н.Ю. Цветковой).

- 1982. Исследование взаимосвязей между характеристиками смещений по разрывам и тектоническими полями напряжений различных уровней // «Современные движения земной коры». Кишинёв: (совместно с В.Н. Фридманом).
- 24. 1985. Моделирование напряженного состояния земной коры Карпато-Балканского региона // Геофизический ж. Т. 7, №. 5. С. 47-57. (совместно с М.И. Мельничук)
- 25. 1986. Иерархическая структура тектонического поля напряжений, выделение полей различных уровней и особенности взаимосвязи между ними // «Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной геологии». М.: Изд-во МОИП.
- 26. 1985. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // «Экспериментальная тектоники в теоретической и прикладной геологии». М.: Наука.
- 27. .1987. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // «Поля напряжений и деформаций в земной коре». М.: Наука. (совместно с В.Н. Фридманом).
- 28. 1987. Взаимосвязь смещение по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // «Поля напряжений и деформаций в земной коре». М.: Наука.
- 1987. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // «Поля напряжений и деформаций в земной коре». М.: Наука.
- 30. 1988. Hierarchical properties of the stress field and its relation to fault displacements // Recent Crustal movements: Proceed. Part. 2. Amsterdam, 1988. (J. Geodynamics. V. 10 N 2-4), P. 331-344.
- 1988. Hierarchical properties of a stress field and its relation to fault displacements // J. Geodyn. V. 10. P. 331-344.
- 32. 1989. Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // «Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы». М.: Наука.
- 33. 1989. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // «Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы». М.: Наука.
- 34. 1991. Количественный анализ взаимосвязей смещений по разрывам с полями напряжений и вторичное разрывообразование // «Экспериментальная тектоника и полевая Тектонофизика». Киев: Наук. Думка.
- 35. 1992. Local stress and strain fields near a fault as indicators of movement on its surface: mechanics and seismicity // Тесtonophysics. V. 202. (совместно с К.И. Кузнецовой, Н.Х. Багмановой)
- 36. 1997. Парагенезы напряжений и вторичных структур в зонах активных разломов. Математическое моделирование // «Структурные парагенезы и их ансамбли». М.: ГЕОС.
- 2000. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // «М.В. Гзовский и развитие тектонофизики» М.: Наука. 2000.
- 2001. Трехмерное поле напряжений в слое около закрытой сдвиговой трещины с трением (модели тектонического разрыва) в условиях сжатия // «Тектонофизика сегодня» М.: Изд-во ОИФЗ РАН.
- 39. 2001. Исследование двух классов механизмов формирования тектонических структур, обусловленных разломами // Бюлл. МОИП. отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 16-26. (совместно с А.В. Михайловой)
- 40. 2002. Поле напряжений, разрушение и механизмы деформирования геосреды в зоне разрыва (математическое моделирование) // «Тектонофизика сегодня». М.: Изд-во ОИФЗ РАН.
- 41. 2002. Об одном упрощенном подходе при решении задачи о напряженном состоянии трещиноватых массивов // «Тектонофизика сегодня». М.: Изд-во ИФЗ РАН (совместно с Ю.Л. Ребецким, В.В. Эктовым)
- 42. 2003. Районирование зоны разлома по шаровой и девиаторной частям поля напряжений, прогноз областей разрушения и вторичных нарушений (математическое моделирование) // «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы» Т.П, М.: ГЕОС.
- 43. 2003. Области различного деструктивного поведения массива и скалывающие кулоновы напряжения в окрестностях разрывов // «Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы» Новосибирск: Изд-во СО РАН.
- 44. 2004. Скалывающие кулоновы напряжения и области различного деструктивного поведения массива в окрестностях разрыва // «Очерки геофизических исследований». М.: ОИФЗ РАН.
- 45. 2008. Особенности локальных полей напряжений разных уровней и нарушений второго порядка в окрестностях окончания сдвигового разрыва // «Проблемы тектонофизики». М.: Изд-во ИФЗ РАН.
- 46. 2008. Изучение тектонического разрыва как объекта, объединяющего мегатрещину, её поля (напряжений, деформаций) и вторичные структуры (тектонофизический анализ) // «Проблемы тектонофизики». М.: Изд-во ИФЗ РАН. (совместно с Ф.Л. Яковлевым, В.Н. Войтенко).

Раздел I

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ



ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ В УРАЛЬСКОМ РЕГИОНЕ МЕТОДАМИ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ

Д.В. Баландин

Уральский Государственный Университет им. А.М. Горького, Екатеринбург, dmitry.balandin@gmail.com

Решение геодинамических проблем и связанных с этим различных задач сейсмологии, горного дела, строительства и эксплуатации ответственных сооружений в настоящее время невозможны без инструментального изучения подвижности верхней части земной коры. Начиная с 2006 года, Институт геофизики УрО РАН занимается изучением геодинамики уральского региона с помощью методов спутниковой геодезии. На сегодняшний день в регионе находится только одна станция сети IGS, это станция ARTU. Поскольку продолжительные непрерывные временные ряды дают уникальную информацию о движениях в регионе, а создание собственной сети постоянных станций является очень дорогостоящим, то Институт геофизики УрО РАН и кафедра астрономии и геодезии Уральского госуниверситета постоянно ищут новых партнеров для создания, как можно более густой сети перманентных станций на Урале. Кроме того, институтом Геофизики проводятся работы по GPS-мониторингу на территориях Свердловской, Челябинской, Курганской и Тюменской областях. На рис. 1 представлена карта перманентных станций близь уральского региона.



Рис. 1. Расположение GPS станций вокруг уральского региона (выполнено с применением Google Maps. <u>http://geo.compcent.usu.ru</u>).

Все перманентные станции уральской сети, кроме ARTU, поддерживаются научными и коммерческими организациями. Каждая из этих организаций представляет свои требования к режимам работы приемников, исходя из собственных производственных нужд. Большинство организаций используют базовые станции для работ методами RTK, либо Fast Static, поэтому приемники настроены на запись данных с частотой 1/5 Гц и более.

| Организация | Станция | Приемник | Антенна | Режим работы |
|------------------------|---------|------------------|-----------------|--------------|
| КГУ им. Ленина, Казань | KAZN | GB-1000 | CR-G3 | 1 Гц |
| ИГД, Екатеринбург | EKTB | Trimble 4000 SSE | TRM22020.00GP | 1/5 Гц |
| НавГеоКом, Тюмень | TUME | Trimble 5700 | Zephyr Geodetic | 1/5 Гц |

Основным требованием к работе станции является устойчивое и перманентное крепление антенны. Приемник и антенна обязательно должны поддерживать работу в фазовом режиме на частотах L1 и L2. Для получения среднесуточных координат с наименьшей ошибкой, необходимо, чтобы частота работы станции была не менее чем 1/30 Гц. После анализа данных со станций KAZN, SAMA, EKTB, TUME было принято решение, что данные станции являются подходящими для изучения геодинамики.



Рис. 2. Смещения станций ARTU, EKTB, TUME за 2007-2008г.

Обработка данных GPS наблюдений осуществлена с помощью программного комплекса GAMIT/GLOBK. В обработке используются фазовые данные наблюдений и множество дополнительных параметров, такие как данные наблюдений с большого числа станций IGS, данные о лунносолнечных приливах, данные о движении полюсов, параметры тропосферы. С учетом всей дополнительной информации удается достичь точности определения координат порядка 3-5 миллиметров [GAMIT/GLOBK Manual, 2006]. Обработав данные с перманентных станций, были получены временные ряды изменения координат. По этим данным, были рассчитаны деформации баз между пунктами наблюдений. Нами были выделены 3 базы: база KAZN-TUME – наиболее удаленные друг от друга точки наблюдений; база ARTU-TUME – эта база составляет примерно половину длины базы KAZN-TUME; база EKTB-TUME является самой короткой на данном профиле и составляет примерно половину длины базы ARTU-TUME. На рис. 3 представлены графики деформации выделенных баз; левая колонка представляет северную компоненту, центральная восточную, а правая высотную.



Рис. 3. Деформация баз TUME-KAZN, TUME-ARTU, TUME-EKTB по компонентам.

При совместном анализе данных GPS-мониторинга с разнообразными косвенными геодинамическими характеристиками, кроме важной оценки скоростей горизонтальных смещений по длительным рядам перманентных станций, были обнаружены:

-статистическая связь вариаций во времени длины геодезической базы Арти-Екатеринбург с числом аварий водопроводной сети г. Екатеринбурга [Овчаренко, 1998; Овчаренко, Баландин, 2009],

-статистическая связь вариаций длины геодезической базы Арти-Екатеринбург с числом слабых сейсмических событий на Среднем Урале. [Ovcharenko, 1999; Овчаренко, Баландин, 2009].

Установлено, что скорость восточного смещения Предуралья (АРТИ), собственно Урала (Екатеринбург) и Зауралья (Тюмень) примерно одинакова и составляет около (2.5Е, 0.5N, 0.7U) см/год. Это свидетельствует, в первом приближении, об унаследованности и единстве региональных движений Евразийского континента с момента сближения Урала и Казахстана в позднем палеозое, или, по крайней мере, об унаследованности движений в новейшее время. Информация GPS-мониторинга о деформационных движениях используется нами при комплексном 4D-моделировании для амплитудной калибровки моделей. К настоящему времени с использованием прямых и косвенных данных геодинамического мониторинга построены как региональная динамическая модель деформационного процесса всего Уральского региона, так и детальные динамические модели отдельных участков (Овчаренко А.В., 1998, 1999, 2007). Пространственно-временной анализ региональной модели по очагам наиболее сильных сейсмических событий позволил сделать дополнительные оценки параметров очагов и рассчитать длительные тенденции развития деформационного процесса [Овчаренко, 1998; Овчаренко, Баландин, 2009]

| Станция | Северная компонента | Восточная компонента | Высотная компонента |
|---------|----------------------|-----------------------|-----------------------|
| ARTU | 5.17 (± 0.17) мм/год | 24.76 (± 0.14) мм/год | 7.16 (± 0.69) мм/год |
| EKTB | 5.53 (± 0.38) мм/год | 25.61 (± 0.29) мм/год | 4.92 (± 1.69) мм/год |
| TUME | 3.75 (± 0.23) мм/год | 23.60 (± 0.18) мм/год | 10.71 (± 0.95) мм/год |

Перспективы GPS-мониторинга в изучаемом регионе мы связываем с развитием сети GPSмониторинга Института Геофизики, с увеличением числа перманентных станций и комплексировании с дистанционными методами типа InSAR, а также наземными методами лазерного сканирования.

Работа выполняется при поддержке грантами РФФИ 07-05-64729а, 08-05-99505рб и программ президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- GAMIT/GLOBK Manual. T.A. Herring, R.W. King, S.C. McClusky. Massachusetts institute of technology. 2006.
- *Ovcharenko A.V.*, (1999): 4-Dimensional models of deformation of the Earth's crust and earthquake prediction // J. of Earthquake Research in China. 13(1). P. 59-84.
- Овчаренко А.В. Динамические модели деформационных процессов в земной коре и сейсмологический прогноз // Доклады РАН. 1998. Т. 359, № 2. С. 251-254.

Овчаренко А.В., Баландин Д.В. Высокоточный GPS мониторинг на Среднем Урале. Теория и практика геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Казань: 2009. С. 402-406.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗАПАДНО-САЯНСКОГО РЕГИОНА

Е.В. Бойко, Д.Г. Ардюков, Р.Г. Седусов, В.Ю. Тимофеев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, BoykoEV@ipgg.nsc.ru

Введение. Территория Алтае-Саянского региона является зоной активных современных деформаций земной коры, что отражается в сейсмическом режиме территории. Регион Саяны-Тува в тектоническом отношении является зоной перехода от области субмеридионального сжатия Горного Алтая на западе к Байкальской рифтовой зоне растяжения на востоке. Равнинную часть на севере от горных областей на юге региона отделяют зоны разломов, в частности Западно-Саянский разлом, простирающийся от Телецкого озера до водохранилища СШГЭС и далее.

Целью настоящей работы является анализ имеющихся на сегодняшний день данных по скоростям современных движений земной коры, полученных различными методами для Западно-Саянской части Алтае-Саянской горной области, выделение особенностей сейсмического режима и современных деформаций, определение количественных оценок скоростей современных горизонтальных и вертикальных движений для региона, определение характера связи этих характеристик с современной сейсмичностью и строением региона.

Изучение современных движений земной коры. Изучение современных движений региона до последнего времени выполнялось методами нивелирования (опрос через 20-30 лет). Этот метод даёт представление о вертикальных движениях земной поверхности. Метод в горной резкопересечённой местности отличается большой ошибкой. В последнее десятилетие начинают распространяться различные модификации методов космической геодезии, которые позволяют проводить измерения 3D смещений пунктов сети с субмиллиметровой ошибкой. Нами использованы методы GPS геодезии и метод водного уровня с использованием ежедневных гидрографических данных по нескольким пунктам водохранилища СШГЭС.



СОПОСТАВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ С ЭЛЕМЕНТАМИ НЕОТЕКТОНИКИ ГОЛОЦЕНОВОГО . ЭТАПА (ЗАПАДНЫЙ САЯН И МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА)

1— график скоростей современых движений (по А.С.Митропольскому и А.М.Анищенко); 2— элементы неотектоники голоценового этапа (по В.Н.Крестникову и Г.И.Рейснеру)

Рис. 1. Результаты нивелировок вдоль Усинского тракта Абакан-Кызыл для эпохи: конец 40-х – конец 60-х годов (Ладынин А.В., 1970 г.).

В известных данных нивелировок объединены результаты съёмок от 1-го до 3-го класса по профилю от Абакана до Кызыла вдоль Усинского тракта в эпоху с конца 40-х по конец 60-х гг. Как видим, из представленных на рисунке 1 результатов, переход от северной равнинной части к высокогорной южной, сопровождается резким изменением скоростей вертикальных движений (до 10 мм в год). Ошибка приведенных результатов, видимо, может варьироваться от 1 мм до 10 мм. Эффекты высоких скоростей могут быть связаны с эффектом нагружения зоны водохранилища Красноярской ГЭС (опускание зоны). Результаты съёмок методом нивелирования для последнего десятилетия в Алтае-Саянской области известны только для зоны перехода от Тувы в Курайскую впадину [Мазуров, 2006] и для Горного Алтая в начале Чуйского тракта.

Для более поздней эпохи были использованы гидрологические данные по водохранилищу СШГЭС. Результаты определения скоростей вертикальных движений для эпохи 199-2001 гг. получены методом водного уровня, который является модификацией метода гидронивелирования [Тимофе-

ев и др., 1997]. Использованы ежедневные данные по четырем водопостам зоны водохранилища СШГЭС, осредненная разность получена по трех месячным данным в периоды минимальных сезонных вариаций уровня водохранилища (рис. 2). Использованы данные за 1991 г. и 2001 г., при этом эпоха в десять лет позволяет оценить ошибку результата до миллиметров. Отметим, что метод водного уровня является относительным методом измерений, также как и нивелирование.

Изменение уровня водохранилища СШГЭС на различных пунктах мониторинга за 2001 год. Для определения разностных значений выбираем наиболее стабильный участок сезонной записи с 230 по 310 день, т.е. с середины августа по середину ноября.



Рис. 2. Вариации уровня водохранилища СШГЭС по четырем водопостам за 2001 год, ежедневные определения. Стрелками выделен период, выбранный для анализа. Сезонные вариации уровня достигают 40 метров, уровень плотины ГЭС 220 метров.



Рис. 3. Вертикальные скорости смещений пунктов зоны водохранилища СШГЭС относительно пункта у плотины «Верхний Бьеф». Эпоха 1991-2001 гг. Скорости в мм в год.

Полученные методом водного уровня, скорости вертикальных смещений пунктов зоны водохранилища относительно пункта у плотины ГЭС, определенные в эпоху 1991-2001 гг. показаны на рис. 3. Отметим, что вариации скоростей современных вертикальных движений также можно связать по времени с эпохой нагружения водохранилищем уже Саяно-Шушенской ГЭС. Метод GPS измерений с помощью двухчастотных приемников применялся в модификации жесткой центровки, подробно опробованной при измерениях в Горном Алтае [Тимофеев и др., 2006]. Пункты были заложены в июне 2003 года. Измерения проводились в период 2003-2006 годы, т.е. в эпоху Чуйского землетрясения (сентябрь 2003 г.). Положение пунктов в зоне Западно-Саянского разлома показано на рис. 4. Здесь приведены пункты – п. Черемушки (CHER), р. Мишиха (MISH) и р. Она (RONA). На этом же рисунке показаны скорости горизонтальных смещений пунктов относительно пункта Мишиха. На рис. 5 показано геоцентрическое решение для этого пункта в географических координатах.



Рис. 4. а) Горизонтальное смещение пунктов расположенных по разные стороны Западно-Саянского разлома по данным измерений в эпоху 2003-2004-2005-2006 гг. Решение в мм в год относительно пункта Мишиха. б) Геоцентрическое решение для пункта Мишиха в географических координатах. Сверху вниз скорости смещений в мм – север-юг, восток-запад и по вертикали

Результаты GPS измерений (2003-2006 гг.) по вертикальным смещениям и данные по методу водного уровня (1991-2001 гг.) показаны на рис. 5. Результаты приведены в одной системе отсчёта, при этом данные по пункту Черемушки перенесены на пункт Верхний Бьеф.

Скорости горизонтальных смещений пунктов, расположенных по разные стороны Западно-Саянского разлома по данным измерений в эпоху 2003-2004-2005-2006 гг. относительно пункта Мишиха, приведены на рис. 5. Отметим, что зона разлома выделяется правосторонним смещением, что противоречит известным тектоническим представлениям, но, возможно, отражает косейсмический эффект Чуйского землетрясения в Алтае-Саянском регионе.

Дополнение к нашим результатам, полученным GPS методом по зоне Западно-Саянского разлома сделано по району Саяны-Тува с использованием данных работы [Лухнев, Саньков и др. 2005]. Горизонтальные смещения, полученные по району Саяны-Тува для эпохи 2000-2004 гг. с использованием 5 сетевых пунктов наблюдений получены иркутскими геофизиками относительно Иркутска. Используя поправки, полученные по модели AR-IR-2006 для плитного движения Евразии [Тимофеев и др., 2008], мы пересчитали результаты по трём пунктам относительно Новосибирска и пяти пунктам относительно Иркутска в движение относительно Евразии. Результаты расчётов представлены на рис. 6. В среднем по региону получено смещение на северо-восток с годовой скоростью 1.28 мм. Ошибка определения смещения, вероятно, может быть оценена в 0.5 мм.



Рис. 5. Скорости вертикальных движений пунктов Западного Саян по данным различных методов. Скорости в мм в год



Рис. 6. Скорости горизонтальных смещений пунктов региона Западного Саян и Тувы по данным GPS измерений (2000-2006 гг.), выполненных специалистами ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) и ИЗК СО РАН (г. Иркутск). Смещение пунктов относительно Евразии.

Сейсмичность и вариации уровня водохранилища. Первое конкретное свидетельство того, что землетрясения могут провоцироваться строительством крупных водохранилищ получено при наполнении водохранилища Мид (плотины Гувер, высота 221 м), на границе штатов Невада и Аризона. Некоторая местная сейсмичность проявлялась там и до 1935 г., факт состоял в том, что после 1936 г. землетрясения в этом районе стали гораздо более частыми. Второй пример – водохранилище в районе плотины Койна (Индия). Здесь в сентябре, ноябре и декабре 1967 г. частота толчков превышала 40 землетрясений в неделю, а к концу года временами достигала 200-300. (По данным Х.К. Гупты и Б.К. Растоги, обсерватория Койна-Нагар). Обнаружена корреляция вариации уровня (сезонная вариация около 25 м), и местной сейсмичности. [Болт, 1981]. Попытаемся выделить сезонную составляющую в сейсмичности региона прилегающего к водохранилищу СШГЭС. Для этого рассмотрим имеющийся банк данных по Алтае-Саянскому региону и проведем анализ с помощью программного пакета HICUM [Гольдин и др., 2008].

Анализ банка данных показал его хорошую представительность только до конца 1991 года, далее представительность падает (рис. 7). Для анализа была выбрана область водохранилища Саяно-Шушенская ГЭС и прилегающей территории с размерами: 52.6°N÷53.8°N; 88°E÷96°E (рис. 8). Землетрясения, случившиеся на данной территории, показаны на рис. 9, а, б, в). Анализ на периодичность сейсмического процесса позволил выявить эффекты на годовых частотах. Из анализа сглаженных данных прослеживаются сезонные вариации сейсмичности. Далее проведем анализ метода HiCum для волны годового периода (Sa). По мере нагружения водохранилища, сезонная компонента проявляется более активно. Значимый уровень (> 5%) модуляции был выделен только при рассмотрении



Рис. 7. Банк сейсмологических данных с янв. 1970 по дек. 2001 года (~ 26000 событий) Алтае-Саянская область: 46°N÷56°N; 80°E÷100°E; K > 5 (M > 0.5). Сверху вниз: распределения по широте, долготе и энергии землетрясений



Рис. 8. Южная часть Сибири и прилегающие территории. Прямоугольником показана область окружающая водохранилище Саяно-Шушенской ГЭС: 52.6°N÷53.8°N; 88°E÷96°E

всего банка данных (1970-2001 гг.) включая период полного наполнения водохранилища (с 1990 г.). Эффект сезонной нагрузки зоны водохранилища (до 40 м) проявляется в сейсмичности с уровнем модуляции 23% (рис. 9, г, д, е).



Рис. 9.

- а) Банк данных за период с февраля 1971 по сентябрь 2001 года для района: 52.6°N ÷ 53.8°N; 88°E ÷ 96°E.
- б) Банк данных за период с февраля 1971 по сентябрь 2001 года, усредненный по 10 событиям
- в) График для энергии землетрясений для периода 1971-1991 гг.
- г) Период 1970-1978 гг., отсутствие модуляции (4.3% < 5%).
- д) Период 1978-1987 гг., начало заполнения водохранилища, появляется эффект (14.2% > 5%).
- е) Период 1970-2001 гг., включает период сезонных нагружений ложа (40 м), эффект 23%

Заключение. В работе представлены результаты измерений современных движений по Западно-Саянскому региону различными методами. Скорости вертикальных движений определялись методами нивелирования, гидронивелирования и методами космической геодезии. Скорости вертикальных движений достигают 10 мм в год. Измерения различными методами проводились в разные временные эпохи. Высокие градиенты вертикальных движений в зоне Западных Саян могут быть связаны с эффектами заполнения водохранилищ Красноярской и Саяно-Шушенской ГЭС. Анализ горизонтальных смещений по сети пунктов показал смещение на северо-восток области Западных Саян и Тувы со скоростью 1.2 мм в год. В ходе изменения сейсмического режима выделены годовые вариации связанные с сезонными нагружениями ложа водохранилища СШГЭС (40 м). В зоне Западно-Саянского разлома выделено правостороннее смещение, возможно отражающее косейсмический эффект Чуйского землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

Болт Б. Землетрясения: Общедоступный очерк / Под ред. Н.В. Шебалина, М.: 1981 г.

- Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Чуйское землетрясение 2003 года (М = 7.5) // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» 2003. № 1(21).
- 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. Т. 11, № 4. 2008. С. 81-93.
- *Ладынин А.В.* Особенности изостазии горных областей Юга Сибири и их связь с глубинным строением и новейшей тектоникой // Диссертация на к.геол.-мин.н. Новосибирск. 1970. С. 25-27.

- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Кале Э., Ашурков С.В. Современные тектонические деформации центральной Азии по данным измерений методом GPS геодезии за 1994-2004 гг // «Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии». Вып. 2 / Под ред. К.Г. Леви, С.И. Шермана. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2005. С. 26-38.
- *Мазуров Б.Т., Титов С.С.* Анализ вертикальных движений по результатам нивелирования линии Кызыл Кош-Агач. Геодезия и картография. 2006. № 4.
- Тимофеев В.Ю., Арнаутов Г.П., Талиев С.Д., Сарычева Ю.К. Изучение современных движений земной коры в районах крупных водоемов юга Сибири методом регистрации водного уровня // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 12. С. 1991-1998.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Дучков А.Д., Запреева Е.А., Кале Э. Сеть измерений в западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1208-1215.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Дучков А.Д., Запреева Е.А., Казанцев С.А., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая. Геология и геофизика. 2006. № 8.
- *Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Седусов Р.Г., Бойко Е.В.* Современные движения Алтае-Саянского региона по экспериментальным данным // ГЕО-СИБИРЬ, Сборник материалов III Международного научного конгресса. Новосибирск: СГГА. 2007. Т. 3. С. 279-284.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю., Малышев Ю.Ф., Бойко Е.В. Результаты анализа данных GPS измерений (2003-2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алиньской сети // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39-49.

МОРФОСТРУКТУРНОЕ СТРОЕНИЕ ОСТРОВОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

А.С. Булочникова

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, hillory@mail.ru

Изучение рельефа островных территорий имеет достаточно длинную историю. И все же, на современном этапе развития, эта область науки остается изученной недостаточно. Исследование небольших по площади островов – уникальная возможность рассмотреть влияние всех основных условий, определяющих формирование природных систем на едином, законченном участке суши. Такие острова могут выступать моделью, на примере которой следует изучать сложный процесс комплексного воздействия экзогенных и эндогенных факторов рельефообразования.

К особой группе относят острова, входящие в структуру островных дуг северо-западного сектора Тихого океана. Это области современных зон активизации вулканизма, сейсмичности, дифференцированных тектонических движений. Многолетний опыт исследования этих территорий показал, что именной тектоника определяет современный облик островов этой зоны. Поэтому исследования островных дуг должно опираться, прежде всего, на знание о морфотектонических закономерностях развития.

Особенностью островов является, прежде всего, их изолированность, а значит труднодоступность. Следствие этого – крайне слабая степень изученности, малое количество данных о большинстве островов. Поэтому наиболее перспективным методом изучения субаэрального рельефа островов представляется морфоструктурный анализ, позволяющий установить комплекс эндогенных и экзогенных условий и факторов рельефообразования, иначе – понять ход истории развития их рельефа.

Объектом исследования были выбраны Командорские острова. Командорский архипелаг является западным звеном Алеутской островной дуги. Структурная, геологическая, генетическая связь этих групп островов подтверждена многочисленными исследованиями. Особенностью же Командорских островов является их положение на стыке двух крупнейших островных дуг – Курило-Камчатской и Алеутской. Строение этого участка Тихого океана до сих пор является одним из самых спорных вопросов в науке. Рельеф Командорских островов формировался под воздействием сложного комплекса процессов, характерных для этой зоны. Архипелаг включает в себя около 15 островов разного размера. Основными объектами исследования являются наиболее крупные из них – острова Беринга и Медный. Изученность островов крайне мала, до сих пор нет единой схемы тектонического, стратиграфического строения. Данные о рельефе так же скудны и в основном ограничиваются общими характеристиками типа морфоструктур и описанием береговой зоны острова Беринга.

Оценка факторов формирован территории позволила выяснить, что основными условиями островов Командорского архипелага является комплекс эндогенных процессов. Ведущую роль играет тектоническое развитие, выразившееся в формировании блоковой структуры как на локальном (субаэральная часть островов), так и на региональном (островная дуга в целом) уровнях.

В геоморфологии представления о блоковом строении земной коры нашло приложение в рамках структурной геоморфологии. В структурно-геоморфологических исследованиях было выделено особое морфотектоническое направление, позволяющие найти путь от рельефа к структуре и тектонике. Основа методики состоит в морфометрическом исследовании территории, на основе которого строится гипотеза о тектоническом развитии.

Учитывая особенности территории, а так же кране малое количество априорной информации, на территории островов Беринга и Медный был проведен специальный блоковый анализ. На первом этапе были выявлены основные закономерности морфоструктурного строения субаэральной части островов Беринга и Медный. Для этого были проанализированы основные параметры выделенных блоков (высота, площадь, ширина, глубина).

В распределении высот блоков на обоих островах отмечается компактность групп блоков с близкими значениями. Основное различие островов – отсутствие на острове Медный равнинной части. В распределении высот блоков так же отмечается тенденция, выявленная при анализе гипсометрический уровней - увеличение высот блоков на острове Беринга с севера на юг, на острове Медный – с юга на север. На острове Беринга наиболее раздробленными являются северная и южная части. В центре острова обосабливается массив, для которого характерны максимальные значения площадей. Остров Медный в целом имеет более дробную структуру. Наиболее разбиты блоки в районе бухты Корабельная. Блоки, площади которых превышают средние значения, разнесены в пространстве, но имеют близкую ориентировку северо-запад – юго-восток. Для обоих островов наиболее характерны блоки прямоугольной формы, встречающиеся в разных частях территории. Удлиненные, узкие блоки на острове Медном сосредоточены в районе бухты Корабельная, на острове Беринга – бухты Федоскина и образуют группы, границами которых являются блокоразделы первого порядка. Нижняя граница блоков острова Медный расположена на глубине около 7 км и представляет собой субгоризонтальную поверхность. Север острова Беринга имеет нижнюю границу на глубине 3.5 км. Основание горной части острова расположено в среднем на глубинах 10-11 км. Поверхность основания состоит условно из двух сводов, пересекающихся в районе массива горы Стеллера, имеющего максимальную глубину (14.5 км). В целом глубинное положение структур обоих островов подчиняется правилам изостатического равновесия.

Кроме того, в рамках морфоструктурного анализа был восстановлен ход развития структурного плана островов. Для этого был осуществлен переход от морфометрии к динамике, т.е. к пространственно-временным соотношением выделенных структур. Для этого были рассчитаны скорость и длительность движения выделенных блоков.

Из концепции В. Пенка известно, что при равных темпах поднятия и денудации, уклон склона характеризует скорость движения структуры, при условии, что структура поднимается равномерно. Таким образом, зная средний уклон (т.е. отношение превышения к половине ширины блока) склонов блока, если принять склоны прямыми, были определены относительные темпы движения для каждого из выделенных блоков. Длительность поднятия определяется высотой и скоростью поднятия. Чтобы определить относительный возраст начала активизации был выбран эталонный блок с модальными значениями высоты и уклона. Отношение высоты и уклона каждого блока к эталонным значениям позволило определить коэффициенты отличия, выразившиеся в доле от единицы. Ранжируя ряд значений коэффициентов, получили группы блоков, сходных по времени начала поднятия.

Подобные исследования хоть и не имеют пока широкого распространения в геоморфологии, но результаты некоторых из них уже опубликованы. Была решена новая задача – переход от относительных к абсолютным морфотектоническим параметрам, т.е. перевод относительной шкалы времени в абсолютную. Для этого необходим временной репер, в качестве которого была выбрана береговая линия. Ее возраст был взят из датировки отложений подошвы морской террасы. Зная высоту и время, определяем скорость поднятия эталонного блока. Для восстановления пространственно-временной цепочки событий были рассчитаны высоты каждого из блоков для границы стратиграфических выделов второй половины плейстоцена. На основе этих данных была восстановлена история формирования структурного плана островов Командорского архипелага во второй половине плейстоцена.

В начале среднего плейстоцена начинаются подниматься блоки в южной и центральной частях острова Беринга и северной и центральной части острова Медный. Во второй половине среднего плейстоцена происходит активизация большей части острова Медного. Активное поднятие приводит к воссоединению отдельных участков суши, средний уровень которой не превышает 350 м. Таким образом, к концу среднего плейстоцена из под уровня моря выходят структуры южной и центральной частей тихоокеанского побережья острова Беринга и практически вся современная площадь острова Медный. В начале позднего плейстоцена закрывается пролив, разделявший северный и южный части острова Медный. Поднявшиеся позднее всех блоки образовали грабенообразную структуру, которая наследуется до настоящего времени. В это же время происходит активное поднятие в южной части острова Беринга, замыкаются отдельные участки суши. Однако она еще достаточно долго остается отделенной от северной части глубоким проливом. Во второй половине позднего плейстоцена уровень моря был значительно ниже современного, острова имели большие площади. В середине позднего плейстоцена уровень моря был значительно ниже современного, острова имели большие площади. В середине позднего плейстоцена уровень моря был значительно ниже современного, острова имели большие площади. В середине позднего плейстоцена устрова имели большие площади. В середине позднего и северную части острова Беринга.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ГЕНЕЗИСА МИКСТИТОВ (НА ПРИМЕРЕ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО МЕЛАНЖА)

Е.В. Бурдюх

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, burdukh@krc.karelia.ru

В литологии разработан и длительное время успешно используются гранулометрический анализ обломочных пород – метод, изучения формы, окатанности, а также характера распределения облом-ков с целью выяснения генетического типа отложений; выявления генетических признаков, необходимых при палеогеографических реконструкциях и др. [Фролов, 1993].

В петрологии магматических комплексов гранулометрия ксенолитов изучается для установления реологических характеристик массивов [Слабунов, 1995]. Гранулометрический анализ ксенолитов гранитоидных массивов важен для оценки условий становления интрузивов.

Этот метод основывается на том, что распределение обломков по размерам, площади зависит от условий образования породы, комплекса, т.е. каждый фактор среды оставляет свой след на характере распределения. Следовательно, зная характер распределения обломков комплекса можно попытаться установить особенности их формирования.

На первом этапе анализа производится разделение обломочного материала на фракции по размеру обломков и определение их содержания в породе относительно всей обломочной составляющей. Разделение производится ситами, отмучиванием, подсчетом в обнажении, образце, шлифе и другими способами [Фролов, 1993].

Для обработки и дальнейшего истолкования полученных данных разработано множество методов, одним из которых является построение гистограмм, т.е. графиков, показывающих зависимость содержания фракции от ее размера. На основе гистограмм, а также некоторых параметров (среднее и модальное значения, коэффициенты асимметрии и др.) их характеризующих, делаются заключения о происхождении породы (сравнивают полученные гистограммы с гистограммами распределения пород генезис, которых известен).

По степени сортировки, например, судят о длительности динамической обработки материала, в процессе которой обломочные осадки стремятся стать монофракциальными, а их кривые распределения становятся все более сжатыми и высокими (рис. 1). Наоборот, би- или полимодальные кривые указывают на смешение материала из разных источников [Фролов, 1993].



Рис. 1. Выражение механической дифференциации по размеру в гранулометрическом составе осадков.

Осадки: *1* – недифференцированные, *2* – слабо дифференцированные; *3* – средне-, *4* – хорошо, *5* – очень хорошо дифференцированные, *6* – смешанные, возникшие в результате интеграции материала двух потоков, в каждом из которых он был довольно хорошо отдифференцирован

Одной из важнейших основ проведения гранулометрического анализа является закономерность установленная Колмогоровым А.Н.: логарифмически-нормальному распределению подвержены частицы образующиеся при дроблении пород [Справочник..., 1987].

Таким образом, если образовавшиеся при разрушении пород обломки в дальнейшем не были подвергнуты влиянию среды, способному привести к изменению характера их распределения по величине, то они распределены по логарифмически-нормальному закону. Гранулометрический метод изучения обломков был использован при исследовании Гридинского эклогитсодержащего микстита (рис. 2). Он представляет собой тектоническую пластину, выходы которой в виде Гридинской зоны прослеживаются в прибрежной зоне Белого моря с СЗ (от губы Великой) на ЮВ (до о-вов Ивановы луды) примерно на 50 км при ширине 6-7 км и резко выделяющуюся среди распространенных к северо-востоку тоналитовых гнейсов и гетерогенного комплекса амфиболитов, тоналитовых и глиноземистых гнейсов на юго-западе, хотя характер взаимоотношения между ними остается недостаточно определенным [Володичев и др., 2004].

Матрикс микстита (обычно не менее 70-80% объема комплекса) представлен в различной степени мигматизированными гнейсами, гнейсогранитами и метаэндербитами [Сибелев и др., 2004].

Обломочная составляющая комплекса микститов представлена неравномерно распределенными в матриксе многочисленными телами линзовидной и реже неправильной формы. Обломки варьируют по размерам от первых сантиметров до первых десятков метров.

Концентрация обломков в микстите изменяется в широких пределах, составляя местами 25-30% его общего объема. Состав обломков разнообразен, но резко преобладают породы основного состава, представленные в различной степени преобразованными эклогитами, амфиболитами и метаморфизованными габброидами.



Рис. 2. Схема геологического строения Северной Карелии (А) и распространения Гридинского эклогитсодержащего комплекса (Б) [Слабунов, 2005]:

А: 1 – палеопротерозойские (2.5–1.92 млрд. лет) супракрустальные образования; 2–3 – мезо- и неоархейские (2.9–2.83; 2.8–2.78 млрд. лет) зеленокаменные комплексы; 2 – керетьозерский и хизоваарский; 3 – мезоархейский парагнейсовый комплекс; 4 – базит-гипербазитовый Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса; 5 – эклогитсодержащего комплекса Гридинской зоны (ГЗ); 6 – архейские (2.9–2.7 млрд. лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Беломорского подвижного пояса; 7 – архейские (3.2–2.7 млрд. лет) гранитоиды ТТГ ассоциации Карельского кратона; 8 – предполагаемые надвиги

Б: 1 – гранитные массивы (не древнее 2.7 млрд. лет); 2 – гранитоиды ТТГ ассоциации; 3 – образования Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса (амфиболиты, метаультрабазиты), а также пластины, сложенные кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами; 4 – эклогитсодержащий комплекс; 5 – тектонические границы; 6 – элементы залегания гнейсовидности и метаморфической полосчатости; 7 – участки проведения детальных работ.



Рис. 3. Распределение обломочной составляющей микстита по длине (размер выборки – n; среднее длина обломка – Хср; дисперсия распределения – Dx). а) всей выборки в целом; б) на полигоне «Гридино»; в) на полигоне «Избная Луда»; г) амфиболитов; д) эклогитов.



Рис. 3. (продолжение).

Таким образом, микстит имеет сложный полигенный и полихронный генезис и является, как можно предполагать, сильно мигматизированным и деформированным меланжем (т.е. метамеланжем).

Целью работы являлось подтверждение или опровержение гипотезы о том, что Гридинский микстит является меланжем, т.е. микститом тектонического происхождения.

Сбор материала проводился, на двух полигонах: в с. Гридино (в нескольких обнажениях) и на острове Избная Луда и представлял собой определение размеров обломков в обнажениях. Всего было сделано 628 измерений. Данная выборка является статистически значимой.

В изученных сечениях обломки обычно имеют эллипсовидную, сглажено угловатую или угловатую форму, но иногда встречаются экзотические – змеевидные фрагменты.

Каждый обломок измерялся только в одном произвольном сечении и поэтому размеры охарактеризованы лишь частично. Однако эти параметры, безусловно, имеют прямую функциональную связь с главными характеристиками размеров тел и, следовательно, дают возможность оценить их вариации. У обломков измерялись два параметра: длина (измерение по наиболее длинной оси) и ширина (измерение по наименьшей оси).

Измерения проводились с помощью рулетки с точностью до 0.5 см.

На следующем этапе производилась обработка полученных данных с помощью графических и аналитических методов. Строились гистограммы (рис. 3, а-д) распределения обломков по длине (большему диаметру) для всей выборки в целом, по составу и районам работ. Наибольший диаметр компенсирует искажение размеров обломка срезом в обнажении не через его центр.

Ярко выражена асимметричность графика распределения размеров обломков (рис. 3, а): левое крыло диаграммы практически отсутствует, правое аппроксимирует к нолю, что позволяет говорить о логнормальности распределения. Гипотеза о законе распределения обломков была подтверждена аналитически по критерию Пирсона при уровне значимости 0.05.

Характеры распределения размеров обломков на обоих полигонах сходны (рис. 3, б-в), за исключением некоторых различий в средних и модальных значениях и подобны общему распределению, что позволяет говорить о том, что на всей площади микстита обломки распределены по логнормальному закону.

Из гистограмм распределения обломков в зависимости от состава следует, что фрагменты амфиболитового состава (рис. 3, г) распределены по логнормальному закону, о законе распределения эклогитов (рис. 3, д) строго говорить нельзя из-за малости выборки.

Полученные данные по гранулометрии обломочной составляющей гридинского микстита позволяют с большой долей уверенности утверждать, что исследованная выборка характеризуется логнормальным распределением, не установлены факты более сложного распределения. По этим наблюдениям можно сделать вывод о том, что данная обломочная составляющая образовалась в результате дробления вещества без последующей сепарации, что характерно в том числе и для меланжей. Не установлена и корреляция между размерами обломков и их составом (плотностью), что также означает отсутствие активной среды, воздействующей на совокупность раздробленных частиц и ведущей к их сепарации.

Согласно полученным гранулометрическим данным, гридинский микстит сформировался в результате дезинтеграции сложно построенного комплекса, без проявлений последующей сепарации обломков.

Таким образом, гранулометрические характеристики Гридинского микстита не противоречат представлениям о его меланжевой природе. Наличие в нем эклогитов с возрастом 2720 ± 8 млн. лет [Володичев и др., 2004] позволяет интерпретировать его как меланж сформировавшийся в ходе не-оархейской субдукции.

Подводя итог можно говорить о том, что гранулометрический анализ является одним из немногих объективных методов в геологии, результаты которого базируются на математических вычислениях.

Изучаемые характеристики (размер, форма обломков) являются значительно более устойчивыми к наложенным процессам нежели первичные текстуры и структуры пород, что позволяет с успехом применять гранулометрический анализ для изучения многократно преобразованных и переработанных комплексов (подобных Гридинскому микститу) восстанавливая начальные условия формирования или же сужая круг гипотез о их происхождении.

ЛИТЕРАТУРА

- Володичев О.И, Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. № 6. С. 609-631.
- *Луизова Л.А.* От постановки задачи до принятия решения. Учебное пособие. Петрозаводск: Изд. ПетрГУ. 2002. 71 с.
- Сибелев О.С., Бабарина И.И., Слабунов А.И., Конилов А.Н. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2004. Вып. 7. С. 5-20.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН. 2005. 46 с.

Слабунов А.И. Ксенолиты как индикаторы движения вещества в магматической камере (на примере Архейского батолита Северной Карелии, Балтийский щит) // Геохимия. 1995. № 10. С. 1506-1511.

Слабунов А.И., Бурдюх Е.В., Бабарина И.И. Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей гридинского эклогитсодержащего меланжа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2007. Вып. 10. С. 27-34.

Справочник по математическим методам в геологии. М.: Недра. 1987. 335 с.

Словарь-справочник по тектонике литосферных плит. М.: 1993. 71 с.

Фролов В.Т. Литология. Кн.1: Учебное пособие. М.: Изд. МГУ. 1992. 336 с.

Фролов В.Т. Литология. Кн.2: Учебное пособие. М.: Изд. МГУ. 1993. 432 с.

ВАРИАЦИИ ВО ВРЕМЕНИ ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ ГИПОЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАМЧАТКИ

П.В. Воропаев

Камчатский филиал Геофизической Службы РАН, Петропавловск-Камчатский

Введение. Фрактальный анализ является методом изучения самоподобных явлений и процессов. Одним из примеров самоподобной структуры является сейсмический режим, то есть совокупность землетрясений, рассматриваемых как точки в пространстве-времени [Садовский и др., 1991]. Степень неоднородности гипоцентрального распределения землетрясений может быть выражена величиной фрактальной размерности D [Морозов, 2002; Федер, 1991]. Данная величина не постоянна во времени. Вариациям D может быть дана следующая сейсмологическая интерпретация: при неравномерном распределении и росте концентрации гипоцентров землетрясений в определенном объеме, величина D уменьшается, при стремлении гипоцентров землетрясений распределиться равномерно, величина D будет увеличиваться. Известны случаи аномального поведения величины D, предшествующие сильному землетрясению [Мигаse, 2004]. Как следствие, изучение особенностей поведения величины D пространственно-временного распределения землетрясений представляет собой актуальную задачу.

Использованные данные. В работе использованы данные Камчатского регионального каталога землетрясений Камчатского филиала геофизической службы РАН за период с 1966 по 2008 год. Представительным классом для данного каталога является $K_S^{\phi 68} = 8.5$ [Гордеев и др., 2004]. Данный каталог был очищен от афтершоковых последовательностей с помощью методики Молчана-Дмитриевой [Молчан и др., 1991] с использованием компьютерной программы, составленной и любезно предоставленной к. ф.-м. н., доцентом МГУ им. М.В. Ломоносова В.Б. Смирновым.

Методика и результаты. Фрактальная размерность D гипоцентрального распределения землетрясений вычислялась методом корреляционного интеграла. Корреляционный интеграл C(r) определяется следующим выражением:

$$C(r) = \frac{1}{N^2} \sum_{\substack{i,j=1\\i\neq j}}^{N} H(r - R_{ij})$$
(1)

где N – число землетрясений в выборке, r – размер ячейки разбиения фазового пространства (в данном случае r – заданное линейное расстояние, с которым сравниваются все расстояния между землетрясениями из выборки), R_{ij} – расстояние между двумя землетрясениями из выборки с индексами i и j. H – функция Хевисайда. В случае если гипоцентральное распределение является фрактальной структурой, то будет удовлетворяться следующее выражение:

$$C(r) \sim r^D \tag{2}$$

С целью выяснения фрактальных свойств гипоцентрального распределения землетрясений Камчатки была выбрана зона, включающая в себя полуостров Камчатка с прилегающими территориями. Данная зона ограничена следующими координатами: с юга – 50° с.ш., с севера – 60° с.ш., с востока – 150° в.д., с запада – 170° в.д. Из Камчатского регионального каталога землетрясений, очищенного от афтершоковых последовательностей, для данной зоны была сделана выборка землетрясений, которая составила 28942 события, с энергетическим классом $K_s \ge 8.5$.

Вычисление корреляционного интеграла C(r) производилось в два этапа: 1) создана матрица гипоцентральных расстояний между землетрясениями из указанной выборки, 2) на основании полученной матрицы вычислялся корреляционный интеграл C(r) для r лежащем в интервале от 1 до 500 км, с шагом в 1 км. В результате строилась зависимость C(r), на которой определялся участок, соответствующий выражению (2). Такое соответствие проявляется для 10 км $\leq r \leq 40$ км (рис. 1). Зависимость C(r) на указанном интервале аппроксимируется следующей функцией: $C(r)=5\cdot10^{-6}r^{2.917}$, при этом коэффициент детерминации $R^2 = 0.999$, что говорит о наличии фрактальных свойств гипоцентрального распределения землетрясений Камчатки на данном интервале разбиения. Исходя из обнаруженных особенностей гипоцентрального распределения землетрясений, для вычисления изменений величины D во времени использовались значения r равные 10, 20 и 30 км.



Рис. 1. Зависимость C(r) от r, построенная на основании 5000 последовательных землетрясений для зоны, ограниченной координатами: 50° с.ш., 60° с.ш., 150° в.д., 170° в.д. Из графика видно соответствие выражению (2) для 10 км $\leq r \leq 40$ км.

Для вычисления вариаций D во времени был использован метод плавающего окна. Использовано два типа окон, включавших в себя 400 и 800 последовательных землетрясений. Продвижение окна заключалось в добавлении 10 последующих событий между каждым вычислением D, при этом вычисленное значение D сопоставлялось времени окончания каждого временного окна. При рассмотрении графиков вариаций D во времени указанной зоны (рис. 2, а, б), выделяются две аномалии (I, II), проявившиеся в периоды с 1975 по 1979 гг., и с 1983 по 1987 гг. Данные аномалии характеризуются резким уменьшением величины D, с достижением локального минимума и по истечении определенного времени (в зависимости от величины временного окна), резким возвратом к первоначальным значениям.





а, б – для зоны, ограниченной координатами: 50 град. с.ш., 60 град. с.ш., 150 град. в.д., 170 град. в.д., с величиной временного окна 400 и 800 суток соответственно; в – для зоны 55 град. с.ш., 60 град. с.ш., 150 град. в.д., 160 град. в.д., с величиной временного окна 400 суток. Г. П – области аномальных значений *D*.

Разбиение исследуемой площади на фрагменты, позволило выделить две зоны, ограниченные следующими координатами: 1) 55° с.ш., 60° с.ш., 150° в.д., 160° в.д., 2) 50° с.ш., 55° с.ш., 150° в.д., 160° в.д., на которых четко выделяются аномалии (I, II) значений *D* (рис. 2, в, г).

Сопоставление аномалий (I, II) с сейсмическим режимом Камчатки показывает, что аномалия I предшествовала землетрясению 21.12.1975 г. (М = 6.9), I проявившись за 86 суток до землетрясения, аномалия II предшествовала землетрясению 17.08.1983 г. (М = 7.0), проявившись за 93 дня до землетрясения.

Заключение. Применение фрактального анализа к каталогу камчатских землетрясений позволило выделить аномалии во временном ряде величины фрактальной размерности гипоцентрального распределения очагов землетрясений *D*, предшествующих двум сильным землетрясениям Камчатки.

Данные аномалии заключаются в резком уменьшении величины *D* с достижением локального минимума и по истечении определенного времени резким возвратом к первоначальным значениям.

Таким образом, данный метод дает возможность выявить необычную сейсмическую активность, предшествующую сильным землетрясениям Камчатки.

ЛИТЕРАТУРА

Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Левина В.И. и др. Система сейсмологических наблюдений // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: 2004. С. 11-42.

Молчан Г.М. Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Современные методы обработки сейсмологических данных (Вычислительная сейсмология Вып. 24). М.: Наука. 1991. С. 19-50.

Морозов А.Д. Введение в теорию фракталов. Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2002. 160 с.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с. *Федер Е.* Фракталы. М.: Мир. 1991. 254 с.

Murase K. A Characteristic Change in Fractal Dimension Prior to the 2003 Tokachi-oki Earthquake (Mj = 8.0), Hokkaido, Northern Japan // Earth Planets Space. 2004. № 56. P. 401-405.

ВЫДЕЛЕНИЕ АКТИВНОЙ СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩЕЙ СТРУКТУРЫ НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

В.И. Герман^{1,2}

- ¹ ГОУ ВПО «Сибирский государственный аэрокосмический университет им. академика М.Ф. Решетнева» (СибГАУ)
- ² Государственное предприятие Красноярского края «Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья» (ГПКК «КНИИГиМС»)

С 2000 г. на базе ГПКК «КНИИГиМС» были начаты работы по изучению слабой сейсмичности и изучению глубинного строения земной коры территории Красноярского края и прилегающих регионов с целью уточнения сейсмической опасности.

При оценке сейсмической опасности важную роль играет выделение зон возникновения очагов землетрясения, определяющих сейсмичность, а также определение параметров их сейсмического режима. Большая работа в данном направлении была проделана в ходе составления комплекта карт общего сейсмического районирования ОСР-97. На основе комплексирования результатов обработки и анализа (с применением различных подходов) собранной информации о сейсмичности и параметрах земной коры Северной Евразии, была составлена модель возникновения очагов землетрясений [Уломов, Шумилина, 1999]. Основными ее элементами являются линеаменты – линейные сейсмогенерирующие структуры, соответствующие разломам, и домены – области с однородным в пространстве сейсмическим режимом.

Однако составленная модель обладает малой детальностью. Так большинство центральных и южных районов Красноярского края попадают в обширный домен D0300, который на востоке доходит до Иркутска (рис. 1). Согласно ОСР-97 в любой точке этого домена возможно возникновение землетрясений с магнитудой 5.5. Данный домен почти полностью включает в себя Восточный Саян, а также захватывает прилегающие к нему области. Очевидно, что тектоническое строение домена D0300 существенно неоднородно (см. врезку на рис. 1, где представлена схема размещения тектонических структур по [Даценко, 2006], которая хорошо согласуется с [Схема..., 2001] и др.), и сейсмичность данной области имеет достаточно сложную структуру. Учесть неоднородность пространственной и энергетической структуры сейсмичности внутри домена помогают линеаменты. Однако согласно разработанной модели они определяют только сильную сейсмичность (в случае ОСР-97 начиная с магнитуды M = 6). Более того, зона их влияния крайне локализована.



Рис. 1. Модель возникновения очагов землетрясений ОСР-97, дополнительно показан рельеф; на врезке показана схема тектонических структур соответствующего района.

Методология, использованная при составлении карт ОСР-97, предусматривает для уточнения сейсмической опасности корректировку и детализацию модели возникновения очагов землетрясений. Опыт такой работы для территории Красноярского края уже есть [Сибгатулин и др., 2003; Краснора-менская и др., 2003] и был одобрен разработчиками карт ОСР-97.

Сейсмическая сеть ГПКК «КНИИГиМС» в настоящее время позволяет надежно фиксировать землетрясения с магнитудой $M \ge 1.5$ на большей части центральных и южных районов Красноярского края [Герман и др., 2009]. Дополнительно к стационарной сети регулярно выставляются временные сейсмические сети с целью детального исследования режима отдельных участков.

Наблюдения за слабой сейсмичностью, проводимые в ГПКК «КНИИГиМС» в последние годы [Герман и др., 2009], позволяет выделить протяженную сейсмоактивную структуру, пересекающую 150 км зону г. Красноярска. На рис. 2 ее центральная линия показана прерывистой линией. В центральной части данной структуры 24.03.2009 произошло одно из четырех сильнейших землетрясений, зафиксированных на территории Красноярского края в инструментальный период наблюдения (Крольское землетрясение: $08^{h}08^{m}$, M = 4.9, $\lambda = 93.49^{\circ}$ E, $\varphi = 54.73^{\circ}$ N). Оно ощущалось жителями г. Красноярска на уровне 3 баллов по шкале MSK-64. К северо-западной части выделенной структуры относится Солгонское землетрясение (01.02.2007, $15^{h}17^{m}$, $\lambda = 91.28^{\circ}$ E, $\varphi = 55.64^{\circ}$ N), которое ощущалось в ряде районов Красноярского края [см. Герман и др., 2009]. Последнее землетрясение явилось значимой аномалией для малоактивного района, где оно произошло. Магнитуда землетрясений в нем ранее не превышала значения 3.

Отмеченная особенность повышенной активности в выделенной структуре наблюдается и при рассмотрении сейсмичности с 1963 г. (использовался каталог землетрясений, составленный в А-СФ ГС СО РАН), (см. рис. 2). За этот период кроме Солгонского и Крольского землетрясений в пределах отмеченной структуры также был зарегистрирован еще ряд достаточно сильных землетрясений с магнитудой $M \ge 3$. Данных об их механизме к сожалению нет. Вместе с тем распределение афтершоков Солгонского и Крольского землетрясений структуры.

Таким образом, можно говорить о том, что данная структура представляет повышенную опасность для территории Красноярского края. Более того, дополнительный анализ распределения во времени землетрясений, попавших в нее, позволяет говорить о ее активизации со второй половины



Рис. 2. Землетрясения, зарегистрированные сейсмической сетью КНИИГиМС с 2002 г. (их линейный размер определен по [Ризниченко, 1976] и увеличен в 5 раз); центральная линия сейсмогенной структуры показана прерывистой линией.



Рис. 3. Землетрясения с магнитудой *M* ≥ 2,5, зарегистрированные с 1963 г.; центральная линия сейсмогенной структуры показана прерывистой линией; серая область соответствует Дербинской глыбе; разломы по [Ружич и др., 2001]: *I* – Восточно-Саянский, *2* – Главный-Саянский – краевой шов Сибирской платформы, *3* – Кандатский, *4* – Саяно-Партизанский, *5* – Бирюсинский.

2006 г. Важной особенностью данной сейсмогенной структуры является то, что она не выделена в модели зон возникновения очагов землетрясений (рис. 1, 2), полученной в ИФЗ РАН в ходе составления карт общего сейсмического районирования (ОСР-97).

Проведем более детальное изучение структуры сейсмичности на рассматриваемом участке, сопоставляя ее с активными разломами, которые могут соответствовать линеаментам, а также с тектоническими структурами. На рис. 3 показаны активные разломы (по материалам ГИН РАН), на нем же приведены основные сейсмоактивные разломы по В.В. Ружичу [Ружич и др., 2001], а также сейсмичность, зарегистрированная с 1963 г. Сравнивая рис. 2 и рис. 3 видно, что во многих местах имеется совпадение линеаментов и разломов, но имеются также значительное число разломов, которым не соответствует ни один линеамент. Выделенная активная структура на большей части своего протяжения совпадает с Восточно-Саянским разломом (рис. 3), что является аргументом в пользу корректности ее выделения. Вероятно, область этого совпадения следует рассматривать как наиболее опасный участок данной структуры. Северо-западная часть выделенной структуры тем не менее не соответствует ни одному приведенному разлому. В результате целый ряд землетрясений, зарегистрированных юго-восточнее водохранилища Красноярской ГЭС (см. рис. 2, 3), оказываются в стороне от приведенных разломов.

Привлекая тектоническую информацию, можно говорить о том, что выделенная структура практически совпадает с Дербинской глыбой (террейном, микроконтинентом), показанной на рис. 3 (согласно [Даценко, 2006]). Дербинскую глыбу с севера и с юга ограничивают два протяженных разлома: Главный-Саянский и Восточно-Саянский соответственно. Продолжение глыбы с запада от Енисея является предположительным, оно скрыто новыми образованиями. Однако возникновение Солгонского землетрясения и направление расположения его афтершоков говорит в пользу предположения о продолжении Дербинской глыбы. Вероятно, ее северной границе соответствует проходящий там разлом (по материалам ГИН РАН), а южной границе – выделенная центральная линия сейсмогенной структуры.

В октябре 2008 г. в северо-западной части выделенной структуры вблизи эпицентра Солгонского землетрясения проводились исследования методом регистрации электромагнитного излучения (ЭМИ) с целью выделения / уточнения границ рассматриваемой структуры, а также оценки их актив-

ности (рис. 4). Предполагалось, что в области сейсмоактивной разломной зоны активность ЭМИ должна возрастать, более того можно ожидать увеличение амплитуды импульсов.

Предварительно по рельефу и с учетом афтершоков Солгонского землетрясения и разломов по материалам ГИН РАН было определено предположительное продолжение рассматриваемой сейсмогенной структуры (рис. 4). Измерения ЭМИ проводились на 80 пикетах, расположенных с шагом в 1 км по профилю, пересекающему рассматриваемую структуру. Продолжительность регистрации импульсов ЭМИ в каждой точке составляла 5 мин. В качестве реперного пункта для нормирования по активности использовался пункт, расположенный в п. Балахта. Полученные результаты приведены на рис. 5.



Рис. 4. Предположительное продолжение Дербинской глыбы и профиль ЭМИ.



Рис. 5. Активность электромагнитного излучения по каналам север-юг и запад-восток вдоль профиля, пересекающего северо-западный участок выделенной сейсмогенной структуры.

Рассмотрение активности ЭМИ показывает значительное его возрастание в районе пикетов 16-22. Оно отчетливо видно по каналу запад-восток, а также прослеживается на канале север-юг. В этой области также наблюдается некоторое увеличение числа импульсов с большой амплитудой. На рис. 4 видно, что данным пикетам соответствует северная граница выделенной структуры. Некоторое повышение активности ЭМИ наблюдалось в районе пикетов 49 и 53 по каналу север-юг. В данном районе предположительно проходит южная граница выделенной структуры. Полученные результаты подтверждают предположение о продолжении выделенной сейсмогенной структуры в северозападном направлении.

Таким образом, в результате проведенных исследований в 150 км зоне г. Красноярска выделена еще одна потенциально опасная в сейсмическом отношении область, не учтенная при разработке комплекта карт ОСР-97 (ИФЗ РАН – г. Москва). В результате можно выделить линеамент, соответствующий центральной линии рассмотренной структуры. В соответствии с силой Крольского землетрясения и потенциалом домена D0300, вблизи него возможно возникновение землетрясений с магнитудой до 5.5. Особенно опасной представляется его часть, совпадающая с Восточно-Саянским разломом. Дополнительно выделена область с повышенной сейсмической активностью, соответствующая Дербинской глыбе, что является очередным шагом в разбиении домена D0300, проходящего через Красноярский край, на отдельные области, а также выделении сейсмолинеаментов. По завершении данной работы планируется провести переоценку сейсмической опасности для территории центральных районов Красноярского края.

ЛИТЕРАТУРА

- *Герман В.И., Осеев В.Г., Пилимонкин Н.С., Иваниско В.И.* Сейсмический мониторинг центральных и южных районов Красноярского края // Землетрясения России в 2007 году. Обнинск: ГС РАН. 2009. (в печати).
- *Герман В.И., Пилимонкин Н.С.* Сейсмогенерирующая структура в 150 км зоне г. Красноярска // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Центральной Сибири. Красноярск: КНИИ-ГиМС. 2008. С. 81-84.
- Даценко В.М. Геологическая история Алтае-Саянской области // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Красноярского края. Вып. 8. Красноярск: КНИИГиМС. 2006. С. 160-166.
- Краснораменская Т.Г., Корнев Т.Я., Самков В.В., Симонов К.В. К обоснованию местоположения северной границы сейсмического домена D0300 // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Центральной Сибири. Вып. 4. – Красноярск: КНИИГиМС. 2003. С. 396-403.
- *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9-27.
- *Ружич В.В и др.* Уточнение исходного балла сейсмической опасности для объектов ГХК. Отчет. Красноярск, КНИИГиМС. 2001. 133 с.
- Сибгатулин В.Г., Симонов К.В., Герман В.И., Перетокин С.А. Уточнение сейсмической опасности для Красноярск-Железногорск-Дивногорской агломерации // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Центральной Сибири. Вып. 4. Красноярск: КНИИГиМС. 2003. С. 389-395
- Схема тектонического районирования России. Масштаб 1:5 000 000 / Сост. Г.С. Гусев, Н.В. Межеловский и др. М.: МПР РФ, ГЕОКАРТ. 2001.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000 Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ. 1999.

ОПЫТ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПРИБОРТОВОГО МАССИВА ПОРОД НА КАРЬЕРАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В.В. Рыбин, Н.О. Губинский, И.В. Данилов

Учреждение РАН Горный институт КНЦ РАН, Апатиты, nikita@goi.kolasc.net.ru

В рамках проводимых в настоящее время Горным институтом КНЦ РАН работ по геомеханическому обоснованию возможностей оптимизации параметров карьеров в скальных тектоническинапряжённых породах было показано, что одним из определяющих факторов, влияющих на устойчивость бортов карьеров, является напряжённое состояние массива пород в окрестности карьерных выемок [Мельников и др., 2004; Козырев и др., 2003].

В связи с важностью учёта напряжённого состояния при оценке устойчивости бортов карьеров были проведены специальные экспериментальные определения его параметров в карьере рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК», Ньоркпахкском карьере Восточного рудника и в карьере Центрального рудника ОАО «Апатит».

Исследования проводились методом разгрузки в варианте торцевых измерений [Турчанинов и др., 1970]. В основу метода положено использование физического свойства – упругой деформируемости пород под нагрузкой. В естественных условиях породный массив испытывает деформации как следствие действия напряжений (гравитационных, тектонических, температурных и др.). Если от массива отделить его часть, то действующие напряжения снимутся, и в отдельной части произойдут деформации упругого восстановления. Измерив величины деформаций и определив упругие показатели свойств пород, с помощью аналитического аппарата теории упругости можно вычислить величины напряжений. Погрешности определения напряжений зависят от степени соответствия деформирования пород массива линейной зависимости между напряжениями и деформациями.

Метод разгрузки является достаточно точным и методически обоснованным, что позволяет применять его для определения полного тензора напряжений изучаемого массива пород [Турчанинов и др., 1978].

На рис. 1 в качестве примера показана типовая конструкция измерительной станции. На рис. 2 приведён график распределения напряжений по длине скважины.



Рис. 1. Типовая конструкция станции по измерению параметров напряжённо-деформированного состояния массива пород методом разгрузки: общая длина скважины – 50 м, участок измерений методом разгрузки – 15 м.



Рис. 2. Распределение напряжений по длине исследовательской скважины; верхний, средний и нижний графики – соответственно, распределение максимальной касательной, минимальной и максимальной компонент квазиглавных напряжений по длине участка измерений в скважине.

В таблице 1 представлены обобщённые данные измерений параметров напряжённого состояния прибортового массива пород карьеров ОАО «Ковдорский ГОК» и «Апатит».

| змерительной ий, борт карьера | Глубина (средн.) расположения изм. станции от первоначального рельефа Н _{ср.} , м | Измеренные параметры напряжён- ного состояния массива пород по результатам измерений методом разгрузки | | | Расчётные параметры напряжённого состоя- ния массива пород ис- ходя <u>только из собст-</u> <u>венного веса вышеле-</u> <u>жащих пород</u> | | | | | |
|---|--|---|--|--------|---|---|--|--|--|--|
| Абсолютная отметка и станции, место измерени | | максимальная компо- нента _{бтах} , МПа | минимальная компонен- та _{бтіп} , МПа | наклон | вертикальная компонен- та (үН) σ_{sepm}^{cp} , МПа | горизонтальная компо- нента (λγΗ) σ _{гор} ^{ор} , МПа | | | | |
| Карьер рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК» | | | | | | | | | | |
| +40 м, 2005, СВБ (ОПУ) ¹ | 217 | 13 | 4 | 18° | 6.5 | 2.2 | | | | |
| +94 м, 2000, СВБ (ОПУ) | 163 | 20 | 4 | 18° | 5 | 1.6 | | | | |
| +94 м, 2000, СВБ (ОПУ) | 163 | 22 | 9 | -14° | 5 | 1.6 | | | | |
| +118 м, 2005, СЗБ (ОПУ) | 90 | 5 | -1 | 6° | 2.7 | 0.9 | | | | |
| +142 м, 2001, СЗБ (ОПУ) | 65 | 8 | -2 | 43° | 2 | 0.6 | | | | |
| +166 м, 2003, ЮВБ | 40 | 3 | -1 | 13° | 1.2 | 0.4 | | | | |
| +154 м, 2005, ЮВБ | 52 | 11 | 3 | 88° | 1.6 | 0.5 | | | | |
| +10 м, 2007, СБ | 247 | 20 | 3 | -24° | 7.4 | 2.5 | | | | |
| +10м, 2009, СБ | 247 | 27 | 8 | -17° | 7.4 | 2.5 | | | | |
| +25 м, 2007, СЗБ | 237 | 24 | 14 | -15° | 7.1 | 2.3 | | | | |
| Ньоркпахкский карьер Восточного рудника ОАО «Апатит» ² | | | | | | | | | | |
| +500 м, 2002 | 200 | 18 | 12 | -16 | 6 | 2 | | | | |
| +470 м, 2003 | 230 | 24 | 10 | -18 | 6.9 | 2.3 | | | | |
| +440 м, 2004 | 260 | 33 | 20 | 56 | 7.8 | 2.6 | | | | |
| +470 м, 2005 | 230 | 22 | 12 | 106 | 6.9 | 2.3 | | | | |
| Карьер Центрального рудника ОАО «Апатит» | | | | | | | | | | |
| +610 м, 2003 | 290 | 5 | -3 | 36 | 8.7 | 2.9 | | | | |
| +595 м, 2004 | 305 | 26 | 19 | 37 | 9.15 | 3.05 | | | | |
| +580 м, 2005 | 320 | 17 | 4 | 41 | 9.6 | 3.2 | | | | |

Таблица 1. Параметры напряжённого состояния массива пород крупных карьеров ОАО «Ковдорский ГОК» и ОАО «Апатит»

¹ СБ – северный борт; СВБ – северо-восточный борт карьера; СЗБ – северо-западный борт карьера; ЮВБ – юговосточный борт карьера; ОПУ – опытно-промышленный участок.

² В Ньоркпахкском карьере Восточного и в карьере Центрального рудников ОАО «Апатит» все измерения проводились на северных бортах со стороны висячего бока рудной залежи.

Расчётные параметры напряжённого состояния массива от собственного веса вышележащих пород определялись исходя из известных зависимостей: $\sigma_{Bept} = \gamma H$; $\sigma_{rop} = \lambda \times \sigma_{Bep}$, где σ_{Bept} ; σ_{rop} – вертикальные и горизонтальные напряжения в массиве пород от собственного веса вышележащих пород; γ – объёмный вес пород, τ/m^3 ($\gamma \approx 3 \tau/m^3$); λ – коэффициент бокового отпора, в общем случае $\lambda = \nu / (1 - \nu)$; ν – коэффициент Пуассона (для горных пород исследуемых месторождений $\nu \approx 0.25$).

Например, для станции на гор. +500 м в Ньоркпахском карьере Восточного рудника ОАО «Апатит», получим:

 $σ_{sepm} = γH = 3 \text{ T/m}^3 \times 200 \text{ M} = 600 \text{ T/m}^2 = 6 \text{ M}\Pi a;$

 $\sigma_{cop} = \lambda \times \sigma_{sep} = (\nu / (1 - \nu)) \times \sigma_{sepm} = (0.25 / (1 - 0.25)) \times 6 \text{ M}\Pi a = 2 \text{ M}\Pi a.$

Сравнение расчетных и измеренных величин напряжений в массиве показывает, что действующие значения максимальных компонент главных напряжений на 16 измерительных станциях из 17 превышают максимальные расчетные напряжения от собственного веса вышележащих пород. Сравнительно невысокие значения действующих напряжений на горизонтах +610 м и +580 м в карьере Центрального рудника объясняются расположением измерительной станции в аномальной зоне (рабочая зона карьера, трещиноватый массив). При этом в абсолютном большинстве случаев отношение $\sigma_{max} / \sigma_{sepm}^{cp} > 2$. Это обстоятельство позволяет сделать вывод о соответствии напряжённого состояния массива пород исследованных месторождений гравитационно-тектоническому типу. Применительно к карьерам Восточного и Центрального рудников ОАО «Апатит» этот вывод подтверждается выявленными ранее общими закономерностями распределения напряжений в районе Хибинских апатитнефелиновых месторождений [Козырев и др., 1996; Турчанинов и др., 1978; Марков, 1977].

Несмотря на имеющийся разброс полученных результатов, можно, в первом приближении, представить зависимость между максимальной компонентой главных напряжений и глубиной измерений для всех исследуемых месторождений в виде:

 $\sigma_{max} \approx 0.1 \times H$, при $H > 40 \div 50$ м,

где σ_{max} – максимальная компонента главных напряжений, МПа; Н – глубина измерений, м.

Как видно из рис. 3, линия тренда, построенная для измеренных значений максимальной компоненты напряжений, практически совпадает с прямой $\sigma_{max} = 0.1 \times H$.

Поскольку большинство измерений методом разгрузки выполнены на участках наиболее протяжённых бортов карьеров, где коэффициент концентрации горизонтальных напряжений близок к единице, то полученные значения напряжений в первом приближении можно рассматривать как исходные в нетронутом массиве пород.

Учитывая общие закономерности распределения тектонических напряжений с глубиной, можно полагать, что на глубинах более 400 \div 500 м зависимость $\sigma_{max} = f(H)$ будет нелинейной. При этом рост напряжений с глубиной будет затухать. По мере накопления экспериментальных данных предложенная зависимость будет уточнена.



Рис. 3. Зависимость максимальной компоненты напряжений от глубины.
В целом на основе выполненных исследований напряжённого состояния массива пород на карьерах Кольского полуострова можно сделать следующие выводы:

1. Напряжённое состояние приконтурного массива пород всех исследуемых месторождений соответствует гравитационно-тектоническому типу.

2. Наибольшее значение максимальной компоненты главных напряжений, зафиксированное на Ньоркпахкском карьере составило 33 МПа на глубине 260 м, в карьере Центрального рудника – 26 МПа на глубине 305 м, а в карьере рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК» – 27 МПа на глубине 247 м. Учитывая всю совокупность данных по напряженно-деформированному состоянию Хибинского и Ковдоского массивов, можно сделать вывод о том, что абсолютные значения параметров напряжённого состояния Хибинских апатит-нефелиновых месторождений несколько выше, чем на Ковдорском месторождении.

3. В первом приближении зависимость между максимальной компонентой главных напряжений (σ_{max} , МПа) и глубиной измерений (H, м) можно представить в виде: $\sigma_{max} \approx 0.1 \times H$, при 50 м < H < 500 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 07-05-13579).

ЛИТЕРАТУРА

- Концепция формирования нерабочих бортов глубоких карьеров Кольского Заполярья // Н.Н. Мельников, А.А. Козырев, С.П. Решетняк, Э.В. Каспарьян, В.В. Рыбин, В.С. Свинин, А.Н. Рыжков // Горный журнал. 2004. № 9. С. 45-50.
- *Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. 1977. 213 с.
- Обеспечение устойчивости бортов карьеров в предельном положении // А.А. Козырев, С.П. Решетняк, Э.В. Каспарьян, В.В. Рыбин, Н.А. Свердленко // Безопасность труда в промышленности. 2003. № 10. С. 41-44.

Руководство по измерению напряжений в массиве скальных пород методом разгрузки (вариант торцевых измерений) // АН СССР, Кол. Фил., Горн. ин-т; Сост.: И.А. Турчанинов, Г.А. Марков, В.И. Иванов. Апатиты: КНЦ РАН. 1970. 48 с.

Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок // И.А. Турчанинов, Г.А. Марков, В.И. Иванов, А.А. Козырев. Л.: Наука. 1978. 256 с.

Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах // А.А. Козырев, В.И. Панин, В.И. Иванов, С.Н. Савченко и др. Апатиты: 1996. 159 с. (I часть); 162 с. (II часть).

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗОНАХ КРУПНЫХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.А. Добрынина

Институт земной коры CO PAH, Иркутск, dobryninacrust.irk.ru

Разлом представляет собой объемное геологическое тело и характеризуется собственными физическими свойствами, отличающимися от свойств окружающей его блоков земной коры [Шерман, 1977]. Динамо-метаморфические процессы, происходящие в теле разлома, приводят к изменению (ослаблению) прочности и появлению анизатропии свойств среды, что фиксируется с помощью различных геофизических методов. В частности, исследования затухания сейсмических волн показали, что области с активной тектоникой, где литосфера характеризуется высокой степенью неоднородности, отличаются низкими значениями добротности, стабильные области – высокими [Singh, Herrmann, 1983].

Представленное исследование направлено на определение характеристик затухания сейсмических волн в зонах крупных активных разломов южного обрамления Сибирской платформы – Обручевский, Приморский, Главный Саянский и Тункинский разломы (рис. 1, а).

Методика и данные. Для оценки добротности среды использовалась модель однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975], согласно которой кода-волны рассматриваются как суперпозиция волн, отраженных от неоднородностей среды в области очага землетрясения и регистрирующей станции [Aki, Chouet, 1975; Rautian, Khalturin, 1978]. Смещение в узком частотном диапазоне с центральной частотой пропускания f задается соотношением:

$$A(f,t) = W(f) \cdot t^{-\alpha} \cdot \exp\left[\frac{-\pi ft}{Q_C(f)}\right],\tag{1}$$

где α – характеристика геометрического расхождения (для объемных волн $\alpha = 1$), *t* – время, отсчитываемое от времени в очаге, W(f) – скалярная временная функция в источнике, $Q_C(f)$ – добротность среды (по коде). Прологарифмировав (1), получим:

$$\ln(A(f,t)t) = \ln(W(f)) - \frac{-\pi ft}{Q_C(f)}.$$
(2)

Наклон графика в выражении (2), построенного во временной шкале, определяет значение $Q_C(f)$ для рассматриваемой частоты f. Полученное значение добротности характеризует некий объем пространства (эллипсоид), в фокусах которого находятся источник и приемник. Размеры эллипсоида зависят от эпицентрального расстояния, скорости кода-волн, глубины очага и выбранной длины окна коды. Т.о., увеличивая длину окна коды, мы можем проследить изменение добротности с глубиной.

В качестве исходных данных использовались цифровые записи землетрясений, произошедших на рассматриваемой территории за период 2001-2007 гг. Всего отобрано 58 землетрясений с магнитудой M_L = 3.3-5.4 (рис. 2, а). В расчетах использовались записи, полученные на сейсмических станциях ARS (Аршан), MOY (Монды), ORL (Орлик), TLY (Талая), IRK (Иркутск), KAB (Кабанск), TRG (Тырган), LSTR (Листвянка), ZAK (Закаменск). Начало окна для обработки коды выбиралось равным удвоенному значению времени пробега *S*-волны (рис. 1, б), т.к. на этих временах влиянием очагового процесса можно пренебречь [Rautian, Khalturin, 1978]. Записи фильтровались фильтром Баттерворта с центральной частотой пропускания 0.3, 0.75, 1.5, 3, 6, 12 Гц. Для того чтобы проследить зависимость добротности *Q* от глубины расчеты выполнялись для пяти временных интервалов от 20 до 60 секунд с шагом 10 сек. Окончательный расчет параметров затухания сейсмических волн базируется на 1655 индивидуальных измерениях добротности. Коэффициент затухания δ рассчитывался для частоты 1 Гц.

Результаты. При сопоставлении значений $Q_{\rm C}(f)$ наблюдается увеличение добротности с увеличением временного окна: Q_0 (добротность на частоте 1 Гц) для исследуемого региона меняется в пределах от 106 ± 10 до 255 ± 18 , а величина коэффициента затухания δ – от 0.008 до 0.004 км⁻¹ для окна 20 и 60 секунд соответственно. Ошибка в определении коэффициента затухания составляет ±0.0005 км⁻¹. Наблюдаемое изменение параметров затухания объясняется существующей вертикальной неоднородностью литосферы и ее уменьшением с глубиной.



Рис. 1. *а)* Неотектоническая схема южной части Байкальской рифтовой системы [San'kov et al., 1997]. Треугольниками показаны сейсмические станции Байкальского филиала ГС СО РАН (латинские буквы – код станции в международном каталоге). Условные обозначения: ГСР – Главный Саянский разлом, ТР – Тункинский разлом, ОР – Обручевский разлом, ПР – Приморский разлом, ВС – Восточный Саян, ТВ – Тункинская впадина, ХДБ – Хамар-Дабанский блок, ЮБВ – Южно-Байкальская впадина. *б)* Пример выбора окна коды на сейсмограмме для расчета добротности. Здесь t_0 – время в очаге, t_P и t_S – времена прихода на сейсмическую станцию продольной и поперечной волн соответственно.

Помимо этого отмечаются также достаточно сильные латеральные вариации добротности, связанные со структурой верхней части коры. На рис. 2, б приведено пространственное распределение коэффициента затухания, значения δ получены для отдельных структур: Южно-Байкальской впадины, Восточного Саяна, Тункинской депрессии, Сибирской платформы и Хамар-Дабанского блока. Для наиболее древней (архей-протерозой) Сибирской платформы коэффициент затухания δ минимален (0.007 км⁻¹). Более молодой Хамар-Дабанский блок (нижний палеозой), характеризующийся умеренной сейсмичностью, имеет коэффициент затухания $\delta = 0.008$ км⁻¹. Блок Тувино-Монгольского вендского микроконтинента в пределах кайнозойских поднятий Восточного Саяна и Прихубсугулья характеризуется высоким затуханием сейсмических волн (в среднем $\delta = 0.010$ км⁻¹). Для наиболее молодых и сейсмически активных кайнозойских рифтовых впадин Тункинской и Южно-Байкальской среднее значение коэффициента затухания составляет 0.012 км⁻¹.

Наибольшее затухание сейсмических волн наблюдается при пересечении зон крупных разломов: Обручевского, Приморского, Главного Саянского и Тункинского. Для землетрясений, локализованных в пределах Южного Байкала, добротность и коэффициенты затухания рассчитывались для станций, расположенных близ бортов впадины – Талая, Листвянка, Тырган и Кабанск (рис. 1, а). При этом наибольшие коэффициенты затухания ($\delta = 0.012$ -0.013 км⁻¹) получены для станций Талая (находится в зоне Главного Саянского разлома – ГСР), Листвянка (Обручевский разлом) и Тырган (Приморский разлом), для станции Кабанск коэффициент затухания существенно ниже – 0.008 км⁻¹ (среднее расстояние источник-приемник для станций приблизительно одинаково). Для трассы Байкал – Приморский разлом – Сибирская платформа – Иркутск затухание больше, чем для Сибирской платформы – 0.009 и 0.007 км⁻¹ соответственно (равные эпицентральные расстояния).

Наиболее сильное затухание определено для трассы Главный Саянский разлом (ГСР) – Хамар-Дабанский блок (сейсмическая станция Закаменск). На рис. 2, б показаны трассы ГСР – Аршан и ГСР – Закаменск, имеющие приблизительно один азимут. Несмотря на большее расстояние источникприемник по сравнению с трассой ГСР – Аршан (в 3 раза) и, следовательно, большую глубину эллипсоида, затухание на трассе ГСР – Закаменск ($\delta = 0.015 \text{ км}^{-1}$) значительно превышает затухание на трассе ГСР – Аршан ($\delta = 0.011 \text{ км}^{-1}$). В то же время коэффициент затухания, полученный для Хамар-Дабанского блока, составляет 0.008 км⁻¹. Таким образом, резкое увеличение затухания на трассе ГСР – Хамар-Дабанский блок может объясняться сильным рассеянием сейсмических волн при пересечении Тункинского разлома и Тункинской депрессии.



Рис. 2. *а)* Карта трасс источник-приемник, для которых рассчитывались характеристики затухания. Кружками показаны эпицентры землетрясений, треугольниками – сейсмические станции. *б)* Пространственное распределение коэффициента затухания δ (в км⁻¹). Условные обозначения как на рисунке 1а. Толстыми черными отрезками показана трасса Главный Саянский разлом – сейсмическая станция (Аршан, Закаменск), в рамках даны коэффициенты затухания, соответствующие каждой трассе.

В результате проведенного исследования для южного обрамления Сибирской платформы получена частотно-зависимая модель затухания сейсмических волн. Зависимость $Q_{\rm C}(f)$ от частоты и величины окна свидетельствует о том, что верхняя часть коры является более раздробленной. Латеральные вариации затухания зависят от степени тектонической активности структур, от геологического строения и возраста коры. Максимальное затухание сейсмических волн наблюдается при пересечении зон крупных активных разломов, при этом коэффициент затухания δ может увеличиться на величину $\Delta \delta = 0.002$ -0.005 км⁻¹ (30-60%). Возможно, эта величина зависит от степени активности разлома и его внутренней структуры, что может быть выявлено при более детальных исследованиях.

В работе использовались каталоги и волновые формы землетрясений, полученные Байкальским филиалом ГС СО РАН.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00992) и программы Президиума РАН № 16.8.

ЛИТЕРАТУРА

- Шерман С.И. Физические закономерности формирования разломов в земной коре. Новосибирск: Наука СО. 1977. 102 с.
- *Aki K. and Chouet B.* Origin of the coda waves: Source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. № 80. P. 3322-3342.
- *Rautian T.G., Khalturin V.I.* The use of coda for determination of the earthquake source spectrum // Bull. Seismol. Soc. Am. 1978. V. 68. P. 923-948.
- San'kov V.A., Miroshnitchenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. 1997. V. 21. P. 435-455.
- Singh S. K., Herrmann B. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 527-538.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ПОЛЕЙ ГЕОИЗОСТАТИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ СЕЙСМОАКТИВНЫХ СЕГМЕНТОВ УКРАИНЫ

М.М. Довбнич

Национальный горный университет, Днепропетровск, Украина, dovbnichm@mail.ru

Изучение напряженно-деформированного состояния является одним их ключевых звеньев в цепочке исследования природы и прогноза сейсмических событий. На протяжении последних лет автором статьи выполнялись исследования нарушения равновесного состояния вращающейся Земли и связанных с ними полей напряжений в тектоносфере, в частности анализировались эффекты, обусловленные отклонением фактической фигуры Земли – геоида от теоретической фигуры равновесия – эллипсоида. Данные исследования базируются на явлении *геоизостазии*. Модель равновесного состояния вращающейся Земли, предложенная К.Ф. Тяпкиным и названная *геоизостазией*, хорошо освещена в геологической и геофизической литературе [Тяпкин, 1980, 1985]. Физико-математической основой данной концепции является принцип минимизации энергии, в соответствии с которым *любая природная динамическая система стремится к достижению минимума своей внутренней энергии*. Данный принцип неоднократно использовался исследователями [Клушин, 1963; Шен, 1991; Кузнецов, 2006] для объяснения внутренней структуры Земли, ее эволюции и протекания геологических процессов.

Применительно к системе вращающейся Земли, можно воспользоваться представлениями В.В. Кузнецова. Принцип минимизации гравитационной энергии планеты и его роль в процессах, происходящих на поверхности планеты, заключается в том, что площадь фазовой поверхности стремится быть минимальной. В нашем случае фазовой поверхностью является поверхность геоида. Выполнение данного принципа приводит к минимизации площади физической поверхности планеты. Если учесть вращение, то равновесной формой будет эллипсоид вращения. Земля достигнет гидростатического равновесия в тот момент, когда отклонение геоида от эллипсоида в целом по Земле окажется равным нулю. Следовательно, Земля, эволюционируя, стремится минимизировать высоту аномалии геоида. Иначе, Земля стремится достичь гидростатического равновесия, при котором её равновесная форма примет форму эллипсоида, с величиной сжатия ≈1/298.

На сегодняшний день можно считать окончательно установленным, что Земля находится в состоянии, близком к состоянию гидростатического равновесия врашающейся неоднородной по радиусу жидкости. При этом в качестве критерия уравновешенности Земли могут служить как отклонения геоида от эллипсоида, обусловленные неоднородностями тектонической природы внутри планеты, так и деформации фигуры планеты под действием вариаций скорости вращения, изменения положения оси вращения в теле Земли, лунно-солнечных приливов и пр. Поскольку существуют отклонения геоида от эллипсоида, то должны существовать и силы, стремящиеся выровнять эти неоднородности, привести их в соответствие с фигурой равновесия. Как следствие, в тектоносфере планеты будут возникать и напряжения. Очевидно, что закон распределения напряжений будет определяться функцией отклонения геоида от соответствующего ему эллипсоида. Принятая в качестве меры отклонения геоила от состояния равновесия величина удобна тем, что может быть вычислена по результатам изучения гравитационного поля Земли на основе спутниковых и наземных данных. Имея данные о величине нарушения геоизостазии в пространстве и времени, можно оценить величины напряжений в тектоносфере, связанные с этими нарушениями. Данные напряжения являются индикатором того силового поля, действие которого, повлекло за собой возникновение плотностных неоднородностей в земной коре и мантии, проявляющихся в виде нарушений геоизостазии. Принимая во внимание, что тектоносфера имеет сложное разломно-блоковое строение, становится очевидным, что в процессе тектонических подвижек блоков, имеющих градиент нарастания плотности с глубиной grad_z o, происходит возникновение вертикальных плотностных границ со значением эффективной плотности $\Delta\sigma$, определяемой соотношением $\Delta\sigma = \Delta H grad_{\sigma}\sigma$ (рис. 1). Другими словами, относительные вертикальные перемещения блоков тектоносферы приводят к возникновению латеральных неоднородностей, отражающихся в аномалиях геоида относительно земного референц-эллипсоида, а в тектоносфере возникнут напряжения, являющиеся следствием сил, стремящиеся выровнять эти нарушения равновесного состояния вращающейся Земли.

В ранее опубликованной автором работе [Довбнич, 2008] рассмотрены физические основы и алгоритм расчета полей напряжений тектоносферы, обусловленных нарушением геоизостазии.



Рис. 1. Схема возникновения плотностных неоднородностей в тектоносфере Земли.



Рис. 2. Геотектоническое обрамление юга Украины. *1* – зона Вранча; *2* – Крымский сейсмоактивный сегмент.

Выполненный анализ полей напряжений, рассчитанных на основе цифровой модели аномалий геоида, полученных в результате спутниковых наблюдений (проект GRACE) и сопоставление результатов расчетов с сейсмическими событиями, а также установленные при этом закономерности, послужили толчком к проведению более детальных исследований. В частности при построении моделей сейсмогенерирующих структур сейсмически активных сегментов Украины.

Большая часть территории Украины расположена в пределах Восточно-Европейской платформы, при этом наиболее сейсмически активными являются молодые тектонические структуры ее южного и юго-западного обрамления (рис. 2). В первую очередь это зона сочленения Восточных и Южных Карпат (зона Вранча), сейсмические события в которой, происходящие на глубине > 100 км вызывают сотрясения на огромной территории не только Украины, а и всей Восточной Европы; и Крымский сейсмоактивный сегмент. Сейсмически активными являются также регион Добружди, Украинских Карпат, северо-западного шельфа Черного моря. Землетрясения с небольшой магнитудой отмечаются даже в пределах Украинского кристаллического щита. В настоящей работе более детально остановимся на особенностях геодинамики двух наиболее сейсмически опасных областей – зоны Вранча и Крымского сегмента.

На сегодняшний день наиболее "популярными" моделями развития сейсмических процессов в данных областях являются плитотектонические модели, с позиции которых сейсмичность Крымского сегмента рассматривается как результат субдукции Черноморской плиты (рис. 3, а), а в случае зоны Вранча землетрясения на больших глубинах рассматриваются как результат погружения слэба,



a)

б)

Рис. 3. Плитотектонические модели Крымского (а) и Карпатского (б) сегментов.

возникшего в ходе субдукции юго-западной части Восточно-Европейской платформы в геологическом прошлом (рис. 3, б).

Необходимо отметить, что использование механизма субдукции для объяснения сейсмотектоники данных регионов вызывает большое количество противоречий как геологического, так и физического характера. Действительно ли механизм субдукции в данных регионах является моделью развития сейсмических процессов, наилучшим образом удовлетворяющей всей совокупности геологогеофизических данных?

Автору работы представляется, что дополнительную информацию о тектонике и геодинамике рассматриваемых областей может дать анализ нарушений геоизостазии и связанных с ними полей напряжений в рамках блоковой модели тектоносферы.

Цель настоящей работы – тектонический и геодинамический анализ полей напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии, и выбор модели формирования и развития зоны Вранча и Крымского сегмента, наилучшим образом удовлетворяющей расчетным полям напряжений.

В настоящее время изучение орбит искусственных спутников Земли значительно расширило наши знания об аномалиях геоида. Имеющаяся в свободном доступе база данных аномалий геоида (проект GRACE) послужила основой для выполнения настоящей работы.

Для территории Украины был выполнен расчет полей напряжений. С целью определения позиции расчетных полей напряжений в тектонике и геодинамике исследуемого региона, а также влияния разноглубинных процессов на нарушение геоизостазии, было реализовано разделение полей напряжений на локальную и региональную составляющие. Разделение осуществлялось на основе осреднения в скользящем квадратном окне. Размеры окна определялись на основе анализа автокорреляционной функции аномалий геоида территории исследований. Согласно нашим представлениям, локальная составляющая полей напряжений отражает тектонические и геодинамические процессы, протекающие в верхней части тектоносферы – земной коре; в региональной составляющей находят отражение более глубинные процессы, протекающие в мантии. Краткий анализ полей напряжений показывает хорошее соответствие локальной составляющей напряжений основным тектоническим элементам исследуемого региона. Как отмечалось ранее, любые тектонические процессы, независимо от их масштаба приводят к перераспределению гравитирующих масс в тектоносфере, в результате чего происходит нарушение геоизостазии как на локальном, так и на региональном уровне. Особенно ярко в полях напряжений проявляются «молодые» тектонические структуры, для которых характерна высокая современная тектоническая активность и, как следствие, значительные нарушения геоизостазии. Региональное поле напряжений, по всей видимости, отражает неоднородности верхней мантии. Сопоставление аномалий геоида и рассчитанного на их основе поля напряжений с данными сейсмотомографических исследований [Довбнич, 2007] подтверждают сделанное предположение.

Для зоны Вранча и Крыма было выполнено сопоставление эпицентров землетрясений с полями напряжений геоизостатической природы (рис. 4). Из схем видно, что большинство землетрясений приурочено к максимумам касательных напряжений. Как отмечалось выше, нарушения равновесного состояния происходят, главным образом, в случае если имеют место вертикальные перемещения блоков тектоносферы. Касательные напряжения при этом локализуют границы блоков, для которых имеют место относительные вертикальные перемещения. Как следствие, можно утверждать, что в целом сейсмичность данных регионов определяется относительным перемещением блоков текто-



Рис. 4. Схемы сопоставления эпицентров землетрясений с локальными геоизостатическими напряжениями, кПа (по спутниковым данным):

а – максимальные касательные напряжения Крыма; б – максимальные касательные напряжения Карпат (зона Вранча); в – сумма нормальных напряжений вдоль Северо-Анатолийского разлома.

носферы со значительной вертикальной компонентой. В подтверждение этого говорит и тот факт, что в случае Северо-Анатолийского разлома, представляющего собой практически чистый сдвиг и являющегося одной из основных сейсмогенных структур Турции, не отмечается взаимосвязи между эпицентрами землетрясений и касательными геоизостатическими напряжениями. Можно лишь отметить корреляцию эпицентров землетрясений с цепочкой зон сжатия вдоль разлома.

Несмотря на увеличивающуюся точность спутниковых измерений аномалий геоида их использование в ближайшем будущем возможно лишь на уровне региональной геодинамики. В настоящей работе более детальные построения выполнялись на основе результатов гравиметрической съемки масштаба 1:200 000.

На первом этапе было выполнено трансформирование аномалий гравитационного поля в редукции Буге на основе частотной селекции. Данная трансформанта, предложенная автором [Довбнич, 2004], позволяет выполнить локализацию аномалиеобразующих объектов в плане и по разрезу. Построение сечений результатов трансформирования гравитационного поля вдоль профилей, пересекающих зону Вранча и Крымский сегмент в направлении СЗ-ЮВ, и их сопоставление с очагами землетрясений (рис. 5) позволяют утверждать следующее. В обоих случаях сейсмические события приурочены к границам блоков, которым соответствуют плотностные границы, природа которых описана выше. Именно эти границы и находят отражение на рассматриваемых разрезах. В тоже время имеют место и принципиальные отличия, а именно: 1) для Крымского сегмента аномалии Фая, Буге и рельеф качественно идентичны, в то время как для зоны Вранча вид аномалии Буге принципиально отличается от схожих между собой аномалий Фая и рельефа; 2) глубины проникновения в тектоносферу вертикальных плотностных границ принципиально отличаются и хорошо согласуются с наблюдаемой сейсмичностью. По мнению автора, данные факты являются убедительным доказательством отличия в формировании и развитии этих двух сейсмогенных зон. В работе [Довбнич и др., 2009] на основе комплексного анализа полей геоизостатических напряжений и геолого-геофизических данных, показано, что Черноморская впадина является «наложенной» структурой, возникшей в результате опускания блоков тектоносферы под действием изометричной аномалии растягивающих напряжений в мантии. Крымский сейсмогенный сегмент является фрагментом северной границы Черноморской впадины, вдоль которой



Рис. 5. Сопоставление сечений плотностной модели с очагами землетрясений Крыма (а) и зоны Вранча (б). *1* – рельеф; *2* – аномалия Фая; *3* – аномалия Буге.

происходит опускание ее блоков. В этом случае действительно аномалии Фая, Буге и рельеф будут качественно схожи. В случае Карпат ситуация отличная: под действием сжимающих напряжений, находящих отражение в региональном поле геоизостатических напряжений, первоначально происходило формирование значительных покровов, а затем возникли блоковые поднятия. Возникает вопрос: почему, несмотря на то, что для всего Карпатского региона и всей северной границы Черноморской впадины характерны аномалии геоизостатических напряжений и повышенная сейсмичность, основная сейсмическая энергия выделяется в относительно локальных зонах? Данный факт также находит объяснение в рамках блоковой модели тектоносферы. Если мы обратимся к наиболее цитируемой на сегодняшний день схеме глубинного строения тектоносферы Украины [Соллогуб, 1986], то мы увидим, что территорию Украины пересекает три мантийных разлома северо-восточного простирания (рис. 6). Два из них пересекают Карпаты и Крым, именно в узлах пересечения ими аномалий геоизостатических напряжений и происходят основные сейсмические события. В зоне пересечения третьего (центрального) мантийного разлома с границей сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, которой также соответствуют аномальные значения геоизостатических напряжений, отмечается область повышенной сейсмичности северо-западного шельфа Черного моря, расположенная восточнее о. Змеиный. Характерной особенность, подтверждающей важную роль влияния данных разломов на сейсмичность рассматриваемых регионов, является вытянутость облаков эпицентров землетрясений в пределах всех перечисленных областей в северо-восточном направлении.

Для более детального изучения напряженного состояния и внутренней структуры сейсмоактивных сегментов Карпат и Крыма, был выполнен расчет и анализ геоизостатических напряжений по наземным гравиметрическим данным. Разработана технология восстановления аномалий геоида по наземным гравиметрическим данным на основе аппроксимационного подхода, используя аномалии силы тяжести в редукции Фая.

Первоначально было выполнено восстановление высокочастотных аномалий геоида, а затем расчет геоизостатических напряжений зоны Вранча и южной части Крыма и сопредельной акватории Черного моря. Как и в случае определения напряжений по спутниковым данным, выполнялось разделение полей напряжений на локальную и региональную составляющие. Такое разделение позволяет проанализировать напряженное состояние геологических структур земной коры разного порядка. Выполненные расчеты напряжений показали, что в локальном и региональном поле геоизостатических напряжений находят отражение границы блоков земной коры различного порядка. Границы



Рис. 6. Фрагмент схемы глубинного строения тектоносферы Украины.





I – условно первого порядка; II – условно второго порядка.

между блоками, по которым происходят субвертикальные смещения, проявляются в виде линейно вытянутых аномалий максимальных касательных напряжений, субгоризонтальные перемещения блоков – в виде смещения осей линейно вытянутых аномалий максимальных касательных напряжений. В напряжениях находят отражение элементы, являющиеся тектонической основой сейсмогенерирующих структур (рис. 7).

Именно с этими напряжениями, а фактически с границами блоков, связано большинство сейсмических событий. Учитывая высокие значения геоизостатических напряжений, можно утверждать о высокой неотектонической активности выделенных зон, с которыми возможно связана не только повышенная сейсмичность, но и оползневые процессы, аномальные величины современных движений земной коры и др. В целом сейсмичность рассматриваемых регионов определяется узлами пересечения разломных зон; особенности расположения очагов землетрясений в пределах данных зон определяются границами взаимодействия их отдельных фрагментов – тектонических блоков более мелкого порядка.

ЛИТЕРАТУРА

- Довбнич М.М. Опыт построения 3D плотностных моделей на основе частотной селекции гравитационного поля // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31 сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ОИФЗ РАН. 2004. С. 24-25.
- Довбнич М.М. Разночастотные составляющие аномалий геоида, их структура и природа // Геофиз. журн. 2007. № 5. С. 201-212.
- Довбнич М.М. Нарушение геоизостазии и напряженное состояние тектоносферы // Геофиз. журн. 2008. № 4. С. 123-132.
- Довбнич М.М., Демьянец С.Н. Поля напряжений тектоносферы, обусловленные нарушением геоизостазии и геодинамика Азово-Черноморского региона // Геофиз. журн. 2009. № 2. С. 107-116.
- *Клушин И.Г.* Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия // Записки Ленинградского горного института. 1963. Т. XLVI, вып. 2. С. 33-50.
- *Кузнецов В.В.* Физика Земли: обоснование и разработка модели «горячей» Земли. Камчатка. ИКИР. 2006. 465 с.
- Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка. 1986. 184 с.
- *Тяпкин К.Ф.* Новая ротационная гипотеза структурообразования и геоизостазия // Геофиз. журн. 1980. № 5. С. 40-46.
- Тяпкин К.Ф. Новая модель геоизостазии и тектогенез // Геол. журн. 1985. № 6. С. 1-10.
- Шен Э.Л. Типы внутренней структуры Земли и возможные схемы эволюции Земли и планет // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 2. С. 18-25.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ АКТИВИЗАЦИИ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ДОБЫЧЕ УГЛЯ В КУЗБАССЕ

А.А. Еманов, А.Ф. Еманов, Е.В. Лескова, А.В. Фатеев, А.Ю. Семин

Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. ак. Коптюга, 3, Россия

Повышение сейсмической активности в районах разработки полезных ископаемых явление не редкое [Барабанов, 1994; Маловичко и др., 2005; Николаев, 1994; Опарин и др., 2004; Пономарев и др., 1994; Холуб, 2007]. Термин «наведенная сейсмичность» трактуется как усиление сейсмической активности, вызванное техногенной деятельностью человека. Кузнецкая котловина – район сильнейшего воздействия человека на земную кору. Добыча угля подземным и карьерным способом в крупных масштабах безусловно сказывается на напряженном состоянии горных пород. Вместе с тем Кузбасс является сейсмически активным районом и был таким всегда, задолго до начала разработки угля. Наведенная сейсмичность и горные удары пришли в этот регион вместе с добычей полезных ископаемых [Еманов и др., 2007; Курленя и др., 1993].

Для структур Алтае-Саянской горной области характерна концентрация землетрясений в горном обрамлении впадин и асейсмичность самих впадин [Еманов и др., 2005]. В 2005 году была исследована сейсмическая активизация, сформировавшаяся в осадках Кузбасса [Еманов и др., 2007]. В районе г. Осинники была развернута локальная сеть из одиннадцати сейсмических станций. Регистрировалось в среднем 5-10 землетрясений в день, максимум 23 землетрясения в день. Данная сейсмическая активизация является роем землетрясений с энергетическими классами от первого до седьмого. Установлено, что данная активизация пространственно не увязана с горными выработками, что очаги землетрясений располагаются в интервале глубин от нуля до пяти км, с максимальным количеством землетрясений на глубинах 1 ÷ 1.5 км.

Данная работа посвящена исследованию сейсмической активизации в районе г. Полысаево (Кузнецкая впадина) с использованием временных сетей сейсмических станций. Экспериментальные работы проводились на одной и той же территории в течение трех разных периодов времени. Первый эксперимент с локальной сетью из двадцати сейсмологических станций был проведен в период с 13 августа по 11 сентября 2007 года на площади размерами 10×14 км. Расстановка станций была неравномерной. Наиболее густо (через 1-2 км) станции устанавливались в зоне ощутимых сотрясений. Второй эксперимент был проведен с тридцатью временными станциями в период с 1 ноября 2007 года по 31 января 2008 года. Третий эксперимент выполнен с 3 июня по 2 июля 2008 года с девятнадцатью сейсмическими станциями.

В первом эксперименте ставилась задача установить источник сотрясаемости территории города и определить характеристики событий активизации. Были обнаружены две техногенные сейсмические активизации, приуроченные к лавам шахты «Полысаевская» (Бреевская и Толмачевская). Во время второго эксперимента одна из лав заканчивала свою работу и ставилась задача установить, что будет происходить с сейсмической активизацией после завершения работ на лаве. Также в ходе второго эксперимента в поле зрения локальной сети было обнаружено четыре сейсмических активизации. Две из них соответствовали прежним лавам, еще одна пространственно привязана к готовящейся лаве (Надбокаимская) и четвертая локализована на северо-западном участке, где не велись работы по добыче угля. Третий эксперимент был направлен на изучение изменений сейсмических процессов во времени.

На рис. 1 представлена характерная запись сейсмического события. Удаление станции от эпицентра 3.1 км. Сеть сейсмологических станций ежедневно фиксировала в среднем полтора десятка сейсмических толчков. Далеко не все сейсмические толчки ощутимы на поверхности, но весьма уверенно регистрируются сетью станций. Приведенная сейсмическая запись является типичной для изучаемой активизации. Отчетливо выделяются вступления продольных и поперечных волн, обращает на себя внимание интенсивная поверхностная волна. Подобного вида записи регистрируются от промышленных взрывов в Кузбассе, землетрясения же обычно не возбуждают столь интенсивных поверхностных волн. При изучении сейсмической активизации в районе г. Осинники [Еманов, 2007] поверхностные волны на записях фиксировались заметно менее явно, хотя глубины очагов составляли всего лишь первые километры.



Рис. 1. Запись события Кэ = 5.6 от 31 августа 20:06:51.97. Эпицентральное расстояние 5.8 км.



Рис. 2. Карта эпицентров событий в районе г. Полысаево.

На рис. 2 представлена карта эпицентров событий, зарегистрированных в период двух первых экспериментов. Тоном указан период времени, в течение которого были зарегистрированы сейсмические события. Светлые точки соответствуют эпицентрам событий зарегистрированным при первом эксперименте, они приурочены только к лавам Бреевская и Толмачевская. Видно, что в последующие месяцы для этих двух лав наблюдается смещение облака событий вдоль выработок, то есть сейсмический процесс смещается в пространстве вместе с забоем. Сейсмические события в районе готовящейся Надбайкаимской лавы зафиксированы только в ноябре – декабре 2007 года. Северо-Западная активизация была обнаружена во время второго эксперимента и с тех пор она стабильна по активности.

Во время второго периода экспериментальных наблюдений особый интерес представляла Бреевская эпицентральная зона в связи с завершением в конце декабря работ на одноименной лаве. Именно в этой зоне сейсмический процесс наиболее интенсивен в ноябре 2007 года: уровень процесса 20 ÷ 30 событий в день, ослабевает в декабре (около 10 событий в день) и становится существенно ослабленным в январе 2008 года (1-2 события или менее в течение дня). Таким образом, завершение работ на лаве привело к значительному ослаблению соответствующей сейсмической активизации.

Толмачевская эпицентральная зона отличалась стабильной интенсивностью процесса – от 1 до 5 событий в день. В январе 2008 года мы наблюдаем значительное увеличение числа событий, приуро-

ченных к этой лаве. В день происходит преимущественно 10 событий, а максимальное число событий в день в январе достигает значения 24. По-видимому, завершение работ в Бреевской выработке оказало влияние и на сейсмический процесс, приуроченный к Толмачевской лаве.

Сейсмический процесс в окрестности Надбайкаимской лавы нестабильный, фактически зона активизировалась дважды: в начале ноября на неделю и в начале декабря на почти две недели. Судя по всему, в районе этой лавы нет работ, вызывающих стабильную во времени сейсмическую активизацию.

Северо-Западная активизация достаточно стабильна во времени по интенсивности, в ней происходит 2 ÷ 5 событий в день. Она находится в стороне от вышеупомянутых активизаций и состоит из более крупных по энергии событий, в среднем на 1-2 класса выше, чем техногенные активизации.

Важным вопросом в исследовании активизации с использованием сети станций в районе г. Полысаево было максимально точное определение глубин событий. Прежде всего вызывало интерес пространственное расположение активизаций относительно выработок (выше лавы, в окрестностях лавы или под лавой). Понятно, что чем меньше глубина событий, тем ниже будет относительная точность определения глубин. Для более точного определения глубин землетрясений использовались следующие приемы: увеличение числа регистраторов в эпицентральной зоне; использование скоростной модели среды, полученной другими методами; использование метода двойных разностей для определения глубин землетрясений; использование итерационного алгоритма, корректирующего одновременно и скоростную модель, и координаты гипоцентра.

По материалам регистрации сетью станций промышленных взрывов было установлено, что скорость сейсмических волн близка к следующим значениям: продольные волны – 3.7 км/с; поперечные волны – 1.9 км/с. Данные представления не противоречат скоростной модели на продольных волнах по материалам ГСЗ для Кузнецкой впадины [Крылов, 2006].

События, приуроченные к Бреевской, Толмачевской и Надбокаимской лавам локализуются по глубине начиная с трехсот метров до полутора километров. Их техногенная природа не подлежит сомнению, почти все события происходят под лавами. Наиболее интенсивен сейсмический процесс на глубинах 700-900 м при том, что глубина выработок чуть превышает 400 м. Все землетрясения Северо-Западной активизации имеют глубины 2-3 км. Отсутствие приуроченности событий этой эпицентральной зоны к горным выработкам и значительная глубина событий говорит о природной напряженности в осадках впадины.

Для части техногенных событий построены механизмы очагов. На рис. За представлены результаты на карте для Бреевской и Толмачевской лав, а в разрезе (рис. 3, б) – для Толмачевской лавы. По небольшому количеству фокальных механизмов Бреевской выработки можно отметить, что одна из нодальных плоскостей событий близвертикальна. Механизмы группы событий в районе Толмачевской выработки главным образом представлены взбросами (рис. 3, а), причем явно наблюдается смещенная относительно выработки линия событий. Для большинства событий в этой линии механизмы схожи по виду, что может свидетельствовать не о локальных, отдельных подвижках, а об общих для этого участка изменениях в процессе разрушения. На вертикальной проекции нодальных плоскостей (рис. 3, б) видно, что эта линия событий представляет собой некоторую наклонную плоскость схожих по виду механизмов, причем на глубине около 800 м она изменяет свое направление. Интересно, что оси сжатия группы событий Толмачевской выработки преимущественно близгоризонтальные и ориентированы главным образом «север-юг» (рис. 3, а), что совпадает с общерегиональным направлением сейсмотектонических деформаций. Такое субмеридиональное направление укорочения характерно для всего Алтая, в том числе очень четко выделяется при сейсмотектонических деформациях Чуйского землетрясения 27 сентября 2003 года (Ms = 7.3). Этот факт свидетельствует о том, что характер деформаций в районе выработок может определяться региональными напряжениями укорочения «север-юг», а не только теми напряжениями, которые возникают в результате проведения горных работ.

Итерационные алгоритмы определения координат гипоцентров и уточнения скоростного строения среды (double-difference tomography) [Zhang, Thurber, 2003] позволили уточнить скоростное строение района исследований. На рис. 4 представлена карта скоростей продольных сейсмических волн на глубине 700 м. Фиксируется блочное строение среды, для блоков с пониженной скоростью характерно значение 3.6-3.7 км/с, для блоков с повышенной скоростью – 3.75-3.9 км/с. На карту нанесены эпицентры зарегистрированных событий. Все сейсмические активизации размещаются вблизи границ блоков с разной скоростью. Следует отметить, что выделенные по скоростям продольных волн блоки имеют наклонные границы и аномалии скорости на горизонтальных сечениях разной глубины смещаются.





а) Ориентация осей главных напряжений (сжатия и растяжения) в очагах событий активизации.

b) Проекция на вертикальную плоскость по линии АВ нодальных плоскостей событий



Рис. 4. Карта скоростей продольных волн на глубине 700 м. Точками показаны эпицентры событий.

Обсуждение результатов. Существование в осадочном бассейне Кузнецкой впадины сейсмических активизаций – явление неординарное. Мы знаем, что разработка угля во многих случаях происходит без возникновения сейсмических активизаций. Факт существования техногенных активизаций на части горных выработок ставит вопрос об условиях их возникновения. Интерес вызывает также и наличие в осадочном бассейне активизаций, не имеющих прямой связи с горными выработками. Подобных активизаций в других впадинах Алтае-Саянской горной области на сегодняшний день не зафиксировано. Возможно, напряженное состояние осадков Кузнецкой впадины отличается от всех других впадин, в частности, осадки Кузнецкой впадины в значительной степени деформированы [Дудушкина, Бобров 1974]. Мы изучили две локальные активизации в разных концах впадины и на сегодняшний день мы не знаем, сколько таких активизаций в Кузбассе возникало и какие площади они захватывают.

Техногенные активизации при разработке угля лавами возникали и в других регионах мира. Сейсмические процессы в районах активной добычи угля в Чехии контролируются уже многие годы специализированной сетью станций, но детальности сетей не хватает для определения глубин событий. В нашем случае удалось получить детальную информацию о нескольких техногенных активизациях в Кузбассе. Тот факт, что активизирована область под выработкой и на глубину до одного километра глубже выработки, позволяет высказать некоторые мысли о механизмах активизаций. Маленькая выработка активизирует довольно большую область. Такая ситуация может возникнуть, когда в пространственной области, находящейся и без того в напряженном состоянии, изменяются свойства среды. Весьма вероятным является изменение флюидного наполнения горных пород в значительной области. В такой ситуации маленькая выработка вполне может создать условия для техногенной сейсмической активизации в большом объеме горных пород.

Полученные сведения о блочном строении осадочной толщи по данным сейсмической томографии также дают информацию для формирования модели, описывающей возникновение активизаций. Приуроченность сейсмических активизаций к границам блоков может играть важную роль в процессе возникновения активизаций при разработке угля. Имеющихся фактов мало, чтобы делать однозначные выводы о роли блочной структуры Кузнецкой впадины в процессе возникновения сейсмических активизаций, но полученные данные дают основание контролировать в экспериментах связь блочной структуры с сейсмическими процессами в других активизированных структурах Кузбасса. **Выводы.** В осадочном бассейне Кузнецкой впадины обнаружены два типа сейсмических активизаций. Техногенные активизации, связанные напрямую с добычей угля лавами и активизации природного генезиса, не увязанные с шахтами.

Активизации природного генезиса зафиксированы в Кузбассе дважды (г. Осинники и Северо-Западная активизация около г. Ленинск-Кузнецкий). Они представляют собой роевую сейсмичность, приуроченную по площади к участку размерами в диаметре в первые километры. Сейсмические события происходят на глубинах 1-5 км. В активизированных зонах происходит от нескольких землетрясений в день до нескольких десятков землетрясений в день.

Обнаружены и исследованы три техногенные активизации, приуроченные к лавам: Толмачевская, Бреевская, Надбайкаимская. Установлено, что сейсмический процесс смещается в пространстве вместе с выработкой, основная масса событий происходит под выработкой, достигая глубин на километр ниже выработки. События преимущественно представлены взбросами. Прекращение работ в лаве ведет к ослаблению сейсмического процесса, возобновление – к его усилению. Максимальная интенсивность процесса – до двух с половиной десятков землетрясений в день около выработки.

По данным сейсмической томографии установлено блочное строение осадков в районе сейсмических активизаций. Сейсмические активизации, как природная, так и техногенные приурочены в этом районе к границам блоков.

ЛИТЕРАТУРА

- Барабанов В.Л. Техногенные геофизические явления на месторождениях подземных вод, нефти, газа и твёрдых полезных ископаемых // Наведенная сейсмичность. М.: Наука. 1994. С. 157-165
- Дудушкина К.И., Бобров Г.Ф. Деформационные свойства пород глубоких горизонтов. М.: Недра. 1974. 129 с.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8, № 1. С. 49-64
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.А., Фатеев А.В., Сёмин А.Ю. Сейсмический мониторинг района г. Осинники (Кемеровская область) // Землетрясения в России в 2005 году. Обнинск: ГС РАН. 2007. С. 63-65.
- Крылов С.В. Сейсмические исследования литосферы Сибири. Избранные труды. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2006. 345 с.
- Курленя М.В., Опарин В.Н., Еременко А.А. Об одном методе сканирования шахтной сейсмологической информации // Доклады академии наук. 1993. Т. 333, № 6. С. 784-787.
- Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Голубева И.В., Иванова Ю.В. Природная и техногенная сейсмичность Урала. ФТПРПИ. 2005. № 1. С. 9-18.
- *Николаев А.В.* Проблемы наведённой сейсмичности // Наведённая сейсмичность. М.: Наука. 1994. С. 5-15.
- Опарин В.Н., Тапсиев А.П., Востриков В.И., Усольцева О.М., Аршавский В.В., Жилкина Н.Ф., Бабкин Е.А., Самородов Б.Н., Наговицын Ю.Н., Смолов К.В. О возможных причинах увеличения сейсмической активности шахтных полей рудников «Октябрьский» и «Таймырский» Норильского месторождения в 2003 г. Ч. I: Сейсмический режим. ФТПРПИ. 2004. № 4. С. 3-22
- Пономарев В.С., Ромашов А.Н., Турунтаев С.Б. Закономерности разрушения энергонасыщенных сред в проявлениях наведённой сейсмичности // Наведённая сейсмичность. М.: Наука. 1994. С. 73-91
- Холуб К. Наведенная сейсмичность при добыче угля лавами в шахтах Чехии. ФТПРПИ. 2007. № 1. С. 37-44.
- Zhang H., Thurber C.H. Double-Difference Tomography: The Method and Its Application to the Hayward Fault, California // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. V. 93, № 5. P. 1875-1889.

ДИЗЪЮНКТИВНАЯ ТЕКТОНИКА ЦВЕТКОВСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР): КИНЕМАТИКА И РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Д.А. Застрожнов

Геологический факультет, СПбГУ, Санкт-Петербург, impilahti@mail.ru

Район работ располагается в северо-восточной части Енисей-Хатангского прогиба около его границы с Таймырской складчатой системой. В ряде работ эта пограничная область выделяется как Цветковская структурная зона, в пределах которой обнажаются терригенные породы перми-мела и для которой характерно постепенное убывание интенсивности деформаций в южном направлении. Тектоническое развитие Цветковской структурной зоны во многом определялось эволюцией Таймырской складчатой системы. Считается, что завершение формирования Таймырской складчатой системы произошло к концу триаса и начиная с юры она вступила в платформенный этап развития, но перемещения по разломам надвиговой и сдвиговой кинематики в регионе еще продолжаются [Верниковский, 1996; Погребицкий, 1971, 1998; Проскурнин, 2007].

Основной задачей настоящего исследования является изучение структурной эволюции и, в частности, полей напряжений в восточной части Цветковской структурной зоны. Решение этой задачи включало выделение основных систем мелкомасштабных разрывных нарушений и сколовых трещин, определение их соотношений и реконструкция ориентировок осей напряжений. Уточнение ориентировок главных осей напряжений может быть также использовано для более надежной интерпретации мезозойско-кайнозойской эволюции соседних территорий как на континенте, так и в пределах Лаптевоморского бассейна.

Для изучения кинематики перемещений по разрывным нарушениям главным образом применялось структурно-кинематическое изучение трещинных мезоструктур – борозд скольжения, которые замерялись в пермских, триасовых и юрских песчаниках и алевритах. Результаты полевых замеров обрабатывались на основе методики Альмендингера [Angelier, 1994; Marrett, Allmendinger, 1990] с помощью программы Stereonet.

Как показали полевые наблюдения, наиболее распространенными являются трещины с юговосточным падением сместителя взбросовой и сбросовой кинематики, тогда как сдвиговые перемещения имеют подчиненное значение. Причем обе системы трещиноватости (взбросы и сбросы) рассекают все терригенные комплексы, от пермского до раннемелового.

Интересным оказалось то, что поля напряжений, реконструированные по трещинам взбросовой кинематики, демонстрируют закономерную ориентировку относительно шарнира региональной антиклинальной складки, формирующей структурный тип территории (рис. 1). Как видно из диаграмм, ось сжатия (σ_3) субгоризонтальна, имеет северо-запад – юго-восточную ориентировку и почти перпендикулярна шарниру складки, а ориентировка промежуточной оси (σ_2) и шарнира складки практически совпадают. Это может свидетельствовать о сингенетичности образования складок регионального масштаба и мезоструктур взбросового типа. Сходство структурно-кинематических характеристик взбросовых трещин в триасовых и нижне-среднеюрских юрских толщах указывает, что формирование структуры региона произошло не раньше поздней юры.



Рис. 1. Ориентировка взбросовых трещин и положение шарнира складки, проекция нижней полусферы (а – площадь распространения нижне- и среднеюрских отложений, b – триасовых). σ₁, σ₂, σ₃ – ось растяжения, промежуточная ось, ось сжатия соответственно.



Рис. 2. Ориентировка сбросовых трещин и положение шарнира складки, проекция нижней полусферы (а – площадь распространения нижне- и среднеюрских юрских отложений, b – триасовых). σ₁, σ₂, σ₃ – ось растяжения, промежуточная ось, ось сжатия соответственно.



Рис. 3. Схема последовательности тектонических событий Цветковской структурной зоны.

Мезоструктуры сбросовой кинематики, по все видимости, являются наложенными, так как наследуют плоскости, характерные для взбросовых мезоструктур. При этом ориентировка осей напряжения схожа, однако, оси сжатия и растяжения поменялись местами (рис. 2). Таким образом, ось растяжения в данном случае субгоризонтальна. Сбросовые мезоструктуры также рассекают все представленные комплексы пород, и, по всей видимости, отвечают режиму постскладчатого гравитационного оползания.

Итак, на исследуемой территории четко выделяется два этапа деформации: 1) главного складкообразования, 2) постскладчатого гравитационного коллапса (оползания). В то же время морфологические характеристики ряда разрывных нарушений, развитых преимущественно в пермо-триасовом комплексе, позволяет предполагать, что первоначально они были пологими надвигами со ступенчатой (flat-ramp) формой сместителя, а в дальнейшем были развернуты и сейчас располагаются на крыльях складки. Их образование, исходя из классических представлений структурной геологии, происходило либо в доскладчатую фазу, либо в начальные этапы складкообразования.

Этапы деформации и связанные с ними структуры показаны на рис. 3. Если последовательность формирования структур устанавливается непосредственными наблюдениями, то интерпретация их возраста основана на следующих данных.

На вероятный после-среднеюрский возраст деформаций указывает рассматривавшееся выше сходство полей напряжений в триасово-среднеюрских отложениях (рис. 1). Согласно наблюдениям в районе мыса Цветкова, позднетриасовые тектонические движения в разрезе маркируются слабо и выражены географическим несогласием и маломощной толщей конгломератов на границе триасовых и

юрских отложений, что не могло отвечать существенным геодинамическим перестройкам. Более верхние горизонты юрских отложений представлены комплексами, формировавшимися в условиях спокойного осадконакопления, однако, в верхнеюрских образованиях выделена толща мощностью порядка 150 м с широким развитием конгломератов, которые представляют собой продукты размыва практически всего комплекса пород Южно-Таймырской структурно-формационной зоны от рифейских метаморфических пород и нижнепалеозойских силицитов до пермских флишоидных толщ. Вероятно, это связано с частичным поднятием территории и ее последующим размывом в ходе начальных этапов складчатых движений, которые, таким образом, предполагаются позднеюрскими. В центральной части Енисей-Хатангского прогиба отложения нижнего мела, начиная с готтерива-баррема, представлены преимущественно континентальными грубообломочными толщами [Погребицкий, 1998], имеющими молласоидный облик и являющимися, скорее всего, продуктами размыва располагавшихся севернее складчатых сооружений. Эти данные дают основание предполагать, что основной этап деформаций сжатия имел раннемеловой возраст. В дальнейшем территория подверглась растяжению, которое, судя по унаследованности разрывных нарушений от более ранних деформаций, является результатом постскладчатого гравитационного коллапса. В то же время нельзя исключать, что они в какой-то степени могут отражать общую обстановку растяжения, характерную для смежных частей моря Лаптевых в конце мела – кайнозое.

Данная работа является частью проекта по изучению южного побережья моря Лаптевых, поддерживаемого компанией TGS-NOPEC.

ЛИТЕРАТУРА

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд. СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1996. 202 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 лист S-47-49 – оз. Таймыр. Объяснительная записка. Отв. ред. Ю.Е. Погребицкий (ч. 1), Шануренко (ч. 2) // СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 1998. 231 с.

Объяснительная записка ГК 1000\3 S-49. СПб, ВСЕГЕИ, 2007. Гл. ред. Проскурнин В.Ф. В печати.

- Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра. 1971. 248 с. (тр. НИИГА, т. 166).
- Angelier J. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock P.L. (ed.) Continental Deformation. Pergamon Press, Oxford, 1994. p. 53-100.

Marrett R., Allmendinger R. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data // J.Struct. Geol. V. 12. P. 973-986.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОБЛИЦОВОЧНОГО (БЛОЧНОГО) КАМНЯ КАРЕЛИИ

А.А. Иванов, В.А. Шеков

Институт геологии Кар НЦ РАН, Петрозаводск, ivanov@krc.karelia.ru; shekov@krc.karelia.ru

Как известно, в земной коре существует несколько различных деформационных режимов, обеспечивающих напряженное состояние участков недр. Впервые это было опубликовано в работе E.M. Андерсона [Anderson, 1951]. Он выделил три варианта ориентации главных осей нормальных напряжений и, соответственно, три группы разрывов: надвиги, сдвиги и сбросы [Гинтов, 2005].



Рис. 1. Три типа разрывов по Андерсону Е.М.

Несмотря на упрощенность и существование других классификаций деформационных режимов такой подход позволяет с достаточной точностью описать основные понятия в этой области. При классификации технологических объектов, к которым относятся месторождения блочного камня, следует учитывать не только их природные характеристики, но и технологические приемы, используемые при извлечении полезного ископаемого. Следует отметить, что данная классификация не рассматривает случая, связанного с отколом в направлении перпендикулярном горизонтальной поверхности. Поэтому мы ввели еще один тип, характерный для месторождений блочного камня, который показан на рис. 2. Это уточненная классификация разрывов, учитывающая и случай плоского отрыва в поверхностных (до нескольких десятков метров) слоях массивов.



Рис. 2. Уточненная классификация типов разрывов. А – откол при горизонтальном сжатии; В – надвиг; С – сдвиг; D – сброс.

Принимая во внимания эти представления, на основании наблюдений за распределением трещиноватости на действующих месторождениях блочного камня сегодня можно выделить несколько типов трещиноватости, обусловленных тектонической историей и тектонофизическими условиями, сформировавшими современную систему трещин в массивах.

Типизация месторождений и их трещиноватости выполнена на основе требований к форме и размеру блоков действующих на крупных российских и зарубежных карьерах, а также технологии его извлечения в карьере. На основании предложенной классификации возможна следующая типизация месторождений блочного камня. **Месторождения, приуроченные к пологим трещинам. Тип А.** Месторождения такого типа приурочены к массивам, расположенным в условиях близких к литостатическому режиму, когда главными сжимающими напряжениями являются горизонтальные. В качестве примера в Республике Карелия можно привести месторождение гранитов Кашина Гора, габбродолеритов Авнепорог, Восход.



Рис. 3. Основные системы трещин на месторождении гранит мигматитов Кашина Гора (а), и круговая диаграмма трещиноватости (б), (количество замеров 682, равноплощадная проекция, верхняя полусфера).



Рис. 4. Основные системы трещин на месторождениях габбродолеритов Восход слева, и Авнепорог справа.

Несмотря на различный минеральный состав, преобладающими трещинами на месторождениях такого типа являются пологие, пересекаемые вертикальными трещинами иногда через все «слои», иногда разбивая лишь один слой. Для таких месторождений наибольшую сложность представляет оценка и выделение систем трещин с поверхности, поскольку наиболее важными здесь являются трещины горизонтальные.

Такой тип месторождений является предпочтительным с точки зрения его отработки, поскольку его отработку можно развивать с учетом пологих трещин, которые снижают расходы на раскрой месторождения и разделку больших блоков на товарные блоки, а с другой стороны снижают потери при пассировке.

Надо отметить, что месторождения такого типа сегодня наиболее распространены, поскольку с технологической точки зрения их отработка может быть организована оптимально, что позволяет получить большие экономические преимущества.

Месторождения, приуроченные к субвертикальным и наклонным трещинам. Тип В, С, D. Месторождения такого типа относятся к сдвиговым или сбросовым. Такой тип месторождений характерен для районов, где происходили значительные сдвиговые или сбросовые деформации, определившие системы трещин, характеризующиеся достаточно большим разбросом в падении, от наклонных до субвертикальных.

Для Республики Карелия примерами могут быть месторождения гранитов Степанова Гора и Сиговое, расположенные в Лоухском районе, и месторождение габброноритов Северный Кейносет, расположенное в южной части Республики. Месторождение Сиговое расположено в Лоухском районе в 34 км к западу от п. Чупа. Месторождение выявлено Северной экспедицией в 1992 году при проведении поисковых работ на облицовочный камень.



Рис. 5. Основные системы трещин на месторождении гранитов Сиговое (а), и круговая диаграмма трещиноватости (б), (количество замеров 190, равноплощадная проекция, верхняя полусфера).

Месторождение Северный Кейносет расположено на территории подчиненной Сортавальскому горсовету, в 30 км к северо-западу от г. Сортавала, в пределах Кааламского массива основных пород. Кааламский массив представляет собой интрузию основного, ультраосновного состава, приуроченную к пересечению субширотного и северо-западного разломов [Металлогения Карелии, 1999]. Вмещающими породами являются биотитовые гнейсы и сланцы ладожской серии. Массив имеет зональное строение, выраженное в изменении слагающих его пород от центральной части к периферии, от норита, габбронорита, роговообманковых габбро до диорита и кварцевого диорита [Светов и др., 1990].



Рис. 6. Основные системы трещин на месторождении габброноритов Северный Кейносет (а), и круговая диаграмма трещиноватости (б), (количество замеров 211, равноплощадная проекция, верхняя полусфера).

Месторождения смешанной трещиноватости. Месторождения такого типа представляют собой сложное взаимодействие всех четырех типов. Такие объекты заведомо непригодны для разработки их и получения крупных блоков, хотя в иных случаях, для примера можно привести месторождение габбродолеритов Другая Река-3, где есть участки, которые в подобных условиях позволяют получать достаточно большие массивные куски, пригодные в качестве блочного камня. Но общее правило остается – сложное взаимодействие различных систем трещин значительно снижает выход блоков. В случаях, когда объединяются не более двух групп разрывов, возможна добыча блоков, зависящая от интенсивности тектонических.



Рис. 7. Основные системы трещин на месторождении габбродолеритов Другая Река 3 (а), и круговая диаграмма трещиноватости (б), (количество замеров 211, равноплощадная проекция, верхняя полусфера).

Классификация месторождений. Принимая во внимание классификацию групп разрывов с учетом уточнений, приведенных выше, можно предложить следующую геометризованную классификацию месторождений блочного камня, основанную на учете четырех вариантов ориентации главных осей нормальных напряжений.

Важной особенностью такого подхода является понимание того, что параметры трещин, наблюдаемые с поверхности, во многих случаях не позволяют относить месторождения к тому или иному типу. Это можно наблюдать на рис. 8 – основную фактуру месторождения определяют параметры трещины в слое, а не их пересечение с поверхностью. Этот факт свидетельствует еще и о том, что поверхностное изучение элементов залегания трещин не всегда отражает реальную картину трещиноватости массива, особенно при отсутствии вертикального уступа, позволяющего оценить пологие трещины.



Рис. 8. Классификация месторождений блочного камня с учетом тектонофизических факторов.

Предложенный подход позволяет приурочить месторождение блочного камня к той или иной специфической провинции, где в процессе эволюции земной коры наведенные поля напряжений обусловили развитие трещинной тектоники определенного типа. Исходя из этого, можно предложить поисковый признак, позволяющий путем реконструкции палеонапряжений на выбранной территории прогнозировать наличие того или иного типа месторождений блочного камня.

ЛИТЕРАТУРА

Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс». 2005. 572 с.

Металлогения Карелии // Отв. ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск: 1999. 340 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: 1990. 320 с.

Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd. 1951. 206 p.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОТКЛИКА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ВОЗДЕЙСТВИЕ ИСТОЧНИКА ПЕРИОДИЧЕСКОЙ МОДУЛЯЦИИ В ПУНКТАХ РЕГИСТРАЦИИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ

Е.В. Иванова¹, В.И. Французова^{1, 2}

 1 – УРАН ГС РАН, Архангельск, <u>vif@atnet.ru</u> 2 – ИЭПС УрО РАН, Архангельск, vif@atnet.ru

Длительное время пристальным вниманием сейсмологов на записях сейсмических станций пользовались только сейсмические события, большей частью – удаленные. Прочие же, разнообразного вида, колебания, составляющие микросейсмический фон, столь же длительное время рассматривались как помеха для этих наблюдений. На сегодняшний день ситуация в корне иная: микросейсмические колебания считаются носителями информации о свойствах геологической среды и режимах протекающих в ней геодинамических процессов; на основе детального анализа их амплитудных и спектральных характеристик можно получать информацию о блочном строении среды, подвижности активных структурных элементов, а также выделять зоны повышенной гетерогенности и аномального напряженно-деформированного состояния [Кишкина и др., 2004]. Все вышесказанное относят, в основном, к микросейсмам естественного, природного происхождения, преимущественно низкочастотным. Тем не менее, сегодня все чаще обращаются к довольно высокочастотному (до десятков Гц) шуму, который зависит не только от естественных, но и от техногенных факторов, и, несомненно, относится к разряду серьезных источников информации о земной коре [Кишкина, 2005; Капустян, Юдахин, 2007]. В предлагаемом сообщении рассматриваются именно техногенные микросейсмические сигналы, в частотном диапазоне от 4 до 5 Гц, стабильно фиксирующиеся в течение нескольких последних лет на записях станций Архангельской сейсмической сети, и осуществляется поиск и анализ воздействия, оказываемого их источником на среду в месте регистрации.

Исследуемые сигналы, которые можно охарактеризовать как специфического вида шумы, наблюдаются на записях трех из семи станций Архангельской сети (рис. 1) – «Климовская» (код в сети KLM), «Пермогорье» (PRG) и «Тамица» (TMC) – расположенных в сельской местности, оснащенных однотипным сейсмологическим оборудованием в составе регистраторов типа SDAS и трех короткопериодных датчиков СМЗ-КВ (на «Климовской» имеется второй комплект датчиков – широкополосных СМЗ-ОС). Это интенсивные помехи, иногда называемые нами «наводки», представляющие собой квазигармонические сигналы выраженной на волновых формах амплитуды, с резким передним и задним фронтом, характеризующиеся узкими спектральными пиками в диапазоне от 4 до 5 Гц (рис. 2), причем набор частот пиков для каждой станции определен и практически постоянен (таблица 1).



Рис. 1. Карта расположения станций Архангельской сейсмической сети.

 Таблица 1. Частоты основных наводок квазигармонического типа, наблюдаемых на станциях Архангельской сети, Гц

 Параметр
 Первая основная наводка

 Вторая основная наводка
 Вторая основная наводка

| Параметр | Первая основная наводка | | | Вторая основная наводка | | |
|--------------|-------------------------|-----------|-----------|-------------------------|-----------|-----------|
| Станция | Основная | Удвоенная | Утроенная | Основная | Удвоенная | Утроенная |
| | гармоника | гармоника | гармоника | гармоника | гармоника | гармоника |
| «Тамица» | 4.24 | 8.48 | - | 4.89 | 9.77 | 14.67 |
| «Пермогорье» | 4.53 | 9.06 | - | 4.89 | 9.77 | 14.67 |
| «Климовская» | 4.40 | 8.80 | 13.20 | 4.89 | 9.77 | 14.67 |



Рис. 2. Записи и фрагменты обработки помех, зарегистрированных сейсмостанцией «Тамица» 04.10.2006, с 10h 47m до 11h 44m: а – волновые формы, длина записи в окне 32 мин.; б – спектр 3-минутного интервала записи, отмеченного на рис. 1, а; в – «растянутые» волновые формы, длина записи в окне 11 с; г – движение частиц по фильтрованному каналу, в интервале, отмеченном на рис. 1, в (*1* – нефильтрованный канал, *2*– фильтрованный в полосе от 4.0 до 5.0 Гц; Z – вертикальный канал, N, E – горизонтальные).

Анализ их проявления на сейсмозаписях [Французова, Иванова, 2007; Французова, Иванова, 2008а] и параллельное проведение полевых работ позволили определить их источник. Им оказалось рамное лесопильное оборудование марки Р-63 [Французова, Иванова, 2008б], которым оснащены деревообрабатывающие цеха, расположенные в окрестности наших пунктов регистрации на расстоянии нескольких километров от них (для «Пермогорья» это расстояние составляет 2.34 км, для «Тамицы» – 1.46 км, для «Климовской» – порядка 1.82 км). В одном цехе установлены, как правило, две пильные рамы одного типа, незначительно отличающиеся по некоторым техническим параметрам, что и обусловливает появление на записях каждой из трех сейсмостанций по два основных пика, которые имеют вторую, а иногда и третью гармоники.

Указанный агрегат представляет собой совокупность двух основных частей – вертикальной станины, массой до нескольких тонн, и асинхронного двигателя серии 4А, мощностью 30-45 кВт, с частотой вращения порядка 750 об/мин, массой до 400 кг, которые размещены на массивном, заглубленном на величину порядка 1.5 м бетонном постаменте (рис. 3). Наличие последнего имеет принципиальное значение. Известно [Шубов, 1973], что именно благодаря наличию фундамента жестко прикрепленная к нему электрическая машина вследствие вибрации превращается в излучатель колебаний, иногда достаточно мощный. Частота таких колебаний обычно определяется частотой биений двигателя.

Относительно сейсмических наблюдений, работа этого типа промышленного оборудования в пунктах регистрации Архангельской сети служит источником периодической модуляции для такой



Рис. 3. Рамное лесопильное оборудование типа Р-63 (пилорама в д. Климовская): а – станина, б – асинхронный двигатель, в – размещение двигателя и станины на бетонных фундаментах 1 и 2.



Рис. 4. КВАН-диаграммы сигнала участка записи, содержащего помеху (сейсмостанция «Тамица», 04.10.2006, с 10h 50m до 11h 10m).

части геологической среды как верхняя часть земной коры. Такой вывод позволяет сделать, вопервых, вид колебаний на волновых формах записей (рис. 2, в, г) – это колебания в волне типично рэлеевского типа, т.е поверхностной. Во-вторых, подтверждением служат построенные когерентновременные (КВАН) диаграммы сигнала для участков записей с наводками (рис. 4): видно, что на диаграмме, отражающей когерентность сигнала по горизонтальным составляющим N и E (рис. 4, в), помехи в виде интенсивных светлых полос проявляются значительно ярче по сравнению с таковыми для вертикального и одного из горизонтальных каналов (рис. 4, а, б).

Таким образом, для трех пунктов регистрации Архангельской сейсмической сети имеется возможность наблюдать за влиянием однотипных источников квазигармонических сигналов на определенную часть геологической среды и делать выводы о возможном отклике последней на воздействия такого рода. В настоящей работе мы останавливаемся на исследовании наводки с частотой 4.89 Гц, имеющейся на записях всех трех станций, расположенных в указанных пунктах регистрации.

В самом общем случае решение задачи по исследованию сейсмического отклика геологической среды на воздействие того или иного источника, т.е. выбор параметра, по которому его можно оценить – непростой вопрос. Изначально, когда частотный анализ записи был малодоступен, исследователям приходилось довольствоваться самым простым анализом сигнала, преимущественно его амплитуды [например, Аксенович и др., 1988]. В настоящее время исследователи широко работают со спектральными характеристиками сигнала, что стало распространенным и легкодоступным в связи с общим техническим прогрессом в целом и с развитием цифровых методов регистрации в частности [например, Кишкина, 2005]. Тем не менее, насколько известно авторам, унифицированных методов распознавания отклика среды на определенное воздействие при массе используемых еще не выработают. А именно: поиск и оценку отклика геологической среды на воздействие источника периодической модуляции предполагается провести по сопоставлению распределений максимумов спектральных амплитуд и сравнению обобщенных спектров, полученных для определенных участков сейсмической записи.

Были изучены [Французова, Иванова, 2009] распределения максимумов спектральной амплитуды сейсмического сигнала, формируемого под воздействием источников периодической модуляции, в точках нахождения сейсмостанций. Это было выполнено для диапазона частот, представляющего собой окрестность основной частоты источника наводок, поскольку частота пика флуктуирует вокруг основного значения в пределах десятых и сотых долей Гц, как выяснилось в самом начале исследова-

ний [Французова, Иванова, 2007]. Для помехи с частотой 4.89 Гц соответствующий частотный диапазон составил 4.8-5.0 Гц, замеры выполнялись в одноминутных интервалах записей. Было показано, что распределение максимальной амплитуды сигнала в области помехи остается, как и для обычного сейсмического сигнала, нормальным, не модулируясь ничем (рис. 5).

Известно [Капустян, Юдахин, 2007], что отклик среды на воздействие техногенных источников периодической модуляции связан с перераспределением в ней энергии. Пользуясь фактом пропорциональности квадрата амплитуды сигнала и его энергии, предположили, что во время и после воздействия рассматриваемых источников на среду для максимумов спектральных амплитуд сигнала на записях будут наблюдаться соответствующие вариации их распределения (которое при этом останется нормальным), по закономерностям которых можно было бы обнаружить и качественно оценить указанное перераспределение. Причем предполагалось использовать ту часть сигнала, которая приходится на окрестность частоты источника.

Этот подход был реализован для записей станции «Пермогорье», датируемых летними месяцами 2005 г., в связи с тем, что в этот период там интенсивно работала только одна пильная рама с изучаемой частотой наводок 4.89 Гц (соответственно, окрестность частоты источника составила 4.8-5.0 Гц), и можно было отвлечься от эффекта суммарного воздействия двух основных помех. Кроме того, таким подбором данных исключалось влияние сезонного изменения максимальных спектральных амплитуд.

Для анализа выбрали 189 помех на записях, которые, с целью избавления от влияния суточного хода уровня сигнала в рассматриваемом частотном диапазоне, были разбиты на три группы по 63 в каждой, соответственно времени фиксирования на записях. Первая группа была представлена помехами, записанными с 4 до 9 часов по Гринвичу (8-13 часов поясного времени, обозначение здесь и далее «4-9 GMT»), вторая - с 9 до 14 часов по Гринвичу (13-18 часов поясного времени, соответственно «9-14 GMT»), и третья – после 14 часов по Гринвичу (после 18 поясного, «>14 GMT»). Третья группа появилась как интересный феномен в силу того, что в рассматриваемый период на пилораме был большой объем работ, и его выполняли даже в вечернее время. Для этих трех групп были получены распределения спектральных амплитуд по совокупности одноминутных интервалов в начале, середине и конце наводок на записях, а также в фоновых участках непосредственно перед помехой и после нее. Для сравнения, аналогичным образом подобрали соответствующие участки записей в те рабочие дни, когда не производились работы на пилораме (т. н. «базовый» фон), и получили распределения спектральных амплитуд для них. Все замеры выполнялись по трем регистрирующим каналам станции «Пермогорье», Z – вертикальному, N, E – горизонтальным, при этом погрешность определения границ помех на записях была по возможности минимизирована и сведена к величине порядка 1 с.

Полученные распределения представили не в обычном виде числа максимальных амплитуд по их величинам, а в логарифмическом по величине логарифма квадрата максимальной амплитуды lgA_{max}², выбранной с учетом пропорциональности квадрата амплитуды сигнала и его энергии.

Первоначальные оценки распределения амплитуд в области помех на записях без учета времени появления последних [Французова, Иванова, 2009] показывали, что по всем трем каналам имеются отличия для разных участков наводки: в области наводки по величине амплитуды преобладает ее срединная часть, а начальная часть меньше или равна конечной. Отсюда следовало, что большая часть энергии от воздействия источника помех выделяется в среду в момент максимальной нагрузки агрегата, а в моменты холостого хода (на начале и конце записей помех) она меньше, т.е. воздействие



Рис. 5. Распределения максимумов спектральной амплитуды сигнала в течение времени одной квазигармонической наводки по совокупности разных случаев на записях трех станций Архангельской сейсмической сети (горизонтальный канал SHE, частотный диапазон 4.8-5.0 Гц).



Рис. 6. Логарифмическое распределение числа максимальных спектральных амплитуд в начале, середине и конце помех на записях станции «Пермогорье» по величине $\lg A_{max}^2$, в трех временных диапазонах гринвичского времени (пояснение в тексте), полученное для трех регистрирующих каналов: Z – вертикального, N, E – горизонтальных.

напрямую обусловлено параметрами источника. При этом было выявлено, что оно проявляется преимущественно по горизонтальному каналу N, т.е. в направлении «север-юг», что объяснялось, вопервых, поверхностным расположением источника наводок, а во-вторых, почти меридиональной протяженностью трассы сигнала «пилорама-сейсмостанция» для пункта регистрации «Пермогорье».

Более взвешенные оценки, сделанные по приведенной в настоящей работе методике трех временных диапазонов, полностью подтвердили этот вывод (рис. 6). Видно, что кривые, соответствующие распределению амплитуд в серединной части наводок, смещены в сторону больших значений величины lgA_{max}^2 для всех каналов относительно кривых для других частей наводок, а для горизонтальных каналов, и преимущественно N канала, кривые для всех участков наводок находятся правее по оси абсцисс, чем соответствующие им на вертикальном канале.

Для фоновых же значений спектральных амплитуд, которые фиксировались вне области наводок на записях, не было выявлено существенных различий для участков до и после помех, хотя те же первоначальные оценки [Французова, Иванова, 2009] показывали, что фиксируется снижение по величине амплитуды в области после помехи. Это трактовалось как возможность для среды в результате воздействия такого рода источника перейти на более низкий энергетический уровень, т.е. снять часть имеющегося напряжения. Однако проведенное в настоящем исследовании разделение по временным диапазонам и увеличение анализируемой выборки помех позволили получить несколько иные результаты, которые выглядят, в принципе, более логично. Наблюдаемые на аналогичных приведенным на рис. 6 графиках относительные сдвиги соответствующих кривых находятся лишь в пределах того естественного разброса амплитуд, который фиксируется для «базового» фона, и, следовательно, не могут свидетельствовать о проявлении реакции среды на воздействие квазигармонического источника в рассматриваемом частотном диапазоне.

Таким образом, мы пришли к выводу, что практически не наблюдается эффекта уменьшения или увеличения спектральных амплитуд сигнала после снятия действия источника наводок в частотном диапазоне, представляющем собой окрестность частоты источника модуляции. Никакого прямого «последействия» в среде после прекращения работы источника помех и затухания возмущения от него нет, а воздействие на среду в таком частотном диапазоне осуществляется непосредственно в



Рис. 7. Огибающие обобщенных спектров, построенных для совокупностей фоновых участков записей до (светлая линия) и после (темная линия) наводок, зафиксированных на трех регистрирующих каналах Z, N, E станции «Пермогорье», в трех временных диапазонах гринвичского времени (пояснение в тексте).

моменты работы источника наводок и полностью определяется параметрами последнего. Отклик среды в данном случае представляет собой просто увеличение амплитуды колебаний ее частиц соответственно вынуждающей силе.

Тем не менее, задавшись целью обнаружить отклик среды после изучаемого воздействия, выдвинули предположение о том, что перераспределение энергии в среде после снятия действия источника все же имеется и может проявляться, но в других частотных диапазонах, соответственно и оценивать вариации спектральной амплитуды сигнала следует для всех доступных на записи частот. Это положение было исследовано с применением так называемых обобщенных спектров – спектров, полученных простым усреднением по их совокупности, построенной для некоторого набора отрезков записей. Была использована та же подборка данных, что и ранее. Выбирались отрезки записей длиной 3 минуты до и после помех, а также аналогичные им отрезки в дни без воздействия пилорам (до и после «изображающих» наводки участков, длительностью равных средней длительности наводки на записи). Как и прежде, это делалось на трех регистрирующих каналах. Каждая из этих двух совокупностей отрезков была разбита на те же три временных группы, по 63 в каждой, для которых и были получены, усреднены и представлены графически в виде огибающей линии спектры по всему фиксируемому на записях наших станций частотному диапазону от 0 до 20 Гц (рис. 7, 8). Их анализ позволил получить некоторые результаты.

Так, из сравнительного анализа рис. 7 и 8 видно, что в ряде случаев можно отметить изменение обобщенного спектра после воздействия источника помех, относительно сравнения с изменениями базового фона. В частности, это четко проявляется для первого временного диапазона «4-9 GMT», соответствующего первой половине дня (рис. 7, а, г, ж). Фиксируется оно в виде возрастания пика в районе 3 Гц на всех трех регистрирующих каналах и, наоборот, уменьшения спектральных амплитуд в широком частотном диапазоне от 12 до 18 Гц на горизонтальных каналах N и E. Характерно, что в частотном диапазоне окрестности частоты источника 4.8-5.0 Гц, ниже и выше которого лежат упомянутые частотные области, изменений практически нет, как и было получено ранее. Для второго частотного диапазона «9-14 GMT», соответствующего второй половине дня (рис. 7, б, д, з), можно отметить только возрастание пика на 3 Гц после работы модулирующего среду источника. Уменьшение же амплитуд в диапазоне 12-18 Гц на горизонтальных каналах выражено столь неявно, что может объясняться проявлением обычной вариации амплитуд на разных участках записи (рис. 8, д, з), а не воздействием источника помех. Возможно, такое изменение проявлений при переходе от одного временного диапазона к последующему отражает процесс адаптации среды к техногенному воздействию исследуемых источников квазигармонического типа, который обнаруживается, прежде всего, с помощью более высокочастотной части сигнала.

Для третьего временного диапазона записей можно отметить (рис. 7, в, е, и), что с помощью описанной методики обобщенных спектров было случайно выявлено влияние еще одного квазигармонического источника – мотора насоса, на частоте примерно 17 Гц. Сейсмостанция «Пермогорье» расположена на окраине деревни, где, по нашим сведениям, житель одного из соседних домов по вечерам



Рис. 8. Огибающие обобщенных спектров, построенных для участков записей до (светлая линия) и после (темная линия) изображающих наводки отрезков в дни без работы пилорам («базовый фон»), зафиксированных на трех регистрирующих каналах Z, N, E станции «Пермогорье», в трех временных диапазонах гринвичского времени (пояснение в тексте).

качал воду для хозяйственных нужд. Но этот источник является локальным, и здесь его влияние не исследуется.

Таким образом, на основе представленных в настоящем сообщении результатов исследований, можно сделать вывод о том, что квазигармонические источники модуляции верхней части земной коры оказывают влияние, прежде всего, на высокочастотный микросейсмический фон, которое с большой долей вероятности является недолговременным, и оценить которое можно по построению обобщенных спектров. Отклик среды на воздействие исследуемых источников периодической модуляции заключается в том, что она явным образом реагирует увеличением амплитуды микросейсмической модуляции заключается в том, что она явным образом реагирует увеличением амплитуды микросейсмического сигнала в соответствующем частотном диапазоне во время их действия, и этот процесс полностью определяется их параметрами. Неявным образом она получает перераспределение энергии, которое предположительно выражается в специфике спектральной картины, полученной для участков записи после окончания их действия, на которой имеется «расползающееся» в обе стороны от частоты источника по соседним частотным диапазонам возмущение, затухающее вследствие адаптационных и релаксационных процессов, происходящих в среде.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенович Г.И., Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Нерсесов И.Л., Николаев А.В., Ситников А.В., Трегуб Ф.С., Халтурин В.И. Отчет комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР «Талгар». 1988. 98 с.
- Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н. Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. Екатеринбург: 2007. 415 с.
- Кишкина С.Б. Резонансные эффекты при слабых возмущениях земной коры // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: Геос. 2005. С. 163-173.
- Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Спивак А.А. Процедура обработки микросейсмических данных при геодинамической диагностике локальных участков земной коры // Динамика взаимодействующих геосфер. Сб. науч. трудов ИДГ РАН. 2004. С. 34-47.
- Французова В.И., Иванова Е.В. Об одном типе наводок на записях сейсмических станций Архангельской сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Мат. Второй междунар. сейсм. школы. Обнинск: ГС РАН. 2007. С. 194-198.
- Французова В.И., Иванова Е.В. Динамика помех квазигармонического типа на записях сейсмических станций Архангельской сети // Северные территории России: проблемы и перспективы развития: Мат. и докл. Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск: ИЭПС УрО РАН. 2008. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). Загл. с экрана.
- Французова В.И., Иванова Е.В. Об источнике периодической модуляции верхней части земной коры в пунктах регистрации Архангельской сети // Современные методы обработки и интер-

претации сейсмологических данных: Мат. Третьей междунар. сейсм. школы. Обнинск: ГС РАН. 2008. С. 202-206.

Французова В.И., Иванова Е.В. Аномалии вариаций интенсивности квазигармонических наводок на записях сейсмических станций // Пятые научные чтения Ю.П. Булашевича. Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей: Мат. междунар. конф. Екатеринбург. 2009. В печати.

Шубов И.Г. Шум и вибрация электрических машин. Л.: «Энергия». 1973. 200 с.

ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГОРНОЙ ПОРОДЫ И УГОЛЬНОГО ЦЕЛИКА ПРИ ОСУЩЕСТВЛЕНИИ НАПРАВЛЕННОГО ГИДРОРАЗРЫВА КРОВЛИ

С.В. Клишин

Институт горного дела СО РАН, Новосибирск, s-klishin@misd.nsc.ru

Введение. Расширение области применения механизированных крепей в настоящее время достигается за счет разработки угольных пластов с труднообрушаемыми кровлями, что значительно осложняет ведение очистных работ. Неожиданные неуправляемые динамические обрушения горного массива наносят большой вред – они опасны для людей, разрушают механизмы и горные выработки. Кроме того, зависание кровли вызывает концентрацию горного давления на угольный массив в зоне очистного забоя и на сопряжениях его с горными выработками, что провоцирует горный удар. В таких условиях целики и охраняемые подготовительные выработки подвергаются действию высокого опорного давления за счет зависания кровли на значительной площади. Это приводит к разрушению горных выработок и соответственно к нарушению нормального режима работы добычного транспорта и проветривания забоев.

Для решения данной проблемы в ИГД СО РАН был предложен новый способ разупрочнения труднообрушающейся кровли методом направленного гидроразрыва (НГР), который позволяет получить равномерное и направленное изменение механических свойств массива. С помощью метода исключается площадное зависание пород, что приводит к снижению резких динамических воздействий на механизированные комплексы, а также обеспечивается сохранность повторно используемых горных выработок в зоне очистных работ [Чернов, 1982; Чернов и др.; 1988; Клишин, 2002]. Создание ориентированных горизонтальных трещин гидроразрыва позволяет формировать искусственный блочный массив, своевременно разрушающийся за механизированной крепью. Схема обрушения кровли представлена на рис. 1.

Целью представленной работы является исследование напряженно-деформированного состояния и процесса взаимодействия угольного пласта и вышележащего массива горных пород для оценки геомеханической ситуации при отработке лавы с применением метода направленного гидроразрыва.

Математическая модель. Математическое моделирование является весьма эффективным средством исследования процессов деформирования и разрушения массива горных пород при отработке угольных пластов. В настоящее время существует ряд моделей, учитывающих такие важные структурномеханические особенности горных пород как сплошность, неоднородность, анизотропность. Область



Рис. 1. Схема разрушения труднообрушаемой кровли: без применения метода НГР (вверху); с применением метода НГР (внизу).

применимости каждой из них можно определить в зависимости от свойств пород, начального состояния массива, глубины залегания, характера горных работ и т.п.

В представленном исследовании принято, что для установления напряженно-деформированного состояния при взаимодействии массива горных пород и угольного пласта достаточно рассмотреть задачу плоской деформации сечения, перпендикулярного направлению простирания угольного пласта. Такая постановка является вполне применимой, т.к. на большой глубине и вследствие больших масштабов можно считать, что горная порода и угольный пласт представляют собой однородные изотропные упругие среды, обладающие своими упругими характеристиками: *E_m*, *E_c* и *v_m*, *v_c* – модули упругости и коэффициенты Пуассона соответственно.

Геометрическая схема рассматриваемой задачи приведена на рис. 2. Пусть задана декартовая прямоугольная система координат и в ней две однородные упругие изотропные области: горный массив и угольный пласт мощностью 3 м, который залегает на глубине 300 м от свободной поверхности. Механические параметры системы: $E_m = 2,5 \cdot 10^4$ МПа, $E_c = 5 \cdot 10^3$ МПа, $v_m = 0.3$, $v_c = 0.25$, где индексом c обозначены свойства угля, индексом m — горной породы. Граничные условия на контуре области определяются в соответствии с исходным напряженным состоянием массива, находящимся в поле силы тяжести. Это состояние вполне адекватно описывается гипотезой Динника:

$$\sigma_{y}(x,y) = \gamma \cdot h, \sigma_{x}(x,y) = \frac{\nu}{1-\nu} \gamma \cdot h, \tau_{xy}(x,y) = 0,$$
(1)

где σ_x , σ_y , τ_{xy} – компоненты тензора напряжений в плоскости *Oxy*, *h* – расстояние до свободной поверхности, γ – удельный вес пород. В соответствии с исходным полем напряжений (1) граничные условия можно сформулировать следующим образом. На боковых границах

$$u(x, y) = \tau_{xy}(x, y) = 0$$
(2)

На нижней границе

$$v(x, y) = \tau_{yy}(x, y) = 0$$
(3)

Здесь u(x, y), v(x, y) – компоненты вектора смещений. Верхняя граница свободна от напряжений: $\sigma_{v}(x, y) = \tau_{xv}(x, y) = 0$ (4)

На границе раздела горных пород и угольного пласта приняты условия контакта Кулона – Мора: $|\sigma_s| \leq \sigma_c + (-\sigma_n) tg$, (5)

где σ_c и φ – соответственно сцепление и угол внутреннего трения материала, заполняющего контакт. Удельный вес породы и угля принимался равным $\gamma_m = 2700 \text{ кг/m}^3$ – удельный вес породы, $\gamma_c = 1400 \text{ кг/m}^3$ – удельный вес угля, характерные для месторождений Кузбасса.



Рис. 2. Расчетная схема оценки напряженно-деформированного состояния в краевых частях угольного целика при применении направленного гидроразрыва пласта.



Рис. 3. Конечно-элементные разбиения областей деформирования.



Рис. 4. Изолинии главных растягивающих напряжений σ_1 при отсутствии (слева) и наличии (справа) трещины гидроразрыва.

Таким образом, если поставить вопрос об упругом деформировании массива, то он сводится к замкнутой математической задаче плоской деформации [Лурье, 1970], начальным напряжениям (1), и, кроме того, граничным условиям (2)-(4) и условию на контакте (5).

Для установления характера деформирования и взаимодействия массива и угольного пласта на основе метода конечных элементов [Зенкевич, 1975; Норри, 1981] разработано оригинальное программное обеспечение, позволяющее численно исследовать плоское напряженно-деформированное состояние горного массива [Klishin V.I. & Klishin S.V., 2008]. Конечно-элементное разбиение области деформирования осуществлялось на основе алгоритма, предложенного в работе [Клишин, 2008] и представлено на рис. 3.

Анализ распределения главных растягивающих напряжений от показал, что при движении очистного забоя происходит перераспределение напряженно-деформированного состояния, которое зависит от отсутствия или наличия трещины гидроразрыва (рис. 4). Видно, что при отсутствии направленной трещины главные растягивающие напряжения охватывают весьма большую часть вышележащего над угольным пластом массива, создавая опасность неконтролируемого его обрушения. С другой стороны, наличие горизонтальной протяженной трещины гидроразрыва создает небольшую зону растяжения, находящуюся над краевой частью угольного пласта и позволяющую произвести контролируемую посадку кровли за механизированной крепью.

Выводы. Выполненные расчеты показали следующее. Численный анализ главных напряжений позволяет установить области в горном массиве, в которых развиты максимальные растягивающие усилия. Определение этих областей является весьма важным с точки зрения процессов разрушения горных пород над горной выработкой.

Разрушение породы может происходить большими блоками, вызывающими высокие динамические нагрузки в механизированной крепи. Использование метода НГР для предварительной стратификации прочных горных пород обеспечивает последовательное обрушение искусственно созданного слоя без динамических воздействий.

Математическая постановка задачи о напряженно-деформированном состоянии массива и численная реализация метода конечных элементов позволяет исследовать взаимодействие горной породы и угольного пласта. Численное решение позволило сделать предварительную оценку напряжений в глубине массива и в краевой части угольного слоя, что позволяет исследовать параметры метода НГР применительно к размерам и направлению распространения направленных трещин гидроразрыва.

Автор благодарен д.т.н., проф. Клишину В.И. за ценные замечания по содержанию работы.

ЛИТЕРАТУРА

Зенкевич О. Метод конечных элементов в технике. М.: Мир 1975.

Клишин В.И. Адаптация механизированных крепей к условиям динамического нагружения. Новосибирск: Наука. 2002. 200 с.

Клишин С.В. Алгоритм автоматической триангуляции двумерных областей при решении задач геомеханики методом конечных элементов // Горняцкая смена. Сб. трудов молодых ученых. Изд. ИГД СО РАН. Новосибирск: 2008. Т. 1. С. 7-14.

Лурье А.И. Теория упругости. М.: Наука. 1970. 940 с.

Норри Д., де Фриз Ж. Введение в метод конечных элементов. М.: Мир. 1981. 304 с.

Чернов О.И. Гидродинамическая стратификация монолитных пород в качестве способа управления труднообрушаемой кровлей // ФТПРПИ. 1982. № 2. С. 18-22.

Чернов О.И., Кю Н.Г. О флюидоразрыве породных массивов // ФТПРПИ. 1988. № 6. С. 81-92.

Klishin V.I., Klishin S.V. Estimation of the deflected mode in edge zones of a coal pillars. «New Technologies in Mining»: collected articles of 21st World Mining Congress. Krakow, Poland. 2008. P. 227-231.
ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОЧАГОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ОСНОВЕ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ

М.П. Козлова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, kozlovamp@ipgg.nsc.ru

В работе предложена методика оценки местоположения и параметров очага сейсмического события по данным измерения деформаций на свободной поверхности путем численного решения обратной задачи. Основная задача работы – установить закономерность деформационных (геодинамических) процессов при формировании очаговых зон будущих сейсмических событий.

Решение состоит из следующих этапов.

1) Решается прямая задача об эволюции зон дилатансии, возникающих в окрестности аномальных зон при различных тектонических режимах и прочностных свойствах среды.

– Аналитическое решение задачи Миндлина для точечного источника в однородном полупространстве.

 – Численное решение методом конечных элементов для источника в слоисто-неоднородной среде.

2) Определяются характеристики очаговых зон готовящихся сейсмических событий по геодезической информации на свободной поверхности.

– Проводится анализ особенностей поля деформаций на дневной поверхности при вариации параметров точечного источника.

- Аномальные зоны заменяются точечным «источником».

– Решается обратная задача синтеза параметров эквивалентного источника по изменению деформаций на свободной поверхности.

Функция дилатансии. Термин «дилатансия» был введен в 1885 году О. Рейнольдсом [Николаевский, 1982]. Авторы [Алексеев и др., 1998] предложили использовать функцию дилатансии для количественной оценки перераспределения напряжений перед сейсмическим событием.

 $T = \tau_{\max} - \tau_*$, где $\tau_{\max} = 0.5(\sigma_1 - \sigma_3)$ - максимальное касательное напряжение, $\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1$ - главные напряжения, $\tau_* = \sigma_n tg \varphi + \tau_c$, $\sigma_n = 0.5(\sigma_1 + \sigma_3)$, φ - угол внутреннего трения, τ_c - сцепление.

Авторы на основе решения задачи Миндлина [Mindlin, 1950] о действии сосредоточенной силы (ассоциируемой с очаговой зоной готовящегося динамического события) в однородном упругом полупространстве исследовали поведение функции T при изменении параметров очага. Было, в частности, установлено, что зоны дилатансии могут «выходить» на дневную поверхность. Однако, при таком анализе в стороне остались, по крайней мере, два фактора, существенно влияющих на размеры и форму зон дилатансии - поле внешних напряжений и неоднородность среды, которые невозможно учесть при использовании аналитического решения.

Численное решение прямой задачи. С целью исследования поведения зон дилатансии для разных типов источников, при различных тектонических режимах и прочностных свойствах среды проводилось численное решение задачи Миндлина [Гольдин и др., 2007].

В декартовой системе координат рассматривалась прямоугольная упругая область, в которой действует сосредоточенная сила. В этой области выполнены уравнения равновесия и закон Гука. На свободной поверхности отлично от нуля только горизонтальное напряжение, которое зависит от коэффициента бокового отпора, определяющего тектонический режим. Задача решалась методом конечных элементов с использованием кода МКЭЧК [Назарова, 1985].

В результате такого решения были выявлены следующие тенденции эволюции этих зон при изменении параметров источника:

 – размеры областей дилатансии увеличиваются, если сила в источнике направлена против сил гравитации;

 при близвертикальной ориентации силы возникает зона дилатансии в окрестности свободной поверхности, причем в неоднородной среде она меньше, чем в однородной;

 в случае близгоризонтальной ориентации силы для рассматриваемых типов сред различие зон дилатансии незначительно;

- чем ближе источник находится к дневной поверхности, тем области зон дилатансии больше;

 увеличение коэффициента бокового отпора ведет к уменьшению зон дилатансии, т.е. дилатансионные процессы ассоциированы со сдвиговыми механизмами деформирования.

Решение обратной задачи. В зонах дилатансии происходят необратимые изменения свойств среды, которые можно зарегистрировать геофизическими методами. Сравнивая аномальные области с расчетными можно получить информацию о готовящемся сейсмическом событии: местоположение очага и ориентацию силы.

Аналитически решая обратную задачу для однородного полупространства, находится формальное решение. Причем координаты источника не зависят от прочностных свойств среды.

Для выполнения реальных условий по измеренным деформациям на дневной поверхности (полученным, например, по данным космической геодезии) обратная задача решалась методом конечных элементов с использованием программы МКЭЧК [Назарова Л.А. и др., 2008].

Вводится целевая функция $G(F_x, F_z, x_c, z_c) = \int_{x_1}^{x_2} [\Delta \varepsilon_{xx}(x, 0) - \psi(x)]^2 dx$, где $F_x = F \cos \alpha$, $F_z = F \sin \alpha$ -

компоненты силы, а $[x_1, x_2]$ – участок свободной поверхности, где известны горизонтальные деформации. Точка минимума *G* доставляет решение обратной задачи $(F_x^*, F_z^*, x_c^*, z_c^*)$.

В работе [Гольдин и др., 2007] разработан эффективный алгоритм минимизации подобных функций, основанный на их линейности по F_x и F_z . Компоненты силы F_x^* и F_z^* определяются методом наименьших квадратов, число неизвестных аргументов сокращается до двух, и необходимо минимизировать функцию $\Phi(x_c, z_c) = G(F_x^*, F_z^*, x_c, z_c)$. Численный анализ при варьировании параметров задачи в широком диапазоне показал, что Φ имеет единственный минимум, который может быть найдем методом градиентного спуска.

Заключение. Предложенная методика установления количественных значений параметров аномальных зон по данным измерений смещений на свободной поверхности позволяет оценить (привлекая дополнительные сведения о сейсмическом КПД [Добровольский, 1991]) магнитуду и определить фокальный механизм готовящегося сейсмического события.

ЛИТЕРАТУРА

Mindlin R., Cheng D. The unit force in elastic half-space // Journal of Applied Physics. 1950. V. 21. N 6.

- Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. Определение интегрального предвестника землетрясений с использованием многодисциплинарной модели и активного вибросейсмического мониторинга // Труды ИВМиМГ СО РАН. Новосибирск: 1998. Вып. 7.
- Гольдин С.В., Назаров Л.А. Назарова Л.А., Козлова М.П. Оценка параметров очага готовящегося сейсмического события по данным о деформациях свободной поверхности // ФТПРПИ. 2007. № 3. С. 25-35.

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука. 1991. 219 с.

- Назарова Л.А. Напряженное состояние наклонно слоистого массива горных пород вокруг выработки // ФТПРПИ. 1985. № 2. С. 33-37
- Назарова Л.А., Назаров Л.А., Козлова М.П. Моделирование очагов динамических явлений на основе решения обратных задач по геофизическим данным // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 51-54.
- *Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. В кн.: Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ИМПУЛЬСНЫХ МИКРОКОЛЕБАНИЙ НА ЗАПИСЯХ СТАНЦИЙ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ

Я.В. Конечная

Геофизическая Служба РАН, Архангельск, yanakon@mail.ru

Создание Архангельской сети в 2002-2007 гг., которая насчитывает на данный момент 7 сейсмических станций (2 из них имеют широкополосную аппаратуру), позволило, в первую очередь, решить задачу регистрации и обработки как телесейсмических, так и региональных событий: взрывов из карьеров Архангельской области, техногенных катастроф (падение ступеней ракет, взрывы бытового газа в зданиях и т.д.). Наряду с первоначальной оценкой микросейсмического фона в местах установки сейсмостанций возникла необходимость в более детальном его изучении и акцент исследований сместился на выявление особенностей микросейсм на территории Севера Европейской платформы. В последнее время ведутся работы по мониторингу микросейсм работающих сейсмостанций [Данилов и др., 2007], отслеживание сезонных и суточных вариаций уровня фона (на примере записей станции «Тамица» (ТМС)) [Конечная, Французова, 2008], анализ воздействия антропогенных факторов на микросейсмический фон [Французова, Данилов, 2008; Французова, Иванова, 2008]. Также в процессе обработки данных со станций Архангельской сети операторами выявлены и классифицированы разнообразные типы шумов и помех, оказывающих влияние на микросейсмический фон [Иванова, Конечная, 2009].

Чтобы говорить об особенностях микросейсмического фона и сейсмического режима региона в целом, необходимо привлечение различных исследовательских данных, в частности геологических (рис. 1). Представленная карта на то, что наиболее изучена территория, прилегающая к акватории Белого моря (северо-восток Архангельской области). Информации о южных районах Архангельского региона, в местах расположений сейсмостанций «Климовская» (КLM) и «Пермогорье» (PRG) (рис. 1), достаточно мало, и любая информация о состоянии среды является крайне важной.

Одной из особенностей проявления микросейсмического фона является регистрация импульсных микроколебаний (далее ИМК), которые встречаются, в той или иной степени, на записях всех станций сети. Важно уметь отличать ИМК природного происхождения от ИМК антропогенной природы, которые зачастую связаны с хозяйственной деятельностью человека [Иванова, Конечная, 2009].



Рис. 1. Карта главных тектонических разломов на территории Архангельской области [Юдахин, Французова, 2001] и расположение сейсмических станций Архангельской сети.



Рис. 2. Соотношение количества импульсных микроколебаний на записях станции Климовская и среднесуточной температуры воздуха: *а* – в январе – феврале 2006 года; *б* – за период 25 декабря 2007г. – 13 января 2008г.



Рис. 3. Начало активизации импульсных микроколебаний на записях станции «Климовская»: *a* – 15-16 января 2006 г; *б* – 1 января 2008 г.

Наибольшая активизация ИМК зарегистрирована на записях станции «Климовская». Причем стоит отметить, что их проявление зафиксировано в зимнее время года в период резкого похолодания (рис. 2). С большой долью вероятности данное явление имеет экзогенную природу.

Анализ записей показал, что распределение потоков ИМК неравномерно по времени. Типичным примером может быть, активизация микросейсмичности (резкое увеличение количества ИМК) в январе-феврале 2006 г. (рис. 3, а). Продолжительность представленной записи составляет 12 часов. Как видно, число ИМК нарастает постепенно (обычно за несколько часов), затем стабилизируется и через 7-8 дней активность процесса спадает, и количество ИМК достигает своего фонового уровня. Такой характер протекания явления наблюдался неоднократно в разные годы.

Развернутая запись ИМК (рис. 4) демонстрирует его характерные черты:

– ИМК имеют достаточно четкое, но не всегда интенсивное первое вступление. Во втором случае запись приобретает «колоколообразную» форму. Ранее была проведена типизация наблюдаемых ИМК [Французова и др., 2008] по внешнему признаку. Но, как показали дальнейшие наблюдения, эта типизация требует доработки и дополнительного анализа;

Через 2-3 периода после первого вступления на записях присутствует некая вторичная фаза.
 Время между первым и вторым вступлениями составляет от 0.1 до 0.6 сек;

- На записи присутствует плавно затухающая «хвостовая» часть;

– Длительность записи одного импульса составляет от 1.5 до 5 с, в зависимости от его интенсивности.

Как известно, важным параметром для понимания природы явления служит частотный диапазон ИМК. Кроме того, разделение событий по частоте может способствовать в типизации микроколебаний.

Для статистической обработки взяты 100 ИМК, зарегистрированных за время 14:30-19:08 01 января 2008 на записях с/с «Климовская». С целью определения преобладающей частоты в спектре, для



Рис. 4. Развернутый вид записей ИМК зарегистрированных на с/с «Климовская»: *a* – 16.01.2006 г. 06:22:09 (по Гринвичу); *б* – 01.01.2008 г. 17:12:41 (по Гринвичу).



Рис. 5. Распределение событий по частоте в спектре: *a* – полученное путем построения спектра по БПФ; *б* – полученное путем вычисления среднего значения частоты.

каждого импульса строился спектр (по БП Φ в комплексе WSG). Характер полученного распределения неоднозначен (рис. 5, а).

Учитывая, что в данном случае расчет БПФ не является корректным и не дает однозначного решения поставленной задачи, было решено провести оценку видимой частоты в спектре (F) вручную. Проводились замеры пяти периодов,-рассчитывался среднее значение периода и средняя частота F_{сред}. Для тех же 100 импульсов построены графики распределения, которые подобны (рис. 5, б) оценке по БПФ.

Полученные распределения позволили ограничить частотный диапазон для возможности дополнительной фильтрации: от 7 до 16 Гц. Отметим следующую особенность распределения частот на вертикальном канале – интенсивные ИМК имеют более высокие частоты (12-16 Гц), а слабые колебания и колебания средней интенсивности ниже по частоте – 7-11 Гц, что может объяснить наличие двух максимумов на распределении по вертикальному каналу (рис. 5, б). Но с другой стороны двум максимумам в распределении может быть дана иная интерпретация. Возможно, что наличие двух диапазонов говорит о двух типах волн на Z канале. Ведь, как было сказано выше, на записях присутствует второе вступление, которое, возможно, является отраженной волной от некой неоднородности или границы двух сред. Более низкочастотный состав на горизонтальных каналах по отношению к вертикальному, можно интерпретировать как наличие поперечной волны на Z канале и продольной на NS и EW каналах.

В работах [Юдахин, Капустян, 2004; Юдахин и др., 2008] была показана эффективность использования функции когерентности попарно для вертикальной и горизонтальных компонент регистрации. В связи с этим для случая ИМК также проведен спектрально-временной и когерентновременной анализ (СВАН и КВАН) и построены соответствующие диаграммы участков записи до начала активизации ИМК (фоновый уровень) (рис. 6) и запись с интенсивным проявлением микроколебаний (рис. 7).



Рис. 6. Диаграммы фонового участка записи. с/с «Климовская» 01.01.2008 11:00: *а* – СВАН-диаграммы для пар регистрирующих каналов; *б* – КВАН-диаграммы для пар регистрирующих каналов.

На рис. 6 представлены СВАН и КВАН фонового участка записи длительностью 1 час. На волновых формах отсутствуют телесейсмические события, взрывы, видимые шумы или помехи, а также не наблюдаются импульсные микроколебания. Анализируя полученные диаграммы, можно отметить наличие сигнала в среде в диапазоне 10-13 Гц, в зависимости от пары каналов. Причем на широтном направлении вертикального сечения (Z^E) наблюдается сдвиг в более высокочастотную область, что так же хорошо видно и на КВАН-диаграммах (рис. 6, б). Основываясь на проведенных ранее исследованиях [Юдахин и др., 2008] следует предположить эндогенную природу излучения, но, с другой стороны, нельзя исключать возможные техногенные помехи или шумы. Однако в пользу эндогенного источника говорит отсутствие поверхностного излучения.

Такой же частотный диапазон является характерным и для ИМК (рис. 5, б). Вполне вероятно, что ИМК содержит в себе фоновую компоненту с частотами 10-13 Гц.

На СВАН- и КВАН-диаграммах участка записи, содержащего большое количество ИМК (рис. 7), четко отражается присутствие микроколебаний (светлые тонкие линии, проходящие практически через весь частотный ряд). СВАН-диаграммы позволяют проследить временной ход процесса, в случае, когда его интенсивность превосходит фон, и определить частоту, которая присуща сигналу. Но для ИМК этот метод определения частот не срабатывает и преобладающий диапазон, в данном случае, определить не представляется возможным. Однако анализ КВАН-диаграмм показывает, что для пары горизонтальных каналов сигнал более интенсивен, чем для пар вертикальный-горизонтальный канал. Это свидетельствует о регенерации источником поверхностных волн.

Следующим шагом в исследовании ИМК было получение распределения функции когерентности по срезам КВАН-диаграмм в области интересующих частот (рис. 8).

Приведение оси количества значений функции когерентности (N) к логарифмическому виду дает аналог графика повторяемости, а значит, появляется возможность получения информации о сейсмическом режиме происходящего процесса. Для построения среза функции когерентности и ее распределения были выбраны два диапазона: 8-10 Гц и 13-14 Гц (рис. 8). Стоит отметить, что данный выбор обусловлен также тем, что он исключает диапазон 10-13 Гц, который присутствует в фоновой компоненте.

Как видно (рис. 8), значение когерентности на всех графиках для фона редко превышает значение 0.5, а тип графика близок к линейному. Для участка записи, осложненным ИМК, график функции когерентности в области низких значений (до 0.5) также линеен, в некоторых случаях изменяется угол наклона графика. Наклон графика указывает на преобладание ИМК определенной интенсивности. Однако появляется область высоких значений, что закономерно, так как на записи появляются события, амплитуда которых превышает фоновый уровень.



Рис. 7. Диаграммы участка записи с/с «Климовская», содержащего импульсные микроколебания 02.01.2008 00:30: *а* – СВАН-диаграммы для пар регистрирующих каналов; *б* – КВАН-диаграммы для пар регистрирующих каналов.



Рис. 8. Распределение функции когерентности для пар регистрирующих каналов: *а* – в диапазоне 8-10 Гц; *б* – в диапазоне 13-14 Гц.

Видно, что графики распределения функции когерентности различаются для разных частотных диапазонов для разных направлений (широтных и меридиональных). Так для более низких частот (8-10 Гц) преобладает широтное направление, а для 13-14 Гц – меридиональное.

Проведенное первичный анализ наблюдаемого явления показал, что ИМК на записях сейсмостанции «Климовская» имеют сложную волновую структуру; характерный частотный диапазон от 7 до 16 Гц; источник, генерирующий ИМК, является поверхностным; ИМК имеют различное направление прихода в зависимости от рассматриваемого частотного диапазона; существует зависимость количества ИМК то температуры окружающей среды.

Стоит отметить, что подобные ИМК наблюдались и на записях других станций Архангельской сети (например, с/с «Тамица» (ТМС) и с/с «Лешуконское» (LSH)). Аналогично записям с/с «Климов-

ская», обнаружена зависимость нарастания количества ИМК от температуры воздуха. Особенностью ИМК на записях с/с «Тамица» и «Лешуконское» является тот факт, что количество регистрируемых ИМК на порядок ниже по сравнению со станцией «Климовская». В будущем следует обратить внимание именно на сравнение записей всех станций, а также провести более подробный сравнительный анализ геолого-геофизической ситуации.

Таким образом, первые результаты исследования импульсных микроколебаний, регистрируемых на записях сейсмостанции «Климовская» показало, что ИМК являются неотъемлемой частью микросейсмического фона вблизи сейсмических станций.

ЛИТЕРАТУРА

- Данилов К.Б., Попов Д.В., Французова В.И. Микросейсмический фон в селе Лешуконское // Экология 2007: Матер. докл. межунар. молод. конф. Архангельск: ИЭПС УрО РАН. 2007. С. 33-34.
- Иванова Е.В., Конечная Я.В. Разработка классификации локальных сейсмических событий по данным станций Архангельской сейсмической сети // Десятая уральская молодежная школа по геофизике: Сб. науч. матер. Пермь: Горный институт УрО РАН. 2009. С. 99-103.
- Конечная Я.В., Французова В.И. Сезонные изменения микросейсмического поля на записях сейсмостанции «Тамица» // Экологические проблемы Севера: Матер. докл. молод. науч. конф. Архангельск: ИЭПС УрО РАН. 2008. С. 51-54.
- Французова В.И., Ваганова Н.В., Конечная Я.В. Временная структура высокочастотных шумов югозападной части Архангельского региона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Матер. Третьей междунар. сейсм. школы. Обнинск: ГС РАН. 2008. С. 193-197.
- Французова В.И., Данилов К.Б. Вариации интенсивности фонового микросейсмического поля, инициированные карьерными взрывами // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Матер. Третьей междунар. сейсм. школы. Обнинск: ГС РАН. 2008. С. 198-201.
- Французова В.И., Иванова Е.В. Об источнике периодической модуляции верхней части земной коры в пунктах регистрации Архангельской сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Матер. Третьей междунар. сейсм. школы. Обнинск: ГС РАН. 2008. С. 202-206.
- *Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К.* Микросейсмические наблюдения. Архангельск: ИЭПС УрО РАН. 2004. 64 с.
- *Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К. Шахова Е.В.* Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН. 131 с.
- *Юдахин Ф.Н., Французова В.И.* Европейская часть России, Урал и Западная Сибирь // Землетрясения Северной Евразии в 1995 г. М.: ГС РАН. 2001. С. 128-139.

ОЦЕНКА НАРУШЕННОСТИ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПРИБОРТОВОЙ ЧАСТИ КРУПНОГО ГЛУБОКОГО КАРЬЕРА МЕТОДОМ ТЕЛЕВИЗИОННОЙ СЪЕМКИ СКВАЖИН

К.Н. Константинов

Горный институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, const1980@gmail.com

Введение. Горный институт Кольского научного центра РАН с 80-х годов прошлого столетия проводит натурные исследования состояния массива пород на карьере рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК». В результате исследований, выполненных комплексом натурных методов, был сделан вывод о возможности применения в карьере рудника «Железный» уступов с вертикальными углами откосов, и на этой основе – формирования борта карьера новой конструкции [Мельников, Козырев и др., 2005]. В подобных условиях, для обеспечения безопасности горных работ необходимо создание систем мониторинга прибортовой части карьера.

Методика выполнения исследований. Для оценки нарушенности и трещиноватости прибортовой части массива была разработана телевизионная аппаратура для исследования скважин (ТАИС) «Таис-Апатиты» [Шкуратник и др., 2009] (рис. 1).

В Горном институте КНЦ РАН была разработана методика съемки и компьютерной обработки и анализа получаемой информации. В процессе эксплуатации комплекс телевизионного контроля скважин (КТКС) был модернизирован, что ускорило процесс обработки данных.

Комплексом ТКС осуществляется видеоконтроль технологических, геологоразведочных, взрывных, контрольных, разгрузочных и других видов скважин, а также труб и отверстий. Эффективность работы этого оборудования подтверждена многочисленными измерениями на подземных рудниках и карьерах [Тимофеев, 2003].

КТКС в комплексе с другими натурными методами исследований решает следующие задачи:

1) Определение параметров нарушенной зоны в прибортовой части массива пород, оценка трещиноватости исследуемой среды.

2) Выявление разрушенных зон и пустот различного происхождения в массиве пород.

3) Определение местоположения геологических неоднородностей в исследуемой среде.

4)Исследование гидрогеологических характеристик исследуемых скважин (скорость и направление водопритока, степень обводненности скважин).



Рис. 1. Телевизионная аппаратура исследования скважин.



Рис. 2. Схема расположения наблюдательных станций и отдельных скважин в карьере рудника «Железный» ОАО «Ковдорского ГОКа».

Результаты. Определение нарушенности прибортовой части массива пород карьера проводилось методом КТКС. Места исследований выбирались исходя из разнообразия горно-геологических и геомеханических условий, на различных глубинах и участках контура карьера. На рис. 2 представлена схема карьера рудника «Железный», на котором отмечены места расположения наблюдательных станций (HC) и отдельных скважин. В пределах HC-1, которая располагается в юго-восточной части карьера, были проведены телевизионные исследования ствола двух наклонных скважин (№№ 1КД и 2КД) на гор.+166 м, одной вертикальной № 3КД на гор.+232 м и горизонтальной скважины № 4КД на гор.+166 м. Данные наблюдения были организованы в районе происшедшей потери устойчивости части уступа с целью получения данных о геомеханическом состоянии данного участка массива. Наблюдения осуществлялись в горизонтальных скважинах, пробуренных вглубь массива.

В 2005 году в северо-западной и северо-восточной частях карьера, в пределах HC-2 и HC-3 соответственно, проведены исследования горизонтальных скважин № 5КД горизонта +118 м, № 6КД горизонта + 40 м и № 7КД горизонта +154 м – в пределах HC-1. В 2007-2008 гг. подобные исследования были продолжены на отдельных горизонтальных скважинах северного и северо-западного бортов карьера на горизонтах +10 м. и +25 м. В таблице №1 представлены данные нарушенности и трещиноватости по всем скважинам, в которых проводились исследования методом КТКС.

Анализ полученных результатов. Полученные величины нарушенных зон и их тенденции к снижению на вертикальных уступах карьера свидетельствуют об уменьшении динамического воздействия на законтурный массив, что является следствием применения специальной щадящей технологии ведения взрывных работ [Фокин, 2004]. Отмечено также уменьшение доли трещин в нарушенной зоне относительно трещиноватости остального массива. При этом следует заметить, что средний показатель трещиноватости остаётся прежним и составляет порядка двух трещин на погонный метр скважины. Сравнительный анализ нарушенности первых 10-13 метров стволов скважин по данным телесъемки и по выходу керна показан на рис. 3.

В большинстве случаев суммарное количество трещин на изучаемом отрезке по керну оказалось выше, чем по данным телесъемки в среднем на 20-30%, что указывает на наличие в массиве естественно сжатых микротрещин, определение которых телесъемкой затруднительно (рис. 4), либо сказывается технология бурения на регистрации трещин.

Совместный анализ видеоданных и описания керна позволил так же выявить, что на трёх отмеченных наблюдательных станциях фиксировались зоны разрушения ствола большинства исследованных скважин (рис. 5).

| | скважина | дата съем- ки, дд.мм.гггг | глубина на- рушенной зоны от устья скважины, м | количество трещин, шт. | | средняя интен- сивность тре- щин на п. м. |
|----|---|---------------------------------|---|------------------------|---------------|---|
| | | | | нарушенная зона | массив | |
| 1 | гор. + 166 м, накл. скв. № 1КД | 01.08.2003 | 4÷7 | 3 | нет данных | нет данных |
| 2 | гор. + 166 м, накл. скв.№ 2КД | 01.08.2003 | 5÷8 | 35 | нет данных | 2.6 |
| 3 | гор.+232 м, верт. скв.№3КД | 17.06.2003 | нет данных | нет данных | 25 | 0.62 |
| 4 | гор. + 166 м, гор. скв. №4КД | 04.11.2003 | 5÷13 | 30 | 46 | 1.65 |
| 5 | гор. + 40 м, гор. скв № 6КД | 12.08.2005 | 3÷16 | 14 | 12 | 1.23 |
| 6 | гор. + 118 м, гор. скв. № 5КД, при- менение щадящего взрывания | 19.08.2005 | 0÷6 | 6 | 11 | 0.4 |
| 7 | гор. + 154 м, гор. скв. № 7КД | 21.12.2005 | 5÷7 | 15 | 13 | 1.5 |
| 8 | гор. + 10 м, гор. скв. № 9КД, при- менение щадящего взрывания | 27.08.2007 | 1÷3 | 13 | 55 | 2.19 |
| 9 | гор.+25 м, гор. скв. № 10КД, применение ща- дящего взрывания | 27.08.2007 | 2÷6 | 15 | 48 | 1.9 |
| 10 | гор. + 10 м, гор. скв. № 11КД, применение ща- дящего взрывания | 19.11.2008 | 2÷5 | 14 | 35 | 2.04 |
| 11 | гор. + 10 м, гор. скв. № 12КД, применение ща- дяшего взрывания | 27.11.2008 | 0÷3 | 7 | 37 | 2.2 |

Таблица 1. Сводные данные по определению нарушенности массива и оценки трещиноватости в карьере рудника «Железный»

Исследования, проведенные на горизонтах +10 м и +25 м северного и северо-западного районов карьера, не выявили ни одного разрушения на контурах всех четырёх обследованных горизонтальных скважин, что свидетельствует о достаточной устойчивости вертикальных уступов, сформированных с применением щадящего взрывания.

Зоны действия в массиве пород высоких статических напряжений иногда проявляются в виде разделения керна на диски (рис. 6, а) [Козырев и др., 2001]. Это происходит в случае, когда действующие напряжения на контуре скважин сравнимы по своему значению с пределом прочности на одноосное сжатие. Визуально по данным телесъемки зоны дискования керна не всегда контрастно выделяются на общем фоне наблюдаемого участка, проявляясь либо наклонными, либо ортогональными относительно оси одиночными трещинами (6 б).

На рис. 7 представлены усредненные количественные показатели частично или полностью раскрывшихся на контуре скважин трещин по типу ориентации относительно оси на горизонтах +10 и



Рис. 3. Сравнительный анализ интенсивности трещиноватости по данным телесъемки и по данным керна горизонтальной скважины 10 КД гор. +10 м карьера рудника «Железный».



Рис. 4. Диаграмма сопоставления трещиноватости по данным керна и телесъемки первых 10-13 метров от устья скважин.



Рис. 5. Стоп-кадр видеосъемки скважины № 7КД гор. +154 м, где сплошной линией обозначен контур разрушенной зоны, а штриховкой – разрушенная часть поверхности скважины.



a)

б)

Рис. 6. Изображение интервала 2.12÷2.30 м по данным МДК (а) и стоп-кадр отметки 2.35 м скважины № 10КД по данным КТКС (б).





+25 м. карьера рудника «Железный». Видно, что преобладают диагональные (наклонные) трещины, часто имеющие кольцевую форму и различный угол наклона (~20-70°). Трещины такого типа, как показывает опыт, часто имеют кальцитовое заполнение и могут быть источниками водопритока в скважине (рис. 8).

Известно, что прочность данного материала ниже прочности вмещающих пород, слагающих скальный массив, что необходимо учитывать при оценке геомеханического состояния борта карьера и отдельных уступов.



Рис. 8. Стоп-кадр видеосъемки скважины № 10КД с изображением мощной трещины диагонального типа с кальцитовым заполнением и водопритоком.

Заключение и основные выводы. В целом, исследования, проводимые методом КТКС и другими натурными методами, дают важную информацию о геомеханическом состоянии прибортового массива и устойчивости отдельных уступов и борта карьера в целом. В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

 методом КТКС возможно определять геомеханическое состояние прибортовой части отдельных уступов и карьера в целом, а также оценивать состояние стенок и сечения ствола скважин различного типа для выявления нарушенных и напряженных зон в массиве;

 – анализ проведенных исследований методом КТКС указывает на уменьшение мощности нарушенной зоны и показателя раскрытия трещин в массиве горных пород исследованных скважин при применении щадящего взрывания при постановке уступов на конечный контур карьера;

 – для уточнения картины геомеханического состояния прибортовой части массива пород необходимо продолжить работы на других участках карьера с использованием широкого комплекса натурных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Козырев А.А., Каспарьян Э.В., Рыбин В.В., Мальцев В.А., Горбунов Ю.Г. Исследование напряженного состояния массива пород в бортах карьера Ковдорского месторождения. Международная конференция «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли», Новосибирск: 2001. С. 284-287.
- Мельников Н.Н., Козырев А.А., Решетняк С.П., Каспарьян Э.В., Рыбин В.В., Мелик-Гайказов И.В., Свинин В.С., Рыжков А.Н. Концептуальные основы оптимизации конструкции бортов карьеров Кольского полуострова в конечном положении. Труды 8-го международного симпозиума «Горное дело в Арктике», Санкт-Петербург: Изд. «Типография Иван Фёдоров». 2005. С. 2-14.
- *Тимофеев В.В.* Технические и программно-методические средства мониторинга опасных состояний массивов горных пород хибинских апатитовых рудников. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН. 2003. С. 168-190
- *Турчанинов И.А., Марков Г.А., Иванов В.И., Козырев А.А.* Тектонические напряжения в земной коре и устойчивость горных выработок. Л.: Наука. 1978. 256 с.
- Фокин В.А. Проектирование и производство буровзрывных работ при постановке уступов в конечное положение на предельном контуре глубоких карьеров. Апатиты: КНЦ РАН. 2004. 232 с.
- Шкуратник В.Л., Тимофеев В.В., ЕрмолинА.А., Рыбин В.В., Константинов К.Н. Телевизионный мониторинг скважин на рудниках Кольского полуострова. Научный симпозиум «Неделя горняка-2008», ГИАБ. 2009. № 2. С. 77-84.

ДЕФОРМАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ДАННЫМ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СЕЙСМОСЕТИ КNET

А.Д. Костюк

Научная станция РАН, Бишкек, kostuk@gdirc.ru

Развитие методов космической геодезии внесло значительный вклад в современные исследования геодинамики. Использование новых технологий позволило с высокой точностью проводить измерения на больших расстояниях, что было крайне затруднительно при использовании методов классической геодезии, таких как триангуляция, нивелирование, светодальномерные измерения и другие. Глобальные системы позиционирования предоставляют возможность получить координаты в любой точке земной поверхности путем обработки спутниковых сигналов. GPS является единственной полноценно функционирующей и постоянно обновляемой системой из существующих в настоящее время глобальных навигационных систем - она доступна 24 часа в сутки, 7 дней в неделю, на всем земном шаре. Система глобальной системы позиционирования GPS развивалась первоначально как автономная спутниковая навигационная система (группировка NAVSTAR). Основным назначением NAVSTAR была высокоточная навигация военных объектов. Непосредственная реализация программы началась в середине 1977 г. с запуском первого спутника. Сейчас группировка NAVSTAR состоит более чем из 30 спутников. Орбиты спутников расположены в 6 плоскостях по 4 спутника в каждой. Высота орбиты примерно 20180 км. Наклон орбитальных плоскостей к экватору составляет 55°, период обращения 11 часов 58 минут. Общее число спутников на сегодняшний день более 30. Каждый спутник генерирует сигнал специальной формы, который содержит информацию, позволяющую опознавать спутник и его положение в пространстве в любой момент времени. В конце 80-х годов XX века возникло понимание об эффективности использования технологии GPS для научных исследований, таких как движение континентов, движение в разломных зонах земной коры и ее деформации, землетрясений и других.

Проведение GPS-измерений в Центральной Азии началось на Тянь-Шане в 1992 году с создания двух сетей наблюдения. Одна из них создавалась совместными усилиями ученых из Потсдамского геоисследовательского центра, Научной станции, Института геоэкологии РАН, Института астрономии РАН. Кроме того, в работе принимали участие специалисты Института физики Земли РАН, Института геологических наук и Института сейсмологии МОН Казахстана, Института геологии и сейсмологии НАН Киргизии, Института сейсмологии и Института астрономии НАН Узбекистана. Первые 40 пунктов этой сети располагались на территории Киргизии, Казахстана, Узбекистана и Таджикистана, охватывая обширный регион. В дальнейшем эта сеть была расширена до 90 пунктов [Reigber, 2001].

Вторая сеть создавалась в результате сотрудничества ученых США, России, Киргизии и Казахстана. Изначально эта сеть планировалась для охвата меньшей территории, но предполагала более плотное размещение пунктов наблюдений. Сначала было заложено и измерено 13 пунктов в районе г. Алматы и северной части Иссык-Куля [Зубович, 2001]. В 1993 году количество пунктов возросло до 86, при этом новые пункты размещались в основном в западной и восточной частях Центрального Тянь-Шаня. В 1995 году плотность сети была увеличена дополнительными 46 пунктами. После получения первых результатов [Abdrahmatov et al., 1996] в 1997 г. количество пунктов было увеличено. В том же 1997 г. в предгорьях Киргизского хребта южнее г. Бишкек была развернута локальная сеть, состоящая из 25 пунктов. В дальнейшем измерительная сеть с каждым годом расширялась и детализировалась.

В 1998 г. были заложены 23 пункта в Центральном Казахстане, а в 2000 г. в восточной его части установлен дополнительный сегмент из 31 пункта. В 1999 г. на юге Ферганской впадины и в Алайской долине была проведена закладка 21 пункта наблюдения. Совместно с Национальным университетом Узбекистана на территории Узбекистана была организована сеть, состоящая из 35 пунктов. В 2002 г. общее количество GPS-пунктов составляло 420, в том числе 9 постоянно действующих станций, работающих в непрерывном режиме. Максимальная плотность GPS-сети приходится на территорию Северного Тянь-Шаня (рис. 1).

Каждый из наблюдательных пунктов GPS-сети представляет собой участок на земной поверхности, обычно с выходами коренных пород, где на небольшом расстоянии друг от друга установлены 2-4 реперные марки. Расстояние между реперными марками составляет от нескольких метров до одного километра. Измерения проводятся на одной из них, но в случае ее разрушения переносятся на



Рис. 1. Территория Северного Тянь-Шаня. Черные треугольники – расположение станций сейсмической сети КNET; белые треугольники – пункты GPS-наблюдений.

соседнюю. После закладки пункта измерения на всех его реперных марках выполняются одновременно. Так как выходы коренных пород имеются не везде, некоторые из пунктов, расположенных в долинах, заложены в рыхлых осадочных породах. Для таких пунктов в грунте пробуривается отверстие диаметром 15 см и глубиной 1.5-2 м. Оно укрепляется арматурой и заливается бетоном, в верхней части которого устанавливается марка.

В настоящее время в составе Центрально-Азиатской GPS-сети находится 518 пунктов наблюдения. При этом плотность сети весьма неоднородна, наиболее детально охарактеризована Бишкекская локальная сеть. Здесь пункты расположены в 2-40 км друг от друга; среднее расстояние между ними составляет примерно 9 км. Вместе с тем территория Казахстана имеет наименьшую плотность распределения пунктов наблюдений: расстояние между пунктами составляет около 100 км. Для всей региональной сети расстояние между пунктами составляет в среднем 60 км, тогда как максимальное значение равно 550 км. Измерения на каждом из пунктов наблюдений GPS-сети производятся один раз в 1-2 года в осенне-летний период во время полевых кампаний, продолжительность которых обычно составляет 30-40 дней. В течение полевой кампании одновременно производятся измерения на 3-9 пунктах, при этом продолжительность сессий, как правило, составляет 36 часов. Основной объем измерений выполняется на приборах Trimble и Торсоп, где дискретность измерений составляет 30 секунд. Пункты Бишкекской локальной сети за период 1997-2006 гг. измерялись в течение 21 часа от 3 до 16 раз в год, в среднем этот показатель составлял примерно 8 измерительных кампаний в год [Кузиков, 2007].

В результате наблюдений создаются файлы данных, включающие фазовые измерения несущих частот и значения псевдодальностей, вычисленных по времени прохождения сигнала в пути. Все файлы GPS-измерений приводятся к единому формату. В качестве основного используется формат RINEX [Gurtner, 1994]; конвертирование осуществляется программой teqc, разработанной в UNAVCO [Estey et al., 1999]. Существуют различные специализированные программные пакеты, как GAMIT (Массачусетский технологический институт, США), GIPSY (Лаборатория реактивного движения Калифорнийского технологического института, США), BERNESE (Астрономический институт Бернского университета, Швейцария) и другие, которые реализуют алгоритмы анализа измерений, позволяющие получать оценки с достаточно высокой точностью.

Обработка GPS-данных осуществляется на НС РАН комплексом программ GAMIT\GLOBK Macсачусетского технологического института США [Herring et al., 2006a; 2006b] в три этапа. Пакет GAMIT состоит из отдельных модулей, которые выполняют подготовку данных к обработке и проводят оценку координат пунктов наблюдения. На первом этапе информация по каждому дню обрабатывается в GAMIT отдельно. Кроме того, в обработку включаются данные ряда станций мировой IGSсети. На втором этапе, используя пакет GLOBK, который проводит обработку данных на основе фильтра Кальмана, осуществляется объединение решений, полученных в GAMIT. Объединение производится на уровне полевых кампаний. Третий этап представляет собой получение единого скоростного решения за весь период наблюдений по решениям отдельных кампаний с помощью GLOBK. С целью упрощения процесса обработки GPS-измерений с помощью программного пакета GAMIT\GLOBK используются вспомогательные программы автоматизации [Костюк, 2008а].

GPS- пункты, расположенные на территории исследования, показаны на рис. 2. Результаты оценки векторов GPS-скоростей демонстрируют значительную неоднородность векторного поля (рис. 3).



Рис. 2. Расположение GPS- пунктов наблюдения.



Рис. 3. Векторы GPS-скоростей.

Для определения поля скорости деформации по данным GPS наблюдений использовалась программа, разработанная Т. Сагия [Sagiya et al., 2000] и основанная на методе Шена [Shen et al., 1996]. В этом методе компоненты горизонтальной скорости смещения (*u*,*v*), компоненты тензора деформации (e_{xx}, e_{xy}, e_{yy}) и скорость вращения ω в произвольной точке с координатами (x_i, y_i) связаны со скоростью смещения (U, V) в точке наблюдения (X, Y) следующим образом:

$$\begin{pmatrix} U \\ V \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & \Delta x_i & \Delta y_i & 0 & \Delta y_i \\ 0 & 1 & 0 & \Delta x_i & \Delta y_i & -\Delta x_i \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \\ e_{xx} \\ e_{xy} \\ e_{yy} \\ \omega \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \varepsilon_x^i \\ \varepsilon_y^i \\ \varepsilon_y^i \end{pmatrix}$$
(1)

$$\varepsilon_x^i = \sigma_x^i \exp\left(\Delta x_i^2 / 2D^2\right), \ \varepsilon_y^i = \sigma_y^i \exp\left(\Delta y_i^2 / 2D^2\right)$$
(2)

где $\Delta x_i = X - x_i$; $\Delta y_i = Y - y_i$; σ_x^i – ошибка измерения компоненты X скорости смещения; σ_y^i – ошибка измерения компоненты Y скорости смещения; D – параметр, контролирующий вес измерения (DDC). Значение DDC зависит от сети точек наблюдений, скорости смещения и тектонических особенностей региона. Скорость дилатации и скорость деформации сдвига в каждой точке вычисляются как:

$$\Delta = e_{xx} + e_{yy} \tag{3}$$

$$\Sigma = \sqrt{e_{xy}^2 + (e_{xx} - e_{yy})^2 / 4}$$
(4)

При вычислении компонент скорости деформации, компонент горизонтальной скорости смещения и скорости вращения в i-ой точке используются данные векторов всех соседних точек, расположенных в радиусе 2D от нее. В данном случае параметр D составлял 20 км. При этом ε_x^i и ε_y^i играют

роль весовых коэффициентов при решении системы уравнений, построенной согласно (1). Чем дальше от текущей точки находится пункт GPS- измерения и чем больше ошибка измерения скорости в нем, тем меньшее влияние он оказывает на решении системы уравнений для данной точки. Исходные данные представляли собой поле векторов скоростей (рис. 3), полученных по данным GPS за интервал времени с 1994 по 2006 годы [Костюк, 2008b].

Оси сжатия и растяжения, полученные по данным GPS (рис. 4), показывают, что сокращение земной коры в регионе происходит в субмеридиональном направлении, причем оно несколько меняется от района к району.

Максимальные оси сжатия наблюдаются в центральной части Киргизского хребта и юговосточной части хребта Таласский Алатау. Значительные оси растяжения отмечаются в Северной части хребта Таласский Алатау, в районе горы Окторкой и в западном сегменте хребта Заилийский Алатау. В районе Киргизского хребта оси сжатия имеют направление северо-северо-западное; вместе







Рис. 5. Поле скорости дилатации по данным GPS.

с тем южная часть хребта Таласский Алатау испытывает северно-северо-восточное укорочение. Сокращение коры в субмеридиональном направлении подтверждается и сейсмотектоническими деформациями [Kostuk et al., 2008].

Области высокой скорости сжатия расположены в центральной части Киргизского хребта, в Суусамырской долине, вдоль хребта Тахталык, севернее хребта Карамойнок и Иссык-Кульской впадины (рис. 5). Зоны максимальной скорости деформации сдвига наблюдаются в центральной и северной частях Киргизского хребта, западной части Терскей Алатау, севернее хребта Суусамыр-Тоо и в Иссык-Кульской впадине (рис. 6). В Арамсу, Суусамыр-Тоо также имеют место высокие скорости деформации сдвига.



Рис. 6. Поле скорости деформации сдвига по данным GPS.

Полученные результаты говорят об интенсивном деформационном процессе, происходящем на территории Тянь-Шаня. Такая картина хорошо вписывается в общую схему распределения сейсмичности и деформации по территории Тянь-Шаня [Зубович и др., 2001; Kostuk et al., 2005]. Наличие неоднородности деформационного поля подчеркивает неравномерный характер движения земной коры, при этом распределение зон концентрации деформаций и направления осей сжатия, возможно, указывают на то, что земная кора представляет собой движущиеся с разными скоростями блоки, которые, взаимодействуя между собой, меняют свое положение и деформируются. Вместе с тем, очевидно продолжающееся сжатие Тянь-Шаня в результате коллизии между Индийской и Евразийской плитами, которое обусловливает основные тектонические силы в регионе. Однако, несмотря на высокий уровень сейсмичности, крупные события в данной области довольно редки [Абдрахматов, 2003], что затрудняет оценку геодинамических процессов на основе сейсмотектонических данных. Таким образом, применение методов космической геодезии крайне важно, так как позволяет оценить деформационный процесс земной коры детально.

Работа выполнена при частичной поддержке грантами РФФИ № 07-05-00436-а и № 09-05-00687-а.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Милер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1585-1609.
- Зубович А.В. Изучение поля скоростей современных движений земной коры Центрального Тянь-Шаня методами космической геодезии: Дисс. канд. физ-мат. наук. М.: 2001. 125 с.
- Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1634-1640.
- Костюк А.Д., Баркалова Т.С. Система автоматизации обработки полевых GPS измерений на базе пакета GAMIT\GLOBK // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Материалы 4 Междунар. Симпозиума. 15–20 июня. Бишкек: 2008а. С. 463-466.
- Костюк А.Д. Деформационные изменения земной коры Северного Тянь-Шаня по данным космической геодезии // Вестник КРСУ. 2008b. Т. 8, № 3. С. 140-144.
- Кузиков С.И. Структурный анализ горизонтальных скоростей по данным GPS и характер современной деформации земной коры Центральной Азии: Дисс. канд. физ-мат. наук. М.: 2007. 167 с.
- *Abdrakhmatov K.Y. et al.* Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present day crustal deformation rates // Letters to Nature. 1996. V. 384. P. 450-453.
- *Estey L.H., Meertens C.M.* TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data // GPS Solutions (pub. by John Wiley & Sons). 1999. V. 3, №. 1. P. 42-49.
- Gurtner W. RINEX: The Receiver-Independent Exchange Format // GPS World. 1994. V. 5, № 7.
- Herring T.A., King B.W., McClusky S.C. GAMIT. Reference manual. GPS analysis at MIT.Release 10.3 / EAPS. MIT, 2006a. 182 p.
- *Herring T.A., King B.W., McClusky S.C.* GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.3 / EAPS. MIT, 2006b. 87 p.
- Kostuk A.D., Bogomolov L.M., Sycheva N.A., Yunga S.L. Source mechanism of earthquakes from moment tensor inversion and seismotectonic deformations in the Northern Tien Shan // Geodynamics of Intracontinental Orogens and Geoenvironmental Problems. Fourth International Symposium. Abstract and Thesis. Bishkek: RS RAS. 2008. P. 336-339.
- Kostuk A.D., Yagi Y., Sagiya T. Crustal deformation and seismicity in Tien-Shan // Geodynamics and environmental problems of high-mountain regions in XXI century. Abstracts and Papers. October 30 November 6. Bishkek. Kyrgyz Republic. 2005. P. 103-105.
- *Reigber Ch., Michel G.W., Galas R. et al.* New space geodetic constrains on the distribution of deformation in Central Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 191. P. 157-165.
- Sagiya T., Miyazaki S., and Tada T. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan // PAGEOPH. 2000. P. 2303-2322.
- Shen Z., D.D. Jackson, B.X. Ge. Crustal deformation across and beyond the Los Angels Basin from geodetic measurements // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 27957-27980.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТАХ АРКТИКИ И ПОЛЯРНОЙ АТЛАНТИКИ

А.В. Кохан¹, А.Л. Грохольский², Д.Е. Пубинин², А.С. Абрамова³

¹ – Географический факультет МГУ, Москва, <u>kkkk1987@mail.ru</u>

² – Музей Землеведения МГУ, Москва, e-mail: dubinin@mes.msu.ru

³ – Геологический институт РАН

Введение. Среди морфоструктур планетарного уровня одними из важнейших являются срединноокеанические хребты (COX). Осевые зоны этих хребтов играют роль места рождения новой земной коры. COX отличаются по морфологии и глубинному строению в зависимости от различия скоростей спрединга, наличия или отсутствия магматических очагов в коре, геометрии спрединга и других факторов. Рельеф в свою очередь чутко реагирует на термическое состояние под осевого магматических систем [Дубинин, Ушаков, 2001].

Система спрединговых хребтов исследуемого региона представляет собой продолжение Срединно-Атлантического спредингового хребта и включает хр. Рейкъянес, хр. Кольбенсей, хр. Мона, хр. Книповича и хр. Гаккеля. Все эти хребты ультра медленные (Vcпр <20 мм/год) и сравнительно молодые (возраст начала спрединга – конец палеоцена-начало эоцена (58-60 млн. лет) [Шипилов, 2008]. Они отличаются по морфологии, истории развития, строению осевой зоны, геометрии структур и кинематике спрединга. Скорость спрединга убывает с продвижением на север по мере приближения к полюсу раскрытия расположенного вблизи устья р. Лены. Встречаются как хребты с ортогональным спредингом, так и с высокой долей косой компоненты. Важную роль в формировании рельефа спрединговых хребтов в южной части региона играет Исландская термическая аномалия. Совокупность геодинамических параметров приводит к формированию уникальной сегментации и морфологии рельефа. Данное исследование затрагивало три наиболее уникальных по строению хребта региона: Рейкьянес, Книповича, Гаккеля.

Важной составляющей работы является экспериментальное моделирование. Этот метод использовался для выяснения геодинамических особенностей образования различных структур спрединговых хребтов. При моделировании особое внимание уделялось изменению следующих ключевых параметров: скорости и направлению спрединга, толщина земной коры, ширина зоны прогрева.

Методика экспериментального моделирования. В моделировании использовалась специальная установка, состоящая из текстолитовой ванны, поршня, двигающегося от электромеханического привода и нагревателей. Установка является одной из составляющих комплекса блоков, отвечающих за визуализацию, регистрацию температуры, питание нагревателей. Модельный материал представляет собой коллоидную систему, основу которой составляют жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды. Он отвечает условиям подобия, описанным в работе [Шеменда, 1983], упруго-вязко-пластическими свойствами, зависящими от состава, температуры, технологии приготовления моделей. Обогреватели расположены внутри установки равномерно для поддержания равномерного температурного поля модельного вещества в процессе эксперимента. Конструкция установки позволяет проводить деформации модельной плиты с переменными скоростями растяжения, разными его направлениями и разными значениями толщины литосферы [Грохольский, Дубинин, 2006].

На первой стадии эксперимента при t = t0 вещество, моделирующее расплавленный материал, подстилающий осевые зоны океанических рифтов, помещается в установку и нагревается до состояния плавления. В момент времени t = t1, после достижения им необходимой температуры начинается его охлаждение сверху. При этом температура на дне и боковых стенках установки поддерживается в течение всего опыта. Модельное вещество охлаждается сверху и образует корку (модельную литосферу), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны. Для получения ослабленной, утоненной литосферы в прогретой осевой зоне моделируемого хребта в определенный момент времени t = t2 закристаллизовавшееся модельное вещество вырезается, а его место заполняет нижележащее расплавленное модельное вещество, имитирующее астеносферу. При этом охлаждение сверху продолжается. Этот процесс контролируется, и после того, как во время t = t3, модельная плита в осевой зоне спрединга и вне ее достигнет необходимой для данного эксперимента толщины H, начинается ее горизонтальное растяжение. Входящий в состав экспериментальных картин из любой точки (сверху, сбоку) вокруг установки. Подробно методика экспериментов по моделированию структурообразующих деформаций в спрединговых хребтах описана в работе [Грохольский, Дубинин, 2006].

Особенности структурообразования и сегментации хребта Рейкьянес. Хребет Рейкъянес является самым протяженным центром косого спрединга в системе исследуемых срединно-океанических хребтов – его длина составляет около 900 км. Скорость спрединга на хребте составляет 20 мм/год. Южной границей хребта служит трансформный разлом Байт расположенный в районе 56° с.ш.. Северным окончанием хребта является разлом Рейкъянес, разделяющий одноименный спрединговый хребет от наземного продолжения спрединговой системы в Исландии. Основные особенности строения рельефа обусловлены близостью Исландской термической аномалии и значительным отклонением направления спрединга от ортогонального. В целом азимут простирания хребта и направлением спрединга равен примерно 60° [Searle, et.al., 1998]. Влияние Исландского плюма сводится к разогреву земной коры, изменению ее реологических свойств и, как следствие, сближению осевого рельефа с характеристиками быстроспрединговых хребтов.

Распределение напряжений в рифтовой зоне хребта привело к формированию специфического распределения разломов и осевых трещин. Характерно простирание осевых разломов по азимуту 20-22°. При этом они имеют s-образную в плане форму и располагаются эшелонировано. Неотъемлемым элементом рельефа рифтовой зоны служат и осевые вулканические хребты, которые располагаются под большим углом и более параллельны простиранию хребта [Murton, et.al., 1992]. Средний азимут простирания этих вулканических систем составляет около 30°.

Таким образом, морфоструктурная сегментация хребта Рейкьянес обусловлена влиянием Исландской термической аномалии на литосферу региона. Утонение литосферы и сокращение толщины хрупкого слоя при движении на север приводят к изменению реологических свойств земной коры. Увеличивается ширина зоны прогрева при одновременном сокращении толщины хрупкого слоя коры. На это влияет сильно косой механизм спрединга. В итоге формируется не нарушенный трансформными разломами хребет, с изменяющейся при движении на север морфологией и системой эшелонированных S-образных вулканических хребтов в осевой части, смещенными друг относительно друга не трансформными смещениями небольшой величины.

Была проведена серия экспериментов по моделированию структурообразующих деформаций на ультра медленном спрединговом хребте Рейкъянес с косым растяжением, находящимся под влиянием горячей точки. Скорость спрединга составляла ~1.5*10-5 м/с.

Изменялись следующие параметры: 1) ширина области прогрева литосферы под рифтовой зоной, 2) толщина хрупкого слоя коры в осевой зоне. При удалении к югу от Исландии ширина зоны прогрева сокращается, а толщина литосферы увеличивается. Эксперименты воспроизводили геодинамические условия трех выделенных на хребте провинций: северной, центральной и южной, различающихся особенностями сегментации, осевым рельефом, шириной рифтовой зоны и толщиной литосферы.

Эксперименты проводились в две серии. Первая состояла из экспериментов, при которых ширина зоны прогрева коры W = 3 см, а толщина коры изменялась и принимала значения: 1) H = 1 мм; 2) H = 2 мм; 3) H = 4 мм. Ставился вопрос: существует ли разница в форме образованных трещинами структур при одинаковой ширине зоны прогрева и различной толщине коры ослабленной зоны?

Во второй серии экспериментов в первом приближении воспроизводились условия образования трещин и разломов в различных провинциях хребта. Самую северную часть хребта, с минимальной мощностью хрупкого слоя коры воспроизводил эксперимент с $H \sim 0.8$ мм и шириной зоны прогрева W = 4.5 см. Условия более южной провинции воспроизводил эксперимент с H = 1 мм и W = 4 см. Условия переходной провинции хребта воспроизводились в эксперименте с параметрами 2 мм и 3 см и 2 мм и 2 см соответственно. И наконец, условия южной провинции с морфологией осевой долины воспроизводились в эксперименте с H = 3 мм и W = 2 см. Обе серии производились при косом спрединге, угол между направлением спрединга и ослабленной зоной составлял 30°.

Эксперименты показали следующие результаты (рис. 1):

1) Трещины закладывались под небольшим углом к направлению растяжения, но постепенно выстраивались более ортогонально (рис. 1, а).

2) Все трещины носили S-образный, сильно эшелонированный характер, через определенное время трещины соединялись и занимали положение ортогональное направлению растяжения.



Рис. 1. Сопоставление природной (слева) и модельной (справа) картины сегментации для северной (а) и южной (б) провинций хребта Рейкъянес. Батиметрические карты по [Searle et al., 1998]. Стрелками в верхнем углу показана кинематика хребта: направление спрединга -99°, простирание хребта -32°, простирание осевых вулканических хребтов - 22°.

3) В пределах тонкой модельной литосферы и широкой ослабленной зоны трещины отличались значительными размерами, хорошей выраженностью, сильной эшелонированностью. Изначально они закладывались под углом 15-20° к направлению растяжения.

4) В пределах модельной южной провинции хребта трещины носили плохо выраженный мало сегментированный характер. Они отличались небольшими размерами, возрастала роль небольших смещений между ними, развивающихся по типу не трансформных (рис. 1, б).

5) При увеличении толщины литосферы в модельной рифтовой зоне и уменьшении ее ширины поле трещин становится менее рассредоточенным, их количество увеличивается. Строение трещин приобретает неправильные черты, отклоняясь от S-образной формы. Все большую роль начинают играть трещины небольшого размера, группирующиеся в скопления и возникшие в результате локализации напряжения.

Данная серия экспериментов показала отличие механизма образования трещин и их распределения в зависимости от толщины хрупкого слоя коры и литосферы. Полученные результаты хорошо коррелируют с реальной картиной на хребте. Формирующиеся первичные трещины используются расплавом для продвижения к поверхности, вдоль них формируются вулканические хребты. В пределах северной провинции хребта осевые вулканические хребты отличаются значительной протяженностью, они незначительно удалены друг от друга (рис. 1, а). Местами напряжения локализуются роями более мелких трещин, по ним формируются меньшие по размерам вулканические хребты. В пределах южной провинции хребта с более прочной литосферы количество трещин увеличивается, однако сокращается их длина, они приобретают более сегментированное распространение, пространство между ними занято более мелкими трещинами, аналогами которых выступают не трансформные смещения (рис. 1, б). В результате эксперимента было получено неплохое соответствие экспериментальной и природной картинам распределения осевых трещин и сегментации на хребте Рейкьянес.

Особенности структурообразования и сегментации хребта Гаккеля. Хребет Гаккеля – это ультра медленный хребет, скорость спрединга на нем наименьшая для всей системы СОХ. Хребет простирается от Шпицбергенского трансформного разлома у северного окончания хребта Книпповича до Лаптевоморской континентальной окраины в районе 125° в.д. Здесь хребет сталкивается под прямым углом с континентальным шельфом, где формируется зарождающаяся рифтовая система. Скорость спрединга на хребте варьирует от 9-13 мм/год до 6-7 мм/год [Michael., et.al., 2003, Cochran, 2008]. В пределах хребта Гаккеля четко выделяются несколько морфологических провинций, каждая со своим соотношением главных рельефообразующих процессов, морфоструктурной сегментацией и морфологией рельефа [Dick et al., 2003]: западную вулканическую зону, центральную амагматическую зону, восточную вулканическую зону.

Вулканические провинции связаны с перпендикулярными оси поднятиями и характеризуются малыми глубинами, значительными проявлениями вулканизма, изменением геофизических параметров. Амагматичная провинция имеет гораздо большую длину, характеризуются редуцированным магматизмом или его отсутствием, повышенными глубинами, наличием переуглубленных нодальных бассейнов.

Была проведена серия экспериментов по моделированию процессов рельефообразования на ультра медленном спрединговом хребте Гаккеля с ортогональным растяжением. Скорость спрединга составляла 0.9*10-5 м/с.

Изменялись следующие параметры: 1) ширина зоны прогрева W (которая составила 2, 3 и 4 см); 2) соотношение толщин модельной коры в осевой рифтовой зоне и внеосевой литосферы (6 мм/3 мм и 10 мм/8 мм).

Соответственно условия в западной части хребта воспроизводились в эксперименте с W = 4 см, в центральной части хребта – в эксперименте с W = 3 см, в восточной части хребта – с W = 2 см, что согласуется с удалением на восток, понижением скорости спрединга и уменьшением поступления расплава.

Эксперименты показали следующие результаты:

1) Первичное разрушение происходило в виде практически прямолинейной картины трещин (рис. 2, а).

2) Формирование картины трещин изредка сопровождалось образованием перекрытий осей и изгибов трещины очень небольшого размера. Картина первичного разрушения была практически прямолинейной. Изгибы и перекрытия не превышали по размерам 0.5-0.8 см. Длина трещин не превышала по размерам 1-1.5 см (рис. 2, а).

3) Отклонение трещиноватости от прямолинейной наблюдалось, как правило, в экспериментах с максимальной шириной зоны прогрева. Отмечалось характерное сокращение длины трещин по мере сокращения ширины ослабленной зоны.

4) В ходе дальнейшего наращивания коры формирование внеосевого рельефа в виде валов носило сильно асимметричный характер. Ось спрединга постоянно испытывала перескоки в одном направлении. В отдельных экспериментах она стабилизировалась в средней части экспериментальной установки.

5) Ширина образующихся валов достигала 2-2.5 см. Характерной чертой такого рельефа была его зональность, повторяющая строение рельефа спредингового хребта. Размер внеосевых аккреционных



Рис. 2. Фото начальной (А) и конечной (Б) стадии эксперимента и его дешифрирование (В). Толстая серая линия – ось спрединга, толстые черные линии с цифрами – ее положение на разных стадиях эксперимента, серые пунктирные линии – перпендикулярные оси линеаменты разной величины

валов нарастал по мере удаления от оси спрединга. В ближайшей к оси части образовывалась мелкоразмерная хаотическая сегментация с чередованием впадин и разломов.

6) Местами в ходе наращивания модельной литосферы возникали нарушения, развивающиеся по механизму встречного продвижения трещин. Их зарождение было связано с перескоками оси спрединга и последующим соединением продвигающихся трещин. При этом происходило вращение соседних блоков литосферы из-за одновременного наращивания литосферы на встречных фрагментах оси.

7) Отличительной особенностью ультра медленного ортогонального спрединга оказалось наличие отчетливо выраженной фрагментации в виде субперпендикулярных оси спрединга нарушений. Эти структуры имели форму прямолинейных разломных зон, с понижением рельефа по направлению к их осевым частям. Их формирование носило унаследованный характер и было связано с первичными нарушениями картины трещиноватости – изгибами и небольшими перекрытиями осей спрединга (рис. 2, а, б).

В целом была получена картина сегментации, сходная с встречающейся на хребте Гаккеля. В пределах его рифтовой зоны практически отсутствуют смещения оси, в среднем расстояние между сегментами составляет 3-4, максимум до 15-17 км. Асимметрия строения флангов хребта отражается и в некоторых экспериментах в виде асимметрии наращивания аккреционных валов. Отдельные перекрытия центров спрединга, возникающие во время экспериментов не встречаются в пределах хребта или носят редуцированный характер. Также там не обнаружены сдвиговые зоны, встречающиеся во время экспериментов. Однако в пределах рифтовой оси хребта Гаккеля есть участки с сильно косым спредингом, возможно связанные с существованием трансформного разлома в период более быстрого спрединга. Сходна и картина внеосевого рельефа. Следует отметить наличие отчетливых линеаментов, выраженных в понижениях во внеосевом рельефе (рис. 2, б, в). Они носят преимущественно унаследованный характер и развиваются на проекциях изгибов начальной картины трещин. Возможно, по таким линеаментам и развивается система перпендикулярных оси поднятий в пределах хребта Гаккеля, которая носит стабильный, унаследованный характер.

Особенности структурообразования и сегментации хребта Книповича. Хребет Книповича протягивается более чем на 500 км вдоль Шпицбергенской континентальной окраины. В северной части он сближается с ней на 50-60 км. В южной части хребет смыкается с соседним хребтом Мона, причем сочленение этих спрединговых систем реализуется без трансформного нарушения. Спрединговая ось здесь поворачивает на север под углом в 102°. В северной части хребет смыкается со сложной и очень молодой переходной системой сдвигов и раздвигов Шпицбергенской разломной зоны. Здесь чередуются крупные трансформные разломы (Шпицбергенский, Моллой), нодальные впадины (Моллой, Хесса с максимальными для Полярной Атлантики глубинами), короткие спрединговые сегменты (трог Лена, хребет Моллой). Эта система сопрягается на севере с хребтом Гаккеля под углом в 115°. Общее простирание хребта изменяется от 345° на юге до 5° на севере. При этом угол между простиранием и направлением растяжения варьирует от 35-40° до 55-60°. Средняя скорость спрединга составляет 16 мм/год [Сгапе et.al., 2001].

Непосредственно хребет Книповича состоит из коротких магматических сегментов, соединенных гораздо более протяженными амагматическими сегментами. Магматические сегменты располагаются ортогонально направлению раздвижения плит. В рельефе дна они выражены поднятиями, прослеживающимися на 50-70 км в пределах фланговых гор. Глубина рифтовой долины в районе магматических сегментов составляет 2500-3000 м [Okino, et.al., 2002].

Амагматические сегменты ориентированы под углом к направлению растяжения. В рельефе они выражены протяженными бассейнами глубиной 3500-4000 м. Амплитуда магнитных аномалий здесь падает. Распределение аномалии Буге отличается небольшими максимумами. Вулканические постройки и лавовые покровы в пределах таких сегментов встречаются редко. Местами они осложнены небольшими вулканическими поднятиями, чье формирование носит неустойчивый характер, они не прослеживаются во вне осевой морфологии. Амагматические сегменты характеризуются неустойчивым соотношением раздвиговых и сдвиговых компонент спрединга. В большинстве из них это соотношение колеблется около 1. Однако на юге формируется трансформный разлом – в пределах этого сегмента сдвиг значительно преобладает над раздвигом (рис. 3, а).

Хребет Книповича представляет собой сложную, очень молодую, неустойчивую структуру. Она характеризуется сочетанием коротких раздвиговых магматических сегментов и длинных сдвиговораздвиговых амагматических сегментов с неустойчивым соотношением компонент спрединга [Сгапе et al., 2001]. В южной части хребта формируется будущий трансформный разлом. Магматические сегменты отдалены друг от друга расстоянием около 90-100 км, для сравнения на более медленном хребте Гаккеля они отдалены на 100-120 км. На формирование морфологии хребта накладывает воздействие зона сжатия, а также обилие осадков, приносимых со Шпицбергенской континентальной окраины. Основные черты тектоники и морфоструктурной сегментации северного участка хребта Книповича были рассмотрены в работе [Пейве, Чамов, 2008].

Была проведена серия экспериментов с целью выявления особенностей структурообразования и истории формирования и развития ультра медленного, предельно «косого» хребта Книповича вблизи пассивной окраины континента. Были заданы 3 ослабленные линейные зоны, генеральные тренды которых соответствуют современным ориентировкам хр. Мона, Гаккеля, их соединяла ослабленная зона, соответствующая общему тренду структур хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов. Так же учитывалась ориентировка моделируемых хребтов по отношению к вектору растяжения. Скорость растяжения принималась постоянной и составляла 1*10-5 м/с.

Менялись следующие параметры: 1) соотношение мощностей модельной плиты/модельной зоны спредингового хребта/ослабленной зоны трансформа (7/2/4 или 6/2/3 мм); 2) ширина ослабленной зоны трансформа и рифтовых зон хребтов; 3) угол наклона ослабленной зоны трансформа; 4) первоначальное соотношение длин ослабленных зон. В некоторых экспериментах не закладывалась либо ослабленная зона хребта Мона, либо ослабленная зона хребта Гаккеля.

Эксперименты показали следующие результаты (рис. 3, 4):

1) Трещины всегда закладывались в ослабленных зонах хребтов Мона и Гаккеля и носили сходную с этими хребтами сегментацию. В пределах ослабленной зоны модельного косого хребта Мона



Рис. 3. Кинематика хребта Книповича. А – кинематическая схема хребта Книповича с указанием сегментов А...G, направлениями сдвига, раздвига и их соотношением в пределах каждого сегмента (цифры около буквенных индексов); Б – кинематическая схема северной части хребта в пределах сильно косого сегмента с простиранием в 50° к направлению спрединга; В – структурная схема, полученная по результатам дешифрирования эксперимента по растяжению ослабленной зоны под углом в 50°, толстыми черными линиями показаны сдвиги, для сравнения показано фото эксперимента (Γ).

их сегментация носила S-образный сильно эшелонированный характер, а в пределах ортогонального хребта Гаккеля – прямолинейный, не эшелонированный, сильно удлиненный характер. Для их дальнейшего развития были возможны два варианта: а) либо они сталкивались под прямым углом с толстым блоком континентальной коры под углом 15-20°, б) либо заворачивали в пределы ослабленной зоны, в любом случае, они определяли дальнейшее развитие системы трещин. Трещины продвигались вперед практически до границы ослабленной разломной зоны, и никогда не останавливались или изгибались в ее средней части.

2) Сегментация трещин в пределах ослабленной зоны модельного хребта Книповича носила сильно сдвиговый характер из-за значительного угла к направлению спрединга. Трещины формировались здесь в последнюю очередь, закладывались под углом 10-15° к простиранию ослабленной зоны, то есть ортогонально спредингу.

3) Сегментация трещин оформлялась в систему бассейнов типа пулл-апарт (рис. 4, б) – там происходила локальная акреция, но эти структуры соединялись сдвиговыми сегментами, гораздо большими или равными им по протяженности. Моделирование ослабленной зоны с большими углами по отношению к направлению спрединга показало постепенное уменьшение доли сдвиговых элементов в цепочке структур (рис. 3, в). Вероятно, их развитие определяется граничным углом в 50-60°.

4) Все структуры носили нелинейный характер, были косыми по простиранию к направлению растяжения. Сегментация ослабленной зоны отличалась очень нестабильным характером, отдельные ее элементы отмирали как активные границы плит. Падение сместителей трещин носило хаотический характер, как и соответственно направление вертикальных движений в пределах ослабленной зоны. В пределах ослабленной зоны трансформа происходило формирование многочисленных отмерших структур, микроблоков, структур сжатия и зон мелкой трещиноватости. Однако, несмотря на общую нестабильность спрединга, общая картина сегментации наследовалась хребтом Книповича и определяла его общий структурный план.

Как было отмечено выше, хребет Книповича состоит и серии вулканических сегментов, ориентирующихся ортогонально направлению спрединга (рис. 4, а). Также ориентируются группы разломов северо-восточного простирания. Вдоль них формируются небольшие вулканические хребты в пределах рифтовой долины. Другая система разломов – северного и северо-западного простирания. Она имеет преимущественно сдвиговую природу [Пейве, Чамов, 2008]. В пределах хребта есть как неустойчивые, так и раздвиговые и сдвиговые сегменты. В средней его части формируется протяженный сдвиг. Все это хорошо согласуется с полученной картиной сегментации. В пределах модельной



Рис. 4. Упрощенная кинематическая схема хребта Книповича – А (темно-серым показаны раздвиги магматических сегментов, светло-серым – сдвиги, черным – неустойчивые сегменты); Б – структурная схема, полученная по результатам дешифрирования эксперимента по растяжению под углом в 33°, раздвиги показаны темносерым, для сравнения показано фото эксперимента (В)

ослабленной зоны короткие раздвиговые сегменты, перпендикулярные растяжению, соединялись длинными сдвиговыми сегментами, субпараллельными направлению растяжения. Развитие сегментации носило неустойчивый характер, однако ее общие закономерности в дальнейшем наследовались хребтом. Доля сдвиговых сегментов в модельной границе плит постепенно сокращалась и достигала минимума при угле в 50° к направлению растяжения. Картина сегментации в пределах модельных рифтов соседних спрединговых хребтов также носила похожий на природную картину характер (S-образные сильно эшелонированные трещины в пределах хребта Мона, прямолинейные практически не смещенные друг относительно друга трещины в пределах хребта Книповича).

Таким образом, проведенные экспериментальные исследования позволили выявить особенности структурообразования в спрединговых хребтах Полярной Атлантики и Арктики, приводящие к формированию их естественной сегментации. В случае хребта Рейкьянес это система эшелонированных S-образных трещин. Их распределение и сегментированность напрямую зависят от ширины ослабленной зоны и толщины коры в ней, то есть от термического режима. В пределах хребта Книповича это система структур типа пулл-апарт, соединенная длинными сдвиговыми сегментами. Вся система нестабильна, роль сдвиговой компоненты постепенно сокращается при увеличении угла наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. В пределах хребта Гаккеля это система прямолинейных трещин, с небольшими изгибами и смещениями. Важную роль в формировании вне-осевого рельефа играют перпендикулярные оси линеаменты, связанные с первоначальными нарушениями прямолинейности трещин. В ходе акреции формируются системы крупных валов, как правило, акреция носит сильно асимметричный характер.

ЛИТЕРАТУРА

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1.

Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез М.: ГЕОС. 2001.

Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книпповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38-57.

Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10-19.

- Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада Вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32-54.
- Cochran J. Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2008. № 174.
- Crane K., Doss H., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov G., Poroshina I., Joseph D. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovoch ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22.
- Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. V. 426.
- Michael P. et. al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultra-slow spreading Gakkel ridge, Arctic ocean // Nature. 2003. V. 423.
- *Murton B., Parson L.* Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centers: a quantitative study of the Reykjanes Ridge // Tectonophysics. 1992.
- *Okino K., et.al.* Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 202.
- *Searle R. et al.* The Reykjanes Ridge: Structure and tectonics of a hot spot influenced, slow spreading ridge // Earth and Planetary Science Letters. 1998.

АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕФОРМОГРАФИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЗАКАРПАТЬЕ

Д.В. Малицкий, С.В. Кравец

Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Львов, <u>dmytro@cb-igph.lviv.ua</u>

Среди геофизических методов, применяемых для изучения динамики современных тектонических движений горных пород используются деформографические наблюдения результаты исследований, на которых применяются также и для поиска возможных предвестников землетрясений.

Выявленные закономерности на основании их анализа могут позволить прогнозировать периоды аномального увеличения сейсмической активности с целью предсказания катастрофических явлений [Максимчук и др., 2005]. Развитие деформографических исследований тесно связано с разработкой новых средств современной цифровой и лазерной техники [Алешин и др., 1986, 1993, 1998], высокая точность которых требует надежного исключения влияния внешних факторов и помех техногенного происхождения [Агауа и др., 1993] и разрешит детально исследовать собственные колебания Земли, приливные деформации и сейсмические поля, вызванные землетрясениями [Воbroff и др., 1993].

Для таких исследований в КОИГФ НАН Украины разработан и изготовлен лазерный измерительный комплекс [Кравець и др., 2005, 2007], который используется для проведения деформографических наблюдений на режимной геофизической станции (РГС) «Берегово» в городе Берегово Закарпатской области с 2005 г. [Кравець и др., 2007] На данном этапе исследований работы ведутся по таким направлениям:

– анализ данных, полученных цифровым лазерным регистратором на РГС «Берегово», с записями, выполненными на других станциях, использующих аналоговую регистрацию;

 сравнительный анализ теоретически рассчитанных приливных фаз с экспериментальными результатами;

 – анализ зафиксированных местных сейсмических событий с целью выявления возможных предвестников землетрясений;

- моделирование процессов деформации горных пород;

 – определение величин эффективных реологических параметров массива исследуемой среды на изучаемой территории.

Для обеспечения выполнения поставленных задач и для достижения новых результатов в процессе проведения экспериментальных исследований проведены работы, направленные на минимизацию влияния внешних факторов (температура, давление, влажность), изоляции путей проникновения воздуха в измерительную камеру штольни. Также повышена механическая надежность креплений кварцевой измерительной системы передачи перемещений для лазерного регистратора. Кроме этого, задействовано двухуровневую систему цифровой стабилизации для обеспечения гарантированного питания, введено многоточечный цифровой температурный мониторинг и функцию службы точного времени. Все мероприятия проводились в процессе экспериментальных исследований по результатам анализа полученных измерений для достижения определенного компромисса между необходимыми и реальными техническими характеристиками аппаратуры для проведения режимных деформографические наблюдений на РГС «Берегово». Выделение на записях кривых деформационных процессов [Максимчук, 2005] с основными параметрами влияния потенциала сил приливов на Земную поверхность, вызываемых движением Солнца и Луны считается основным показателем качества работы системы мониторинга.

На рис. 1 представлен ход деформаций на протяжении 8 дней, где запись приливообразующего потенциала искажена повышением среднесуточной температуры в горном массиве. Анализируя запись, приходим к выводу, что корреляция процессов и событий сейсмического происхождения возможна при исключении причин появления амплитудного и фазового отклонения на реальных записях деформаций и обнаружении источников их происхождения.

На первых этапах исследований визуальное совпадение фаз приливообразующего потенциала и записи хода деформации наблюдались лишь в период незначительного среднесуточного движения колебаний температуры (рис. 2). Такой результат, на наш взгляд, объясняется сезонным снижением или повышением температуры и постепенным ее влиянием на весь горный массив, сформированный туфами липаритов, физические свойства которых характеризуются повышенной теплоёмкостью.



Рис. 1. Запись хода деформаций с 4.02. по 11.02. 2007 на РГС «Берегово», зарегистрированного деформографическим лазерным измерительным комплексом.



Рис. 2. Совмещение записей приливообразующего потенциала и записей деформографа на РГС «Берегово» на протяжении пяти дней.

Многоточечный мониторинг температуры на протяжении длительного периода времени наблюдений проявили эту особенность, а проведенные комплексные мероприятия минимизировали ее влияние.

Следует отметить, что датчики фиксируют температуру (рис. 4) в начале штольни (датчик 3), в дальней части штольни на точке регистрации перемещений (датчик 1), в средней части штольни на расстоянии 13 м от (датчика 1) в шурфе глубиной 0.5 м (датчик 2).

На рис. 5 изображена план-схема мониторинга температуры на станции «Берегово». На поверхности над штольней размещены датчики температуры (4) и (5). Первый из них (датчик 4) измеряет



Рис. 3. Совмещенная запись хода температуры и деформации до проведения мероприятий по минимизации влияния температуры.



Рис. 4. Кривые зависимости хода деформации и температуры после проведения мероприятий по минимизации влияния температуры.

температуру воздуха, а второй (датчик 5) установлен в почве на глубине 0.5 м над штольней. Контроль температуры под штольней проводится с помощью (датчика 6), установленного в устье буровой скважины глубиной 35 м. Все измерения фиксируются через каждые 30 секунд, что дает возможность надежно исследовать динамику изменения температурного поля в массиве горных пород и изучать зависимости фазовых колебаний и их влияние на кривые деформации. Для относительных измерений температуры используются высокоточные цифровые датчики с абсолютной погрешностью 10⁻³°C.

Сравнительный анализ записей кривых, сделанных цифровой сейсмической станцией ИГФ НАН Украины установленной в штольне РГС «Берегово», с записями деформаций на протяжении нескольких лет обнаружил определенные характерные особенности.



Рис. 5. План-схема мониторинга температуры на станции «Берегово».



Рис. 6. Запись сейсмического события 13.01.2007 г., зарегистрированная на РГС «Берегово» сейсмостанцией (а) и лазерным комплексом (б).

В частности, при совместном рассмотрении событий, зарегистрированных 13.01.2007 и 14.02.2008 г. сейсмической аппаратурой и лазерным измерительным комплексом, и представленных на рис. 6, а, б и 7, а, б дает нам возможность их общего рассмотрения для анализа и интерпретации.

Особенностью на изображенных графиках деформаций и сейсмических событий за 13.01.2007 г. и 14.02.2008 г. мы считаем отображение 7-ми часового характерного «столика» (рис. 6, б, 7, б) (характерен для других сейсмических событий с другой интенсивностью), и который наблюдается и предшествует сейсмическому событию с формой наклонных переходящих (кривые спада и нарастания) от плавных и закругленных как на (рис. 6, б) к почти прямым наклонным как на (рис. 7, б).

Известно, что приливы фиксируются в частотном диапазоне от 8 до 30 часов, на который накладываются сейсмические волны. Отметим также, что для движения приливного полюса выделено три вида приливов второго порядка (Латынина Л.А, 1993-1998и др.,) а именно:

1) полусуточные, суточные;

2) двухнедельные, месячные;

3) полугодичные, годовые.

На записях кривых деформографических наблюдений, в том числе и на кривых, представленных на рис. 6, а, 7, а характерные «столики», предшествующие сейсмическиму событию были обнаружены и ранее с продолжительностью, зависящей, на наш взгляд, от силы и места возникновения подвижки. Форма кривой «столика» при детальном изучении зависит от соотношения между фазой прилива второго порядка 1-го рода и временем возникновения «столика» на приливном полюсе, предше-

ствующем подвижке в массиве (рис. 6, б, 7, б). На рис. 6, б плавные формы кривых «столика» мы объясняем максимальным взаимодействием фаз движения приливообразующей силы, а на рис. 7, б – минимальным взаимодействием.

На рис. 8, а и рис. 8, б изображено построение теоретически рассчитанной приливной силы, которая определяется влиянием Луны и Солнца на земную поверхность в области наблюдения на этом временном отрезке и положении на линии движения полюса рассмотренных сейсмических событий 13.01.2007 года и 14.02.2008 года. Отметим, что сейсмическое событие 13.01.2007 года (рис. 6, а) и (рис. 6, б) расположено на промежутке периода времени с интенсивным усилением влияния силы приливообразующего потенциала, а событие 14.02.2008 года (рис. 7, а) и (рис. 7, б) – на промежутке минимального влияния силы приливообразующего потенциала. Характерный длиннопериодный «столик», согласно техническим характеристикам используемых сейсмических датчиков не фиксируется аппаратурой сейсмической станции, волна со сверхдлинным периодом (несколько часов) предшествующая событию и вызывающая появление «столика», который, возможно, характеризует подготовку к землетрясению.



Рис. 7. Запись сейсмического события 14.02.2008 г, зарегистрированная на РГС «Берегово» сейсмостанцией (а) и лазерным комплексом (б).



Рис. 8. Сведенный график действия приливной силы в первой четверти 2007 года (а) и 2008 года (б).

Представленные результаты анализа деформографических исследований выбраны нами, как наиболее наглядные и характерные. Следует отметить, что разработанный комплекс деформографических наблюдений с использованием лазерного регистратора на практике показал свою работоспособность и достаточную точность результатов. В дальнейшем при увеличении ряда непрерывных наблюдений можно будет сделать выводы об особенностях тектонических движений в Закарпатье. Также, представляется возможным при достаточной статистике сейсмических событий выделение фаз подготовки местных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешин В.А., Горшков А.С., Дубров М.Н., Иванов И.П., Скепко А.Г. Лазерный интерферометр для деформографических наблюдений в зоне Сурхобского тектонического разлома // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1986. № 3. С.80-87.
- Дубров М.Н., Латынина Л.А., Матвеев Р.Ф., Пономарев А.В. Наблюдение сверхдлиннопериодных деформационных колебаний земной поверхности, связанных с малыми вариациями атмосферного давления // Физика Земли. 1998. № 12. С. 22-30.
- Дубров М.Н., Матвеев Р.Ф. Разработка и исследование многокомпонентных геофизических лазерных интерферометров-дефермографов // Радиотехника и электроника. 1998. Т. 43, № 9. С. 1147-11.
- Кравець С.В., Малицький Д.В. Лазерний регистратор для деформографичних дослиджень // Науковий висник Ив.-Франкивського НТУ нафти и газу. 2005. № 1(10). С. 37-41. (укр.).
- *Кравець С.В., Малицький Д.В.* Деформографични дослидження в Закарпатти за допомогою лазерного регистратора // Висник КНУ им. Тараса Шевченка. Серия геология. 2007. Т. 42. С. 92-97. (укр.).
- Латынина Л.А., Байсарович И.М., Бримих Л.И., Варга П., Юркевич О.И. Деформационные измерения в Карпато-Балканском регионе // Физика Земли. 1993. № 1.С. 3-6. (укр.).
- *Максимчук В.Ю.* та инши. Дослидження сучаснои геодинамики Украинських Карпат. Киев: Наукова думка. 2005. С. 254.(укр.).
- Alyoshin V.A., Mahmoud S.M., Loskutov V. Laser strainmeter at Helwan Geodynamical Observatory for high resolution measurements of Earth's crustal deformation, The Ninth International Symposium on Recent Crustal Movements CRCM'98, November 14-19, 1998, Cairo, Egypt, Abstracts, Cairo, NRIAG, A1, 1998.
- Araya A., Kawabe K., Sato T., Mio N., Tsubono K. Highly Sensitive Wide-Band Seismometer Using a Laser Interferometer, Review of Scientific Instruments. 1993. V. 64, Iss 5. P. 1337-1341.
- Bobroff N. Recent Advances in Displacement Measuring Interferometry, Measurement Science and Technology. 1993. V. 4, Iss 9. P. 907-926.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПЕРЕД КУЛТУКСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 27.08.08, MS = 6.1

Ю.М. Кузнецова, П.Г. Дядьков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

Целью данной работы является выявление особенностей сейсмического режима западной части Байкальской рифтовой зоны перед Култукским землетрясением.

Для проведения исследований использовался региональный каталог землетрясений, предоставленный Байкальским филиалом Геофизической службы СО РАН. При обработке данных каталога, построения различных зависимостей и визуализации использовался программный пакет «Windows Expert Eartquake DataBase» (разработанный совместно с ИВМиМГ СО РАН) [Дядьков, Кузнецова, 2008].

Особое внимание обращалось на сейсмический режим основных сейсмоактивных разломов этого района: Главный Саянский разлом и Тункинский разлом.

Установлено, что в районе Култукского землетрясения основные сейсмоактивные разломы вели себя следующим образом:

1) В окрестности Главного Саянского разлома для землетрясений с $M_s > 3.0$ происходило снижение сейсмической активности в период с 1995 по 2004 гг., что подтверждается GPS данными [Актуальные..., 2005]. После чего 23 февраля 2005 года в северо-восточной части данного разлома произошло землетрясение с $M_s = 5.3$. После землетрясения в данном районе наблюдался спад сейсмической активности вплоть до Култукского землетрясения. Показано, что юго-восточная часть данного разлома характеризуется меньшей сейсмической активностью по сравнению с его северо-западной частью.

2) На Мондинском сегменте Тункинского разлома наблюдалась активизация землетрясений с $M_s > 2$ с 2003 по 2008 гг., а также полное отсутствие землетрясений с $M_s > 3$ с 2006 по 2008 гг.

Установлено, что сейсмическая активность Мондинского сегмента Тункинского разлома имеет повышенные значения в отличие от Тункинского и Торского сегмента, где последняя активизация наблюдалась в 1995 году.

На юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны выявлено сейсмическое затишье, существовавшее на протяжении 5 лет перед Култукским землетрясением (для событий с Ms > 3.5), за год до землетрясения данное сейсмическое затишье распалось. Землетрясение произошло после периода низкой активности данного района, предыдущая сейсмическая активизация наблюдалась здесь в 1988 году.

С 2002 года по настоящий момент выделено длительное сейсмическое затишье к юго-востоку от оз. Байкал со стороны Амурской плиты. Данный район представляет собой интерес для дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

Дядьков П.Г., Кузнецова Ю.М. Аномалии сейсмического режима перед сильными землетрясениями Алтая // Томск: Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 19-25.

Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2005. 297 с.
ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РСА-ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ МЕДЛЕННЫХ СМЕЩЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АКТИВНЫХ ОПОЛЗНЕВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ВБЛИЗИ СЕВЕРОМУЙСКОГО ТОННЕЛЯ БАМ)

*М.А. Лебедева*¹, *Л.Н. Захарова*², *А.И. Захаров*²

¹ – Институт земной коры СО РАН, Иркутск, lebedeva@crust.irk.ru

² – Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники РАН, Фрязино,

ludmila@ sunclass.ire.rssi.ru, aizakhar@sunclass.ire.rssi.ru

Первые разработки принципов интерферометрии с применением радара с синтезированной апертурой (РСА), установленного на борту космических спутников, проводились в восьмидесятых годах прошлого столетия [Gabriel and Goldstein, 1988]. Суть метода PCA-интерферометрии (InSAR) состоит в обработке пар радарных снимков. Оценивается разница фаз отраженных от поверхности волн, которая отображается на интерферограмме наборами полос расположенными в спектральном порядке. Ширина каждого набора (спектра) зависит от длины волны, применяемой радаром. Так, для спутников ENVISAT, запущенных европейским космическим агентством, длина волны которых составляет 5.6 см (С-диапазон), фазовый набег 2π на интерферограмме порождается изменением дальности по направлению к спутнику на 2.8 см. Длина волны японских спутников ALOS/PALSAR составляет 23.6 см (L-диапазон), и соответствующее изменение дальности равно 11.8 см. Для топографических измерений применяются пары снимков, имеющих большую пространственную базу. Разница во времени съемки (временная база), при этом должна быть как можно меньше. Для изучения деформаций земной поверхности, происходящих в результате землетрясений, вулканической активности, оползневых и др. динамических процессов, применяются пары с маленькой пространственной базой. Временная база, в этом случае, должна охватить процесс изменения поверхности. Например, для изучения косейсмических подвижек, пара составляется из снимков снятых до, и после землетрясения. Преимущество метода InSAR перед другими способами измерения деформаций состоит в возможности уловить сантиметровые смещения поверхности, причем размеры самого объекта исследования (например, сейсморазрыва или активного разлома со значительным крипом) могут достигать нескольких десятков километров. Существуют ограничения метода, такие, как временная декорреляция, происходящая из-за изменения характеристик поверхности, и влияние атмосферных и ионосферных явлений. Детальное описание ограничений и методы их преодоления хорошо описаны различными авторами [Massonnet and Feigl, 1998; Hanssen, 2001].

В последние годы возрос интерес научного сообщества в области применения технологии РСАинтерферометрии для изучения медленных смещений, т.е. процессов происходящих во времени, таких как крип, просадка грунтов в результате техногенных, мерзлотных, оползневых и др. процессов. В настоящее время применяют два способа исследования смещений медленных деформаций. Применение снимков с маленькими базами и метод интерферометрии с использованием постоянных отражателей (PSInSAR от англ. Permanent Scatterers InSAR).

В нашем исследовании, мы использовали метод маленьких баз. Из рис. 1, представляющего геометрическую основу интерферометрии, видно, что использование маленькой перпендикулярной базы В⊥ позволяет уменьшить влияние рельефа на получаемый результат. Применение такого подхода, совместно с вычитанием цифровой модели рельефа, позволяет наблюдать деформации даже в гористой местности, если деформации не попадают в область радиолокационной тени. Для того, чтобы уменьшить влияние временной декорреляции, рекомендуется также использовать снимки с не большой временной базой. Однако известны случаи, когда хорошая корреляция может наблюдаться на протяжении нескольких лет [Klees, Massonnet, 1999].

Объект нашего исследования, участок Байкало-Амурской магистрали (БАМ), находится в пределах Верхнееангарско–Муйской междувпадинной перемычки северо-восточной части Байкальской рифтовой системы (БРС). Большое количество разломов генерального, регионального и локального масштабов определяют высокий уровень раздробленности земной коры района. Современная активность разломных процессов района подтверждается высокой сейсмической активностью. Нивелирование, проведенное на Северо-Муском геодинамическом полигоне в 1986-1990 гг., показало значительные смещения геодезических пунктов, достигающих 20 мм/год [Саньков и др., 1991].

С 90-х годов на участке железной дороги (ст. Казанкан, п. Северомуйск, координаты 56.1N 113.8E) в нескольких километрах от Северо-Муйского тоннеля начал развиваться оползневой процесс. Железнодорожное полотно сдвигалось вдоль склона со скоростью до 2 см/мес (согласно



1,2 - РСА-спутники (либо один и тот же спутник,

вернувшийся через промежуток времени);

В - базовая линия;

- В₁- перпендикулярная базовая линия;
- Н- расстояние от поверхности отсчета до спутника
- Р- наблюдаемая точка
- Р'- проекция точки
- R2,1- расстояние от спутника до точки и до проекции
- наблюдаемой точки соответственно
- Нр превышение
- θ угол наблюдения

Рис. 1. Геометрическая основа метода РСА-интерферометрии [Hansen, 2001].

данным нивелирования и геодезических GPS-измерений проводимых на железной дороге в 2002-2003 годах, «Иркутскжелдорпроект»). Развитие оползня приводит к риску разрушения железнодорожного пути и крушения поездов. Происхождение оползня связывается исследователями с процессом деградации многолетне мерзлых пород и подрезанием склона дорогой, а также чрезмерной нагрузкой на склон [Тржицинский и др., 2004; Козырева и др., 2006]. Нельзя также недооценивать влияние уровня сейсмической и тектонической активности района на разрушение пород и развитие оползней. Казанканский оползень находится в зоне влияния генерального Муяканского и регионального Перевального разломов.

По данным Новосибирского филиала «Гипртранспуть» деформационный процесс в районе станции Казанкан носит постоянный, а не периодический или затухающий характер. Оползневой цирк формируется выше железнодорожных путей, в его фронтальной части происходит воздымание земной поверхности. В области деформаций оползневых цирков попадает три железнодорожных моста, опоры которых находятся в нестабильном состоянии [Тржицинский и др., 2004].

Нами было обработано 9 интерферометрических пар ALOS/PALSAR и 13 пар ENVISAT снимков с короткими перпендикулярными базами. Обработка данных проводилась с помощью программы SARScape с применением фильтра Гольдстейна. На рис. 2 приведено амлитудное изображение ALOS/PALSAR снимка от 17.01.2009, фильтрованная и развернутая интерферограммы, сделанные из пары ALOS/PALSAR снимков снятых 17.01.2009 и 12.01.2007. Не смотря на зимнее время съемки и разницу между съемками, два года, пара показала хорошую корреляцию и результаты. Места положений деформаций, наблюдаемых на интерферограммах, точно совпадают с расположением мостов, где по данным исследователей [Тржицинский и др., 2004] обнаружены значительные подвижки. Наибольшие изменения дальности наблюдаются у среднего моста (см. рис. 2). Два интерферометрических цикла, соответствующие воздыманию находятся ниже ж.д. полотна Выше железнодорожных



Амплитудный снимок 17.01.2009

Интерферограмма (обработанная фильтром Гольдстейна)

Развернутая интерферограмма

Рис. 2. Результаты обработки пары снимков ALOS/PALSAR. Главный снимок 12.01.2007. Стрелками показаны железнодорожные мосты на амплитудном снимке и оползневые деформации, наблюдаемые на интерферограммах в местах положения мостов.

путей наблюдается разнонаправленное положение полос отражающих, по-видимому, разнонаправленные векторы смещения.

Важный момент при интерпретации данных и вычислении подвижки соответствующей изменению дальности – понимание влияния геометрии съемки. При использовании нисходящего витка ENVISAT вектор смещения оползня направлен перпендикулярно движению антенны, поэтому большая часть информации теряется. При использовании восходящего витка ALOS/PALSAR вектор смещения направлен навстречу движения спутника, что дает больше возможности изучения. Развитие Казанканского оползня происходит с отрицательным знаком смещения в области цирка и положительным во фронтальной части, кроме того, вектор смещения разворачивается, происходит своеобразное выдавливание по цилиндрической плоскости скольжения [Козырева и др., 2006]. В дальнейшем мы планируем более детально промоделировать оползневой процесс с разделением смещений во времени, анализом векторов смещений и геологических данных.

Наряду с методом маленьких баз, для изучения медленных смещений применим метод PSInSAR, разработанный для определения изолированных пикселов имеющих хорошую когерентность и как инструмент для решения проблемы ошибок вызванных атмосферными явлениями. Метод требует большого количества снимков имеющих одну и ту же геометрию съемки (более 30) и попикселовой оценки баз [Ferretti et al., 2000, 2001]. В качестве постоянных отражателей могут использоваться здания и др. искусственные сооружения или скальные обнажения, имеющие отражающие поверхности.

Точечные цели не подвержены временной декорреляции, они определяются статистически из анализа амплитудных снимков. Влияние топографии, атмосферы и деформаций могут быть внимательно подсчитаны по их поведению в пространстве и времени. Комбинация всех определенных постоянных отражателей напоминает стандартную геодезическую сеть, хотя позиции точек найдены по воле случая и не могут быть оптимизированы. Плотность точек в урбанизированных районах больше, чем у стандартных GPS сетей, что дает хорошую возможность расчетов без оптимизации. Точность измерения методом PSInSAR в миллиметровом диапазоне и даже точнее 1 м/год для линейных деформаций. Точность зависит главным образом от количества имеющихся снимков, временной и пространственной баз [Hanssen, 2001].

Метод PSInSAR не применим на данном этапе для изучения Северо-Муского района вследствие плохого покрытия территории радарными снимками. Однако японские спутники ALOS/PALSAR запущенные в 2006 году имеют хорошее покрытие, что дает возможность такого исследования в будущем.

Оползневые процессы в районе ст. Казанкан только начинают свое развитие. В будущем возможно усиление процессов и зарождение новых оползневых цирков. Близость развития этих процессов к Северомуйскому тоннелю БАМ усугубляет риск катастроф. Применение метода SARинтерферометрии имеет большой потенциал как для изучения уже произошедших событий, так и для мониторинга развивающихся процессов.

Авторы выражают благодарность компании ITT и ее Российскому дистрибьютору – компании СОВЗОНД за предоставление временной лицензии для программы SARscape, Европейскому косми-

ческому агентству (ECA) за радарные изображения ENVISAT полученные по проекту Cat-1 6320, а также Японскому аэрокосмическому агентству JAXA за радарные изображения ALOS/PALSAR, предоставленные для данного исследования.

При расчетах использовались данные об орбитах TU Delft и цифровые модели рельефа SRTM.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (№ 08-05-08-05-00992) и проекта Программы РАН 16.9.

ЛИТЕРАТУРА

- Козырева Е.А., Тржицинский Ю.Б., Труфанов А.В., Федоренко Е.В. Катастрофическая активизация оползней результат техногенных воздействий на геологическую среду // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. 2006. Вып. 5. С. 138-149.
- Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н. и др. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Н: Наука. 1991. 111 с.
- *Тржцинский Ю.Б., Козырева Е.А., Лапердин В.К., Залуцкий В.Т., Попов О.Ю.* Инженерногеологические особенности Казанканского участка БАМ // Сергеевские чтения М.: ГЕОС. 2004. Вып. 6. С. 438-442.
- Ferretti, A., C. Prati and F. Rocca. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2000. Vol. 38. N 5. P. 2202-2212.
- *Ferretti, A., C. Prati and F. Rocca.* Permanent scatterers in SAR interferometry. IEEE Transactionson Geoscience and Remote Sensing. 2001. Vol. 39. N 1. P. 8-20.
- *Hanssen R.F.* Radar Interferometry. Data interpretation and error analysis. Delft University of technology, the Netherlands. 2001. 308 p.
- *Klees R. & Massonnet D.* Deformation measurements using SAR interferometry: potential and limitations// Geologie en Mijnbouw. 1999. Vol. 77. P. 161-176.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ ОЛЕНЁКСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Д.К. Лохов

Санкт-Петербургский Государственный Университет, dlkhv@rambler.ru

Введение. В данной работе будет рассматриваться участок побережья моря Лаптевых расположенный между Хатангским заливом и дельтой р. Лена (листы S-47-49 и S-50-52 ГГК РФ). Целями и задачами данной работы являются восстановление ориентировок полей неотектонических напряжений (расположения осей сил сжатия и растяжения), а также формирование представления о тектонической эволюции региона.

В геологическом отношении район представлен в основном Лено-Анабарским прогибом, выполненным спокойно залегающими пермскими и мезозойскими отложениями. С севера он граничит с мезозоидами Верхоянской складчатой области, сложенными в основном средне- и верхнепалеозойскими отложениями, смятыми в узкие линейные складки. Большая северная часть района относится к кайнозойской рифтогенной сейсмически активной области, сложенной палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, осложненными разломами, ограничивающими многочисленные горсты и грабены [ГГК РФ, лист S-50-52 (2001)].

Основные орографические элементы представлены восточной частью Северо-Сибирской низменности, кряжами Прончищева и Чекановского, Терпейской низменностью, дельтами рек Оленёк и Лена, а также расположенной к северу от плато Чекановского горной грядой Ангардам-Таса (147-217 м). В западной части рассматриваемой территории располагается устье р. Хатанга, восточнее, около кряжа Прончищева, располагается устье р. Анабар. В районе между местами впадения рек Анабар и Хатанга расположены полуострова Нордвик и Кара-Тумус [ГГК РФ, лист S-50-52; лист S-47-49 (2001)].

Впервые геологическим изучением района занималась экспедиция А.Л. Чекановского (1874-1875 гг.), однако систематические исследования района начались только в конце 1930-х годов. В период с 1939 года до начала 1990-х годов были созданы геологические карты района в масштабах 1:1 000 000, 1:500 000 и 1:200 000, проведены разведка и поиски месторождений нефти, газа, бурых углей, геофизические работы (сейсморазведка, гравиразведка). Также проведено стратиграфическое расчленение и описание горных пород, залегающих в данном районе [ГГК РФ, лист S-50-52 (2001)].

Регион расположен в пределах Лено-Анабарского прогиба Сибирской платформы и северной окраины Верхоянской складчатой системы. Основная структура района представляет собой антиклинальную складку, северное крыло которой осложнено разрывными нарушениями (сдвигами), образовавшимися в раннепалеогеновое время. В целом Лено-Анабарский прогиб имеет асимметричное строение с крутым прискладчатым и пологим платформенным крыльями.

На исследуемой территории залегают следующие породы:

– Архей – отложения предполагаются под четвертичными отложениями в пределах высоко приподнятого блока дельты Лены и представлены гнейсами, плагиогнейсами, гранитогнейсами, кварцитами, кальцифирами и магнетитовыми сланцами.

– Протерозой – доломиты, известняки, аргиллиты, а также алевролиты и песчаники. Встречаются прослои субщелочных базальтов и пепловых туфов. Мощность около 2500 метров.

– Палеозой – отложения карбонатных (доломиты, известняки) и обломочных (песчаники, конгломераты, алевролиты) пород.

 Мезозой – преимущественно обломочные и вулканогенно-осадочные (туфы, туфопесчаники) породы.

 Кайнозой – отложения представлены корами выветривания, глинами, дресвой, глинистыми песчаниками, а также аллювиальными и аллювиально-озерными песками с линзами галечников, гравийников и редкими прослоями алевритов.

На рассматриваемой территории, в частности в пределах кряжа Прончищева распространены интрузии основного состава, залегающие в виде даек и силлов, которые прорывают пермские и более древние породы. Данные интрузивные образования были выявлены как визуально, так и при помощи скважин и геофизических методов [ГГК РФ, лист S-50-52 (2001)].

На данной территории выделено два основных типа рельефа:

а) Выработанный рельеф – представленный структурно-денудационными низкогорьем Северного Верхоянья, кряжем Прончищева, Дюлюнгским и Усть-Оленекским поднятиями и плато Чекановского.

б) Аккумулятивный рельеф – ограниченно распространен на континенте и повсеместно – в пределах шельфовой области. В этих областях, разделенных контрастным тектоническим уступом, его формирование, кроме термоабразионной равнины, происходило в разных обстановках.

История геологического развития региона включает в себя пять этапов:

I. Архейско – раннепротерозойский этап — наименее изученный период становления фундамента Сибирского континента. Он знаменует собой формирование первичных тектонических комплексов гранитно-метаморфического слоя земной коры и их консолидацию в качестве фундамента древних платформ на рубеже 1900–1650 млн. лет.

II. Позднепротерозойский – раннекаменноуголъный этап – период формирования рифтогенного и плитного, существенно карбонатного чехла Сибирского континента, залегающего со структурным несогласием на складчатом фундаменте.

III. Средпепалеозойский – мезозойский этап перикратонного погружения окраины Сибирского континента – период начала формирования пород верхоянского комплекса.

IV. Мезозойский орогенный этап – с начала баррема осадконакопление в пределах Лено-Анабарского прогиба происходило за счет разрушения платформы и формирующейся горной страны, а в более позднее время, Лено-Анабарский прогиб заполнялся в основном осадками за счет разрушения гор.

V. Кайнозойский рифтогенный этап – В конце эоцена – начале олигоцена на континенте и, повидимому, на шельфе началась активизация тектонических движений, отразившаяся в регрессии моря, привносе грубообломочного материала в грабены из относительно приподнятых блоков. В это время сформировались разломы, образовавшиеся за счёт неотектонических напряжений обусловленных поднятиями Северного Верхоянья и плато Чекановского, которые продолжались до среднего плейстоцена [ГГК РФ, лист S-50-52 (2001)].

Методика исследования [Сим, 2000]. Данный метод основан на исследовании закономерностях расположения оперяющих разрывов (трещин) относительно крупных разрывных нарушений (сдвигов) в платформенных равнинных и слабоскладчатых областях. Ориентация различных систем оперяющих трещин зависит от конкретных условий разломообразования. При напряжениях, характерных для платформ, крутопадающие разломы развиваются как сдвиги, при формировании которых образуются ориентированные с определённой закономерностью, к простиранию разлома, системы оперяющих трещин.

Отсюда можно сделать вывод: благодаря ориентации оперяющих трещин можно восстановить ориентировку осей сжатия и растяжения поля напряжения, а также обстановку сжатия или растяжения, в которой образовался данный разлом.

Технология реконструкции неотектонических напряжений методом линеаментного анализа заключается в следующем: на топографических картах, аэрофото- и космических снимках дешифрируются все крупные разрывные нарушения и оперяющие их более мелкие разрывные нарушения (мегатрещины). Дешифровочными признаками мегатрещин (рис. 1) могут служить овраги и речная сеть (для трещин скола), а также меандрирующие участки рек и озёра вытянутой формы (для трещин отрыва), причём отличить трещины отрыва от трещин скола на практике удаётся достаточно сложно (в 10-15% случаев) [Сим, 2000].

Дешифрирование производится следующим образом: на топографическую карту, аэрофотоснимок или космический снимок накладывается калька, на которую выносятся линеаменты (разломы и мегатрещины), далее происходит интерпретация – выделяются системы трещин скола, а при возможности и трещины отрыва. Причём важно правильно провести выделение и расчленение данных трещин, так как излишне детальное расчленение и выделение данных трещин может привести к весьма неоднозначным результатам или делает расчленение совсем невозможным. С другой стороны, более грубое расчленение и выделение мегатрещин может привести к неточной или, как и в предыдущем случае, неоднозначной интерпретации полей напряжений. Далее, после расчленения и выделения систем мегатрещин, рассматривается их пространственное взаимоотношение с исследуемым разломом или с системой разломов. Данные пространственные взаимоотношения удовлетворяют одному из четырёх вариантов ориентировки полей напряжений (рис. 2). Разломы, сопровождающиеся лишь мегатрещинами, параллельными его простиранию, считаются сбросами, находящимися в процессе



Рис. 1. Трещины скола и отрыва в зоне динамического влияния разломов.

l – сдвиги; *2* – мегатрещины (а – сколы; б – отрывы); *3* – сжатие в горизонтальной плоскости; *4* – разломы, формирующиеся в обстановке сжатия.

формирования. Лежащее крыло данных сбросов определяется по геологическим и геоморфологическим признакам.

При необходимости выделяются ранги разломов. Так, разломы с неизменяющимся на всём протяжении разлома направлением поля деформации, являются разломами I ранга, если направление поля напряжения изменяется по простиранию разлома, то этот разлом является разломом II ранга, К III и более низшим рангам относятся мелкие короткие одиночные разломы. Такое деление на ранги, как правило, применяется на больших исследуемых площадях, или в районах, где наблюдается большое количество разрывных нарушений [Сим, 2000].

Результаты исследований. В данной работе рассматриваются поля напряжений в районе бухты Нордвик, на хребте Прончищева, вдоль реки Оленёк и в районе ее русла, а также в северо-восточной части кряжа Чекановского (вдоль Оленёкской протоки Лены). Дешифрирование проводилось по листам S-47-49, S-50-52 и S-49-XXIII-XXIV Государственной Геологической карты Российской Федерации. Целью исследования была реконструкция неотектонических полей напряжений данного района. Ориентировки полей напряжения всех рассмотренных разломов соответствуют варианту ориентировки, изображённому на рис. 2, б. Анализ картографического материала показал, что все рассмотренные разломы по морфологии предположительно являются сдвигами. Такая неточность в определении типа данных разрывных нарушений объясняется как малым значением сдвиговой компоненты в них, так и их недостаточной изученностью.

Разломы, расположенные в районе южнее бухты Нордвик, простираются на расстояние более 60 км, с востока на запад (субширотно). Данная система разломов субпараллельна оси антиклинальной складки отложений пермского, триасового и юрского возраста, которую частично сечёт один из этих разломов (восточный). Линеаментный анализ производился в масштабах 1:200 000 (лист S-49-XXIII-XXIV) и 1:1 000 000 (лист S-47-49), дешифровочными признаками мегатрещин здесь служат реки и узкие овраги, пересекающие данный разлом. Анализ показал наличие северо-северо-восточной ориентировки оси сжатия данных разломов. По данным Л.А. Сим (МГУ, ИФЗ РАН), данная ориентировка является практически субмеридиональной. Полученные результаты отображены на топографических картах S-49-XXIII-XXIV и S-49-50.

Система разломов, расположенных в северной части кряжа Прончищева, характеризуется протяжённостью около 150 км, северо-западным простиранием, близким к субширотному. Эти разломы секут отложения пермского, триасового, юрского и мелового возраста и прослеживаются на глубину около 5000 метров. В структурном плане эти разрывные нарушения располагаются в северо-западной



Рис. 2. Парагенез оперяющих трещин в зоне сдвига. a, δ – напряжённое состояние при углах скалывания 45° (a) и < 45° (δ); e, c – обстановки дополнительного напряжения (e) и сжатия (c), расположенных по нормали к плоскости разлома. 1 – разлом; 2 – трещина отрыва; 3, 4 – сколы со сдвиговой кинематикой (3 – правые, 4 – левые); 5, 6 – ориентация в горизонтальной плоскости (5 – растяжение, 6 – сжатие).

части Лено-Анабарского прогиба и частично оконтуривают данную структуру с севера. Исследования проводились в масштабе 1:1 000 000 (лист S-50-52). Здесь направление оси сжатия близко к субмеридиональному. Дешифровочными признаками, в данном случае, служили реки, пересекающие данную систему разломов. Полученные направления ориентировок оси сжатия отображены на топографической карте S-49-50.

Оленёкский разлом простирается с юго-востока на северо-запад, характеризуется большой протяжённостью и северо-восточным направлением оси сжатия. В структурном отношении данный разлом сечёт структуры Лено-Анабарского прогиба. Приуроченные к данному разлому, разломы в устье р. Оленёк также обладают северо-восточным, но более близким к субмеридианальному, направлением ориентировки оси сжатия. Дешифрирование проводилось по мелким речкам, впадающим в р. Оленёк. Согласно данным замеров слоистости и трещин с зеркалами скольжения по Оленекской зоне складок в районе устья р. Оленек, ориентировка осей сжатия имеет северо-восточное направление. Замеры производились А.В. Прокопьевым и Д.А. Васильевым (ИГАБМ СО РАН, Якутск).

Ориентировка полей напряжения разлома, проходящего вдоль Оленёкской протоки дельты р. Лена, также является северо-восточной. Этот разлом оконтуривает плато Чекановского и, соответственно, весь Лено-Анабарский прогиб с северо-восточной и восточной стороны. Ориентировки осей сжатия обоих вышерассмотренных разломов показаны на топографической карте S-51-52.

В процессе работы были сделаны следующие выводы и предположения:

1) В процессе исследований было отмечено изменение направления ориентировки осей сжатия разломов от субмеридионального (западная часть региона) до северо-восточного (восточная часть региона). Данная закономерность может объясняться неравномерным распределением сил сжатия и растяжения в районах формирования разрывных нарушений. Об этом же свидетельствует и изменение простирания разрывных нарушений рассматриваемого района. Такие вариации простирания разломов и ориентировок полей напряжения, по всей видимости, вызваны блоковым строением фундамента Сибирской платформы в данном районе.

2) Образование разлома, простирающегося вдоль р. Оленёк, произошло также в Кайнозое, но ранее прочих систем разрывных нарушений. По всей видимости, его образование не связано с образованием прочих систем разрывных нарушений данного района. Возможно, что данный разлом не является структурой локального характера, а скорее относится к региональному типу [Имаев и др., 2000].

Очевидно, что проведённые работы не дают исчерпывающих данных для более полной и серьёзной реконструкции неотектонических напряжений рассматриваемого района, что, в свою очередь, открывает перспективу для новых исследований в будущем. Автор благодарен заведующему кафедрой динамической и исторической геологии Геологического факультета СПбГУ профессору А.К. Худолею и доценту В.Н. Войтенко за помощь в написании данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-50-52 (Быковский); Объяснительная записка к листу S-50-52. СПб.: Изд. СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2001.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-47-49 (Погребицкий). Объяснительная записка к листу S-47-49. СПб.: Изд. СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2001.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.Н. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000.

Сим Л.А. Влияние глобального тектоногенеза на новейшее напряжённое состояние платформ Восточной Европы / М.В. Гзовский и развитие тектонофизики, под ред. Леонова Ю.Г. и Страхова В.Н. М: Наука. 2000.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ОЧАГОВОЙ ОБЛАСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ LANDERS, 1992

И.В. Лукьянов

Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, Lukyanov@bk.ru

Одной из основных задач сейсмологии была и остается задача прогноза сейсмической активности. Особенно актуальна эта задача в сейсмоактивных областях, характеризующихся сильной сейсмичностью. Постоянный мониторинг сейсмической активности, который проводится как на прогностических полигонах, так и на основе данных мировых сейсмологических сетей, позволил выделить ряд предвестниковых аномалий, наиболее яркими из которых являются: вариации отношения продольной и поперечной скоростей распространения сейсмических волн, вариации электропроводности среды, вариации скорости сейсмотектонических деформаций. К настоящему времени, выделено порядка трехсот предвестников землетрясений. Тем не менее, все сходятся во мнении, что до решения проблемы прогноза еще очень далеко. Более того, некоторые исследователи, вообще сомневаются в разрешимости этой задачи.

Практическое применение выявленных предвестников, как правило, сталкивается с двумя основными трудностями: малая плотность сейсмических сетей и недостаточная информация о строении геосреды (эти проблемы решаются в локальном масштабе на прогностических полигонах). Решение этих проблем приводит к существенному улучшению прогноза, однако, до сих пор, не решает проблему целиком.

На взгляд автора, причина этому – опосредованный характер выявленных предвестников к процессу разрушения массивов горных пород. Землетрясение, любого уровня магнитуд, ассоциируется с нарушением сплошности среды, которое происходит вследствие достижения напряженным состоянием предела эффективной прочности массива горных пород. Наблюдаемые предвестники связаны с изменениями тех или иных физических процессов, происходящих в очаговой зоне, вследствие изменения напряженного состояния геосреды. Переход от наблюдаемых предвестников к напряженному состоянию геосреды является обратной задачей, решение которой может быть не единственно и неустойчиво. В самом деле, где гарантия, что изменения электропроводности среды связаны именно с процессом подготовки землетрясения, а не с какими – либо иными процессами, например повышением уровня осадков в данном регионе.

В последней работе [Лукьянов, 2008] автор показывает перспективность исследования закономерностей сейсмичности на основе наблюдений за напряженным состоянием геосреды. Была показана сама возможность такого мониторинга, на коротких, в геологическом масштабе, отрезке времени. Решение этой задачи, требовало восстановления тензора напряжений, что было достигнуто введением ряда очень жестких физических положений, которые зачастую, не выполняются в реальных сейсмогенных областях. Так, например, для всех землетрясений брался единый угол скола, что разумеется, не выполняется.

Данная работа имеет своей целью развить это направление, что в первую очередь относит нас к задаче о реконструкции поля тектонических напряжений. В 2003 году, в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН Ю.Л. Ребецким, был разработан метод катакластического анализа [Ребецкий, 2003], позволяющий восстанавливать не только ориентацию главных осей, но и сами значения тензора тектонических напряжений. Реконструкция проводится на основе данных о механизмах очагов землетрясений. Условия детальности реконструкции, то есть характерный масштаб осреднения поля напряжений, непосредственным образом связан с детальностью каталога механизмов очагов землетрясений, который используется при реконструкции.

В таком контексте, особую роль, для решения вопросов обнаружения закономерностей сейсмичности, приобретают локальные каталоги механизмов очагов землетрясений, обладающих низким значением магнитудного диапазона.

Необходимо подчеркнуть, что реконструкция полей напряжений приводит исследователей к более глубокому пониманию физических процессов в очаговой зоне, что тесно связано с установлением закономерностей сейсмического режима, появляются новые метаморфогенные модели очагов землетрясений [Киссин, 2001; Ребецкий, 2007; Родкин, 2001]. В то же время, знание физических процессов на стадии форшоковой и афтершоковой активности дают возможность, улучшения методов реконструкции полей напряжений. Таким образом, задачи физики очага землетрясения и задачи реконструкции полей напряжений оказываются тесно связанными.



Рис. 1. Разлом Сан – Андреас и сильнейшие землетрясения Калифорнии, до 1993 года.

Исследование напряженного состояния среды, с целью выявления особенностей сейсмического режима, целесообразно проводить для регионов, характерных помимо повышенной сейсмичности, еще и простотой тектонического строения. К тому же, необходимо, чтобы по этому региону имелся каталог механизмов очагов за достаточно продолжительный период времени. Этим требованиям удовлетворяет разлом Сан – Андреас, для которого характерны землетрясения сдвигового типа (рис. 1). Для этого региона, геологической службой США создан локальный каталог, магнитудный диапазон которого начинается от $M_{\rm W}$ =, а начало периода наблюдений относиться к 1975 году. На период с 1975 по 1994 года, база каталога составила 36000 событий. Детальность реконструкции поля напряжений по такому каталогу достигает 2-5 км.

За последние 20 лет, на территории разлома Сан – Андреас произошло четыре крупных землетрясения: Cape Mendosino 1992, Landers 1992, Northridge 1994 и Hector Mine 1998. Землетрясение Landers 1992 широко известно и обсуждалось в литературе многими авторами (Hardebeck J.L., Hauksson E и др.).

Однако, на тот момент, точность и эффективность методов реконструкции полей тектонических напряжений [Юнга, 1990] была существенно хуже. Это обстоятельство показывает на целесообразность исследования поля тектонических напряжений на разломе Сан – Андреас, в окрестности очаговых зон перечисленных сильных землетрясений, при помощи метода катакластического анализа.

Сильные землетрясения характерны не только тем, что являются следствием процессов, происходящих в геосреде, но и тем, что сами активно влияют на нее (например, процессы уплотнения или разуплотнения массивов горных пород). В связи с этим, задачу реконструкции поля тектонических напряжений целесообразно разбить на два этапа: до сильного землетрясения и после. Поле напряжений, даже в пределах простых геологических структур, существенно неоднородно, что объясняется сложностью как латерального, так и глубинного строения. Как правило, в латеральном отношении, эпицентры землетрясений приурочены к крупным разломным зонам земной коры, а в глубинном отношении – к смене слоев пород, слагающих кору. Такая приуроченность говорит о необходимости разделения задачи реконструкции не только по времени, но и по глубинным слоям. Так для региона разлома Сан – Андреас, в виду распределения эпицентров землетрясений по глубинам, целесообразно реконструировать поле напряжений с шагом по глубине – 5 км.

Сравнение результатов реконструкции, проведенной по данным используемого каталога, с результатами других авторов (Hardebeck J.L., Hauksson E.), представляется весьма перспективным, так как помимо закономерностей сейсмического режима, может выявить особенности самого поля напряжений, которые были скрыты от исследователей, в связи с использованием более крупного масштаба осреднения.

ЛИТЕРАТУРА

- Киссин И.Г. Флюидная система и геофизические неоднородности консолидированной земной коры континентов // Электронный Научно-информационный журнал Вестник ОГГГГН РАН. 2001. Т. 2, № 17. С. 1-21.
- *Лукьянов И.В.* Возможность мониторинга напряженного состояния геосреды на примере о. Новой Ирландии // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: тез. доклада Всероссийской конф. М.: Изд. ОИФЗ. 2008. Т. 2. 407 с.
- *Ребецкий Ю.Л.* Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: Автореф. дис.... д-ра физ.-мат. наук. М.: Изд. ОИФЗ. 2003. 56 с.
- Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007. Т. 29, №. 4. С. 92-110.
- Родкин М.В. Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели // Физика Земли. 2001. № 8. С. 42-52.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 190 с.

СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ КУЛТУКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27 АВГУСТА 2008 Г., $M_S = 6.2$, НА ЮЖНОМ БАЙКАЛЕ

О.В. Лунина, Я.Б. Радзиминович, А.С.Гладков

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, lounina@crust.irk.ru

Введение. Култукское землетрясение, произошедшее 27 августа 2008 г., стало одним из сильнейших Байкале послелние лесятилетия. Согласно Гарварлскому на южном 38 каталогу (http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html) его $M_s = 6.2$, $M_w = 6.3$. Эпицентр по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (http://seis-bykl.ru) находился в точке с координатами 51.61° с.ш. и 104.07° в.д. (рис. 1). В условиях региона, когда очаговые сейсмодислокации зачастую скрыты под водами оз. Байкал, информация о сейсмогравитационных деформациях имеет важное значение для характеристики события и определения разлома или разломов, с которыми оно связано. Кроме того, их изучение представляет большую ценность в свете развития шкал для оценки интенсивности землетрясений на основе сейсмических эффектов в природной среде [Michetti et al., 2007; Татевосян и др., 2008].

Характеристика сейсмогравитационных деформаций и других сопутствующих природных эффектов. В первые дни после события нами детально были обследованы участки вдоль железнодорожного полотна и автомобильных трасс от г. Байкальска до с. Култук и далее по дорогам, ведущим в Тункинскую долину и г. Иркутск. В результате обнаружены камнепады, обвалы, оползни и сейсмогравитационные разрывы на земной поверхности. Местами в выходах скальных пород в существовавших ранее разломных зонах расшевелились блоки и приоткрылись отдельные трещины.



Рис. 1. Расположение точек наблюдения (т.н.) в районе обследования Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. с $M_s = 6.2$ на южном Байкале. Номера указаны только для т.н., упомянутых в тексте. На врезке приведена роза-диаграмма генерализованных направлений сейсмогравитационных разрывов (количество замеров – 13, шаг – 10, максимальный – % – 38). Координаты главного толчка землетрясения и афтершоков приведены по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (<u>http://seis-bykl.ru</u>), магнитуда и механизм землетрясения – по Гарвардскому каталогу землетрясений (<u>http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html</u>).

1 – точки наблюдения; 2 – главный толчок землетрясения 27.08.2008 г. и механизм очага; 3 – зона наиболее сильных афтершоков с К ≥ 9 за период с 27.08.2008 г. по 30.09.2008 г.; 4 – области проявления сейсмогравитационных деформаций; 5 – неоген-четвертичные разломы (по [Лунина, Гладков, 2004]); 6 – населенные пункты; 7 – автодороги и номера главных шоссе.



Рис. 2. Примеры проявления склоновых движений: *а* – обвал на участке между пос. Утулик и с. Мангутай в т.н. OREKM_104; *б* – фрагмент осыпи, образовавшейся у придорожного выхода скальных пород на первых километрах автотрассы А-164 Култук – Монды.

Склоновые движения проявились в виде камнепадов, осыпей, оползней и небольших обвалов объемом от 10 до 135 м³ (рис. 2). Максимальный объем вовлеченного в перемещение отдельного блока достигал 0.7 м³. В большинстве случаев эти сейсмогравитационные эффекты приурочены к естественным или искусственным скальным выходам, расположенным в урезах автомобильных дорог.

Один из крупных и эффектных обвалов возник в районе г. Слюдянка (т.н. SLUD_102). Стенка отрыва обвалившегося материала расположена на вершине скального уступа с относительным превышением около 50 м [Радзиминович и др., 2009]. Крупные глыбы скатились вниз по склону, сбив несколько росших на склоне молодых деревьев. Обвальной массой была перегорожена старая грунтовая дорога, проходящая по левому борту долины р. Слюдянка. Некоторые глыбы, перескочив через дорогу, отлетели вниз в долину. Объем отдельных блоков достигал 0.5-0.7 м³. Более мелкий материал рассредоточился по склону. Общий объем вовлеченного в перемещение материала оценивается приблизительно в 45-50 м³.

Другой примечательный обвал (рис. 2, а) сформировался на участке между пос. Утулик и с. Мангутай (т.н. OREKM_104). Общий объем осыпанной массы около 25 м³, максимальный объем

блока 0.5 м³. Камнепадом сорваны молодые деревья высотой до 1.5-2 м, диаметром ствола 3-5 см, согнуты ветки.

Большое количество осыпей образовалось у придорожных обнажений первых километров автотрассы А-164 Култук – Монды (рис. 2, б). Они приурочены, главным образом, к выходу основного сместителя Главного Саянского разлома, в зоне которого породы интенсивно раздроблены и трещиноваты. Объем отдельных осыпей варьирует здесь от 0.5 до 8-10 м³. В т.н. KULT_101 общий объем вновь образованной осыпи достигает 135 м³. Мелкие камни продолжали скатываться со склона в первые несколько дней после главного толчка. Во многих местах с бровки склона сброшены куски дерна с травяной растительностью.

Особо следует отметить осыпь на автотрассе A-164, расположенную на удалении 83 км от эпицентра Култукского землетрясения (ELOV_101). Она приурочена к придорожному обнажению среднезернистых гранитов длиной более 60 м, высотой около 15-18 м. В точке наблюдения выходит один из сместителей Южно-Тункинского разлома с азимутом падения $350-5^{\circ} \angle 75^{\circ}$ и мощностью зоны трещиноватости ~25-30 м. Кроме того, здесь зафиксированы другие разнонаправленные разрывные зоны меньшего масштаба, которые в совокупности обуславливают сильную раздробленность кристаллических пород. Общий объем осыпанной массы в описываемом месте оценивается в ~120 м².

В районе пос. Аршан по долине р. Кынгарга, по словам опрошенных местных жителей также происходили камнепады и небольшие обвалы. Поселок является максимально удаленной от эпицентра точкой, где еще наблюдались сейсмогравитационные эффекты. Связано это, без сомнения, с интенсивной тектонической раздробленностью пород по долине р. Кынгарга, где обвалы – нередкое явление и происходят даже без сейсмических толчков.

Трещины в грунте проявились в железнодорожных насыпях, асфальте, на границе асфальта и дерна, а также непосредственно в земле (рис. 3). Особенностью распространения этих нарушений является их четкая локализация: при одинаковой детальности обследования они были встречены только на участках между с. Утулик и с. Мангутай, г. Слюдянка и с. Култук, а также в нескольких километрах западнее с. Култук по автотрассе А-164 (рис. 1). Во всех точках наблюдения разрывы имели линейный характер распространения и были представлены серией зияющих, чаще искривленных субпаралелльных или кулисообразных трещин, общая протяженность которых в некоторых местах достигала 150-242 м. Трещины имели раскрытие до 9 см и сбросовые смещения до 8 см. Очевидно, указанные амплитуды были обусловлены наличием свободной поверхности. Приведем несколько кратких описаний участков, в пределах которых наблюдались сейсмогравитационные разрывы на земной поверхности.

В пос. Утулик, в 7.6 км от эпицентра (т.н. UTUL_101), на протяжении 242 м в железнодорожной насыпи отмечены трещины длиной от 1 до 20 м (рис. 3, б), с максимальным раскрытием 3 см и простиранием 283°, 285°, 300°, 325°. Местами они имеют кулисообразное строение, типичное для первичных сейсмогенных дислокаций. В некоторых зонах сгущения разрывов наблюдались разорванные в том же направлении гальки диаметром 5-7 см. По одной из трещин в железнодорожной насыпи длиной 20 м, простиранием 285° отмечено сбросовое смещение 6 см.

В 3.8 км северо-западнее пос. Утулик, в Ореховой пади (т.н. OREKH_101), в железнодорожной насыпи ближе к склону отмечены две трещины, расположенные примерно на одной линии одна за другой через 15 м. Азимут простирания первой 320° (рис. 3, в), длина не менее 20 м (далее прослеживается в почве вниз по склону). Отмечено вертикальное смещение 6-7 см и максимальное раскрытие до 7 см. Азимут простирания второй трещины 325°, длина не менее 15 м.

Между Ореховой падью и пос. Мангутай (т.н. OREKM_102) в асфальте и на границе почвы и асфальта возникли разрывы с простиранием 320°, длиной до 36 м (рис. 3, а). По трещине, которая проходит между почвой и асфальтом, наблюдались сбросовые смещения до 8 см, связанные со сползанием почвы по склону. Максимальное раскрытие – 6 см.

По автотрассе М-53 между г. Слюдянка и пос. Култук (т.н. SLUD_101) в старом асфальтовой покрытии и почве на протяжении 115 м наблюдалась система трещин с простиранием 255-270° (рис. 3, г, д, е). Их раскрытие от 3 до 9 см, амплитуда сброса 4-5 см. По смещению бортов трещин улавливается левый сдвиг в первые см. Рядом в коренном выходе серых гнейсов в зонах трещиноватости с аз.пад. 280-290°∠70 и 350°∠45 приоткрылись сколы и расшевелились мелкие блоки. Важно отметить, что данная точка наблюдения приурочена к узлу пересечения разломов 4-х направлений: широтного, меридионального, северо-западного и северо-восточного (рис. 1).

К западу от пос. Култук (т.н. KULT_102) в асфальтовой покрытии на протяжении 45.4 м наблюдалась система трещин с азимутом простирания 276° (рис. 3, ж); раскрытие трещин достигло 5 см.



Рис. 3. Примеры проявления трещин в природных и насыпных грунтах: *a* – на границе асфальта и почвы в т.н. OREKM_102; *б* – в железнодорожной насыпи в т.н. UTUL_101; *в* – в железнодорожной насыпи в т.н. OREKH_101; *г*, *д*, *e* – в старом асфальте и почве в т.н. SLUD__101; ; *ж* – в асфальте в т.н. KULT_102.

Синоптическая роза-диаграмма генерализованных простираний изученных разрывов показывает превалирование субширотного и северо-западного направлений (рис. 1).

Гидрогеологические аномалии после землетрясения проявились в виде повышения уровня подпочвенных и поверхностных вод. В ряде огородов в пос. Култук, расположенных на склоне, значительно увлажнилась почва, чего раньше не наблюдалось. Увеличился дебит ручья, текущего вдоль одной из улиц поселка. Из автономной водокачки общественного пользования около 3 дней шла мутная вода, а в колодцах отмечалось повышение уровня воды. Аналогичные эффекты отмечены в пос. Зун-Мурино. Сразу после землетрясения вода в колодцах стала мутной и грязной. То же самое произошло с водой, закачиваемой с помощью глубинного насоса.

Сильное *раскачивание* высоких вековых деревьев и кустарников, качание высокой травы и тряска отмечались в лесных массивах на эпицентральных расстояниях до 80 км. Колебания почвы отчетливо ощущались под ногами, а в ряде случаев, по словам очевидцев, они были хорошо заметны на глаз.

Обсуждение результатов. Закономерным представляется тот факт, что все точки наблюдения, в которых задокументированы описанные природные эффекты, расположены на сместителях крупных разломов или в узлах их пересечений (рис. 1), а направления образовавшихся трещин в природных и насыпных грунтах совпадают с простиранием этих дизъюнктивов. Четкая локализация и упорядоченная направленность сейсмогравитационных разрывов, образованных при Култукском землетрясении, позволила предположить нам, что сейсмическое событие связано с активизацией одного из разломов субширотного и/или северо-западного простираний. Косвенно это подтверждается особенностями распределения афтершоков с К ≥ 9 за период с 27.08.2008 г. по 20.09.2008 г. (рис. 1).

Механизм Гарвардского землетрясений очага по ланным каталога (http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html) в целом подтверждает сделанный выше вывод: одна из нодальных плоскостей имеет простирание 104°, совпадающая с субширотным максимумом на розедиаграмме (рис. 1). Тип подвижки в очаге близок к сбросо-сдвигу с практически равным вкладом сбросовой и сдвиговой компонентами смещений. Исходя из уравнений регрессий, показывающих зависимость длины сейсмогенного разрыва L на поверхности и магнитудой M_s [Лунина, 2001], очевидно, что очаговый разрыв, скорее всего, вышел на поверхность на дне оз. Байкал. По уточненным данным для сдвигов L при Ms = 6.2 будет равна 12.3 км (без учета напряженного состояния земной коры региона), для сбросов – 10.5 км. Сопоставимую протяженность равную 9.5 км имеет сегмент между с. Утулик и с. Мангутай, в пределах которого задокументировано основное количество сейсмогравитационных трещин на земной поверхности. Эпицентр землетрясения расположен как раз напротив этого участка (рис. 1). Для сравнения отметим, что протяженность афтершоковой зоны, оцениваемой по наиболее сильным событиям первых 6 дней равна 15.5 км.

Карта изосейст, составленная на основе полевого макросейсмического обследования и разосланных в населенные пункты Сибири опросных листов, свидетельствует о том, что излучение из очага распространялось преимущественно в западном и северо-западном направлении [Радзиминович и др., 2009]. Это, возможно, связано с наличием Южно-Тункинского и Главного Саянского разломов, которые могли послужить сейсмическими волноводами при Култукском землетрясении. В то же время Обручевский сброс, вероятно, явился экраном, который не позволил распространиться интенсивным сейсмогравитационным деформациям на север от Южно-Байкальской впадины. Большинство из них сосредоточены в рамках изосейсты с интенсивностью 7.

Заключение. Проведенное исследование показало, что сейсмогравитационные деформации имеют четкую закономерную локализацию относительно афтершоковой зоны, на которую влияет разломноблоковая структура геолого-геофизической среды и в особенности наиболее крупные региональные разломы. Все природные эффекты сосредоточены в зонах дизъюнктивов и/или в узлах их пересечений, что дополнительно подчеркивает необходимость исследований, направленных на оценку опасности разломов, в том числе даже тех, которые по палеосейсмогеологическим данным не являются сейсмогенерирующими. Структурное и тектонофизическое изучение сейсмогравитационных разрывов в различных естественных и искусственных грунтах в комплексе с сейсмологическими данными, а также материалами, характеризующими разломную тектонику региона, позволяет получать весьма ценную информацию для характеристики особенностей сейсмотектонического процесса во время землетрясения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 08-05-98110-р_сибирь_а и № 09-05-92421-КЭ – EINSTEIN Consortium в рамках интеграционной программы РАН и СО РАН ОНЗ-7, проект № 7.

ЛИТЕРАТУРА

- Радзиминович Я.Б., Имаев В.С., Радзиминович Н.А., Ружич В.В., Смекалин О.П., Чипизубов А.В. Эффекты Култукского землетрясения 27 августа 2008 года в ближней к эпицентру зоне: результаты макросейсмического обследования // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36, № 1.
- Татевосян Р.Э., Рогожин Е.А., Арефьев С.С. Оценка интенсивности землетрясений на основании сейсмических эффектов в природной среде: общие принципы и примеры применения // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008. Т. 35, № 1. С. 7-27.
- Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audermard F., Azuma T., Clague J., Commerci V., Gurpinar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y., Rogozhin E. Intensity scale ESI 2007 // Memorie descriptive della carta geologica d'Italia. 2007. V. LXXIV. 50 p.

Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 9. С. 1389-1398.

БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

А.В. Маринин

Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Mocквa, marinin@yandex.ru

Расположенное на западном периклинальном окончании системы Большого Кавказа складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа осложнено сетью дизъюнктивных систем, которые делит его на множество блоков. Исследователями, рассматривавшими тектоническое и неотектоническое строение Северо-Западного Кавказа, выделяются различные участки складчатого сооружения, отличающиеся размером, характером и комплексом свойств, послужившим для их выделения. В зависимости от имеющихся у авторов данных и целей исследования выделяются антиклинории, синклинории, тектонические зоны, блоки, ступени, поднятия, брахисводы, горсты, грабены, прогибы и т.д. В данной работе мы рассмотрим возможность выделения некоторых блочных структур с помощью тектонофизических данных.

Проведенные тектонофизические исследования относятся к методам экспериментального анализа натурных данных, использующих геологические индикаторы тектонических напряжений (трещины отрыва, трещины скола, зеркала скольжения, стилолиты, жилы и т.д.) и были направлены на определение действовавших здесь палеонапряжений, а также кинематической характеристики разрывных нарушений и дизъюнктивных зон. Применяемый структурно-парагенетический метод анализа «малых» дизьюнктивов Л.М. Расцветаева использует три категории геологических индикаторов тектонических напряжений: 1) дизъюнктивы раздвижения (трещины отрыва, жилы, дайки); 2) дизъюнктивы содвижения (плоскости рассланцевания и кливажа, стилолитовые швы); 3) дизъюнктивы сдвига в механическом смысле этого слова (трещины скола, сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги, шарьяжи). Все эти индикаторы деформационного типа и переход от них к параметрам тензора напряжений основан на предположении о квазиизотропных свойствах трещинного массива (подобие тензора деформации и тензора напряжений). При этом индикаторы первой категории позволяют довольно уверенно находить положение оси максимального девиаторного растяжения, а индикаторы второй категории более точно указывают положение оси максимального девиаторного сжатия. Суть парагенетического метода заключается в выявлении характерных парагенезов разрывных структур, соответствующих определенному типу напряженно-деформированного состояния [Расцветаев, 1985, 2002].

На первом этапе исследований были получены данные по геологическим индикаторам (тектонической трещиноватости) в каждой конкретной точке наблюдения и, когда это было возможно, данные по их взаимоотношению между собой и положению в структуре более высокого ранга. Всего было собрано более 6 тысяч замеров в более чем 300 точках наблюдения по всему региону (Л.М. Расцветаев, Т.Ю. Тверитинова, А.С. Бирман и А.В. Маринин). При сборе полевых данных фиксировались все возможные (при визуальном изучении) данные по геологическим индикаторам: тип, элементы залегания, размер, направления и амплитуды перемещений, взаимоотношения между собой и элементами структуры и т.д. На втором этапе исследований на основании полученных данных по тектонической трещиноватости определялись ориентировка осей главных напряжений и тип напряженно-деформированного состояния, характеризующий вид эллипсоида напряжений. На этих этапах в каждой конкретной точке были определены параметры тензора поля напряжений, который можно назвать «локальным стресс-состоянием» (local stress state). В своей совокупности эти данные для множества подобных точек определяют поле напряжений исследуемого региона.

На следующем этапе исследований определяется необходимость разделения полученных данных по хронологическим (время формирования) и пространственным (выделение блоков) характеристикам, которые также тесно связаны и между собой. Необходимо отметить, что выделение блоков в структуре следует увязывать с историческими этапами развития региона. Для каждого такого этапа характерна своя преобладающая система делимости, хотя наиболее крупные дизъюнктивные разделы имеют длительное историческое развитие и являются значимыми как на этапе осадконакопления, так и на неотектоническом этапе. В строении Северо-Западного Кавказа преимущественно участвуют отложения, связанные с последними двумя крупными этапами развития региона. Келловейэоценовый (среднеальпийский) этап развития Северо-Западного Кавказа характеризуется накоплением мощной (до 12 км) толщи осадков с отчетливой продольной (СВ-ЮЗ) нарушениями. Олигоценантопогеновый (позднеальпийский) этап связан уже с орогенным развитием складчатого сооружения и характеризуется накоплением молассовых отложений в соседних краевых прогибах.

Доскладчатая история продольных тектонических зон и поперечных ступеней (блоков), а также разделяющих их разрывов, развивающихся синхронно с процессами осадконакопления, проявлена в фациальной изменчивости отложений и более подробно рассмотрена в серии работ [Ломизе, 1961; Хаин и др., 1962; Милановский, Хаин, 1963; Борукаев, 1970; Панов, Пруцкий, 1983; Пруцкий, Лаврищев 1989; Афанасьев, 1993; Корсаков и др., 2002; Лаврищев и др., 2000 и др.]. Современная неотектоническая (поздний сармат – голоцен) дифференциация мегасвода западной части Большого Кавказа подробно описана в работах Е.Е. Милановского и С.А. Несмеянова [Милановский, 1968; Несмеянов, 1992]. Мы остановимся на рассмотрении разрывной и блоковой структуры, связанной с основной фазой складчатости Северо-Западного Кавказа и описанной в работах [Хаин и др., 1962; Борукаев, Дьяконов, 1964; Шарданов, Борукаев, 1968; Расцветаев 1977, 1987, 2002, 2004; Гиоргобиани, Закарая, 1989; Несмеянов, 1992; Маринин, Расцветаев, 2008; Яковлев, 2008 и др.].

Формирование основных складчатых структур (и связанных с ними систем разрывов) оценивается различными авторами в достаточно широком возрастном интервале. Например, для северных частей складчатого сооружения это поздний маастрихт – поздний зоцен, для его осевых частей рассматривается интервал от палеоцена до олигоцена включительно, а для южных частей - от эоцена до миоцена включительно. По литературным и собственным данным установлено, что палеоцен-эоценовые породы широко участвуют в строении крупных складчатых структур как на северном, так и на южном склоне Северо-Западного Кавказа. В ряде случаев отмечается конседиментационное распределение отложений эоцена на крыльях и в приосевых частях растущих складок, а также резко несогласное залегание олигоцен-неогеновых отложений на более древних образованиях. По нашим наблюдениям показанное на некоторых картах резко несогласное залегание маастрихта [Земченко, 1978] достаточно спорно. Скорее всего, были закартированы олистостромовые толщи (верхнего палеоцена – эоцена), содержащие олистостромы и олистоплаки маастрихтских пород. Интенсивность складчатых и разрывных деформаций, а также величина изменений, вызванных флюидным и динамическим воздействием на первоначальный минеральный состав отложений, в олигоцен-антропогеновых отложениях существенно меньше, нежели в нижележащих комплексах келловея-эоцена. Мы полагаем, что основные складчатые деформации, создавшие основной облик складчатой и разрывной структуры складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа, приходятся на эоценовое время, хотя время и особенности проявления различных фаз складчатости в разных тектонических зонах требуют дальнейшего уточнения.

Рассмотрим крупные дизъюнктивные системы Северо-Западного Кавказа, формирующиеся вместе с основной складчатой структурой (рис. 1). Изначальная глубинная неоднородность области сочленения трех крупных геотектонических структур кавказского сектора Юго-Западной Евразии (Предкавказская (или Скифская) плита, Черноморско-Закавказская плита (массив), а также разделяющая их Крымско-Кавказско-Копетдагская шовная система) определила общий структурный рисунок и стиль альпийских деформаций различных сегментов Большого Кавказа [Расцветаев, 1987; Расцветаев и др., 2008]. В структуре складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа хорошо проявлена региональная система продольных транспрессивных разрывных зон (сжатие + правый сдвиг) запад – северо-западного (3C3 280-310°) простирания. Эти зоны концентрации транспрессивных правосдвиговых деформаций являются определяющими для тектонического стиля рассматриваемого сегмента Большого Кавказа. Вдоль этих зон вытянуты границы продольных тектонических зон, а также оси крупных антиклинальных складок, как правило, осложненные целой системой взбросонадвиговых, сбросовых и сдвиговых деформаций. Разломы и флексуры субмеридионального и северо-восточного («антикавказского») простирания разделяют Северо-Западный Кавказ на ступенчато погружающиеся к западу более мелкие сегменты и обладают различным кинематическим типом преимущественных смещений по ним (сбросо-раздвиговым, сбросо-сдвиговым и сдвиговзбросовым).

Крупные блоки выделяются по всей ширине складчатого сооружения между поперечными к простиранию складчатого сооружения разломами. Эти блоки, традиционно называемые на Северо-Западном Кавказе ступенями, последовательно сменяют друг друга от центрального сегмента Большого Кавказа до западной периклинали мегантиклинория. С востока на запад они ступенчато погружаются относительно друг друга и центральной части складчатой системы Большого Кавказа (исключение представляет Неберджаевская ступень, северная часть которой опущена относительно соседних восточной и западной ступеней), а с севера и юга граничат с Предкавказской и Черноморско-Закавказской плитами соответственно. В пределах региона описывается до восьми подобных ступеней [Хаин и др., 1962], однако наиболее четко различия тектонического строения между ними проявлено для трех основных ступеней, выделенных [Милановский, 1968] для неотектонического этапа: Новороссийской, Афипской и Лазаревской. Эти три блока (ступени) с разделяющими их поперечными разломами хорошо прослеживаются и по изменению складчатой структуры, а также характерным ориентировкам действовавших максимальных сжимающих напряжений; они имеют, таким образом, существенное значение на рассматриваем нами этапе формирования складчатой структуры – наряду с продольной тектонической зональностью, определившей характерные отличия строения осевой, южной и северной частей (мегазон) складчатого сооружения и рассмотренных в работах [Расцветаев, 1987, 1996, 2002; Маринин, Расцветаев, 2008].

Новороссийский блок отделен от Керченско-Таманского поперечного прогиба Анапской флексурно-разломной зоной, в которой хорошо проявлены отрывно-сбросовые разрывные нарушения [Маринин, Расцветаев, 2008]. Центральный Афипский блок ограничен с запада и востока Геленджикской и Туапсинской зонами, имеющими правосдвиговую компоненту смещения [Борукаев, Дьяконов, 1964]. Лазаревский блок отделен от центрального сегмента Большого Кавказа Пшехско-Адлерской системой разломов [Хаин и др., 1962]. Разломы имеют длительную историю развития, а некоторые несут следы активизации и в новейшее время [Несмеянов, 1992].



Рис. 1. Схема региональных дизьюнктивных систем Северо-Западного Кавказа. 1-4 области развития отложений: олигоцена-антропогена (1), верхней юры-палеогена (2), нижней и средней юры (3), палеозоя-триаса (4); 5-7 крупнейшие разрывные нарушения: 5 - картируемые на поверхности, 6 - скрытые под чехлом покрывающих отложений, 7 – поперечные и диагональные зоны концентрации деформаций; 8 - преобладающие геологокинематические типы региональных дизьюнктивных систем: содвиговый (8), взбросовый (9), надвиговый (10), покровный (11), сбросовый (12), правосдвиговый (13) и левосдвиговый (14); 15 – розы-диаграммы простираний максимальных сжимающих напряжений (количество локальных стресс-состояний, определенных по тектонической трещиноватости). Буквами в квадратах показаны названия поперечных блоков: Аф – Афипский, Лз – Лазаревский, Нв – Новороссийский. Буквами в кружках показаны названия разломов (региональных дизьюнктивных систем): Ан – Анапский, Ат - Атамажинский, Ах - Ахтырский, Бз - Безепский, Бк - Бекишейский, Вр - Воронцовский, ГГ - Гойтх-Гогопсинский, ГК - Главный Кавказский, Гл – Геленджикский, Кр - Краснополянский, Кц - Коцехурский, Мн - Монастырский, Нв – Навагинский, Пс - Псебепский, ПА – Пшехско-Адлерский, См -Семигорский, Тг - Тугупсинский, Тп – Туапсинский, Тх - Тхамахинский, Цм - Цемесский, Чм – Чемитокваджинский.



Рис. 2. Ориентировки основных складчатых структур в пределах Северо-Западного Кавказа: 1 – антиклинали, 2 – синклинали.

В пределах самого западного Новороссийского блока складчатые дислокации проявлены неравномерно: от брахиморфных структур Анапско-Агойской синклинальной зоны до опрокинутых линейных складок Семигорской антиклинальной зоны. Оси складчатых структур имеют северозападные (СЗ-ЮВ) простирания и лишь в районе г. Анапы (в морской части) наблюдается постепенный разворот всех структур к северо-восточным (СВ-ЮЗ) простираниям (рис. 2). По результатам тектонофизических исследований в пределах Новороссийского блока (ступени) выявлены северовосточные и субгоризонтальные (с максимумом СВ 40 °) ориентировки максимальных сжимающих напряжений (рис. 3).

Для Афипского блока характерно преобладание запад - северо-западного, субширотного, а нередко и "антикавказского" северо-восточного простирания складчатых структур (рис. 2), тогда как в соседних районах большинство складок имеет северо-западные и запад – северо-западные простирания осей. Характерны осложняющие складки на крыльях более крупных структур, разветвление складок и изгибы их шарниров. Это послужило основанием для выделения на Северо-Западном Кавказе участка интерференционной складчатости [Гиоргобиани, Закарая, 1989]. Предполагалось изменения плана деформаций в пределах Афипского блока от северо-восточного до субмеридионального сжатия, которое связывалось с более быстрым продвижением к северу Пшадского блока Черноморско-Закавказской плиты.

При полевых тектонофизических исследованиях были изучены Хотецайская, Иналская и Малоубинская складки северо-восточного простирания. Ведущим при образовании всех трех изученных складчатых структур "антикавказского" простирания было север - северо-западное сжатие. Это направление максимального сжимающего напряжения было здесь единственным полноценно проявленным в дизъюнктивных структурах, которые имеют здесь до- или раннескладчатый возраст [Маринин, 2003]. В пределах участков с общекавказским северо-западным простиранием Семигорской антиклинальной зоны отмечаются парагенезы, связанные как с северо-восточным сжатием, так и с север - северо-западным сжатием. Кроме того, в пределах Афипской ступени наблюдается много субширотных складок, сформированных в условиях субмеридионального сжатия. В целом для Афипского блока (ступени) по данным тектонофизических исследований установлено три основные ориентировки (рис. 3) максимальных сжимающих напряжений, имеющих примерно одинаковую распространенность: субмеридиональная (С 0-10 °), северо-восточная (СВ 40-50 °) и северо-западная (СЗ 310-320 °). Это является существенным отличием от соседних двух блоков, где преобладают северовосточные ориентировки максимальных сжимающих напряжений, а другие направления не проявлены совсем или проявлены существенно меньшим количеством геологических стресс-индикаторов. Вероятно, что подобное строение Афипского блока обусловлено его глубинным (внутренним) строением и (или) характером взаимодействия с соседними блоками.

Для восточного Лазаревского блока характерна наибольшая выдержанность складчатых структур по простиранию, незначительная ундуляция шарниров и равномерное развитие антиклиналей и синклиналей (рис. 2). Наиболее распространены структурные парагенезы тектонической трещиноватости, которые связаны с северо-восточной ориентировкой осей максимальных сжимающих напряжений (CB 20-30 °). Более того, в пределах Лазаревского блока структурные парагенезы, связанные с северо-восточным сжатием, часто является единственными, которые проявлены в тектонической трещиноватости и малых дизъюнктивных формах.



Рис. 3. Розы-диаграммы распределения азимутов простирания максимальных сжимающих напряжений (σ_3) для Новороссийского блока (а), Афипского (б), Туапсинской поперечной зоны (в) и Лазаревского блока (г). Показаны азимуты простирания сжимающих напряжений и количество точек наблюдения, где эти направления уверенно фиксируются (наиболее проявлены).

Таким образом, с помощью тектонофизических методов зафиксирована сложная мозаичная структура складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа. По тектонофизическим данным подтверждается обособление трех крупных блоков, соответствующих выделенным Е.Е. Милановским трем неотектоническим ступеням - Новороссийской, Афипской и Лазаревской [Милановский, 1968].

Ориентировка максимальных сжимающих напряжений в Афипском блоке, выявляемая при анализе тектонической трещиноватости и дизъюнктивных систем разного ранга, может быть связана с взаимодействием блоков, в том числе и рассмотренном в работе [Гиоргобиани, Закарая, 1989] Пшадским блоком. Однако, как мы считаем, по своему характеру эти взаимодействия обусловлены не наложением складчатых деформаций, а изначальным действовавшим во время формирования складчатых форм полем напряжений. Вариации данного поля напряжения обеспечили существенные различия в ориентировке главных осей и геологическом типе локальных стресс-состояний.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев С.Л. Флишевая формация: закономерности строения и условия образования. М.: Росвузнаука. 1993. 360 с.
- Борукаев Ч.Б. О палинспастических построениях. Геотектоника. 1970. № 6. С. 32-45.
- Борукаев Ч.Б., Дьяконов А.И. О Туапсинской зоне поперечных сдвигов (Северо-Западный Кавказ) // ДАН СССР. 1964. Т. 155, № 3. С. 552–554.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм её формирования. Тбилиси: Мецниереба. 1989. 60 с.
- Земченко А.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 Серия Кавказская Лист L-37-XXVII. Министерство геологии РСФСР, СКГТУ. М.: 1978. 108 с.
- Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская, лист К-37-IV. Объяснительная записка, СПб: 1999.105 с.
- *Ломизе М.Г.* Фациальная изменчивость келловейских отложений бассейнов рек Белой и Пшехи (Северный Кавказ) в связи со структурно-фациальной зональностью этой территории // Бюлл. МОИП, отд. геол. Т.36, вып.1. 1961. С.89-98.
- Корсаков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-XXXIV (Туапсе). Объяснительная записка. СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2002. 151 с.
- Маринин А.В. Особенности тектонического строения Северской и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2003. № 2. С. 22–24.
- *Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 191-224.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра. 1968. 483 с.
- *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР. Вып.8. М.: Изд-во МГУ. 1963.
- Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра. 1992. 254 с.
- *Панов Д.И., Пруцкий Н.И.* Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Северо-Западного Кавказа. Бюлл. МОИП. Т. 58, вып.1. 1983. С.94-112.
- *Пруцкий Н.И., Лаврищев В.А.* Северо-Западный Кавказ в мезозое // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 92-98.
- *Расцветаев Л.М.* Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 95–113.
- *Расцветаев Л.М.* Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С. 118-127.
- *Расцветаев Л.М.* Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 69-96.
- *Расцветаев Л.М.* Актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 333-373.
- Расцветаев Л.М., Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Литовко Г.В., Компаниец М.А., Трофименко А.А., Корсаков С.Г., Письменный А.Н. Глубинное строение Большого Кавказа // Материалы XXXIV Тектонического совещания. Новосибирск: ГЕО. 2004. С. 100-103.
- Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Тезисы докладов Всероссийской конференции. 13-17 октября 2008 г. М.: ИФЗ. 2008. Т. 1. С. 303-305.
- Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности). В кн.: «Геология Центрального и Западного Кавказа», Т. З. М.: Гостоптехиздат. 1962. С. 5–47.

Шарданов А.Н., Борукаев Ч.Б. Тектоника. Альпийская складчатая система. Таманский полуостров и Западный Кавказ // Геология СССР, Северный Кавказ. М.: Недра. 1968. Т. IX. С. 594-606.

Яковлев Ф.Л. Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 191-224.

БОЛЬШИЕ ПЛОТИНЫ КАК СЕНСОРЫ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Н.А. Марчук

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, n-marchuk@mail.ru

С момента вступления в действие карты ОСР-97 в повышенной сейсмической опасности оказались 32 крупных гидроузла Российской Федерации. Поверочные расчеты устойчивости и прочности плотин с большой натяжкой (по фактической, а не нормативной прочности бетона и завышенным в проектах коэффициентами запаса на сдвиг), показали удовлетворительную степень надежности сооружений под действием сейсмической нагрузки, увеличенной на 2-3 балла.

Вместе с тем, отдельные части сооружений, находящиеся в предельном состоянии, электротехническое и гидромеханическое оборудование этих ГЭС, а также поселки эксплуатационного персонала не отвечают требованиям сейсмостойкости. Если учесть общее старение сооружений, наличие возбужденной сейсмичности в районах расположения некоторых объектов, то необходимость антисейсмических мероприятий становится очевидной. По этой причине ИФЗ РАН с 1992 г. ведет исследования геодинамического влияния на высоконапорные плотины.

Многофункциональные измерительные системы плотин позволяют контролировать изменения состояния геофизических полей во вмещающей геологической среде. Например, в арочногравитационной плотине Саяно-Шушенской ГЭС на р. Енисей высотой 245 м с объемом бетона 9.6 млн. м³ установлено более 13 тыс. датчиков различного назначения. Дренажная сеть плотины в основании и в берегах включает около 700 скважин глубиной до 80 м. Систематическим, а все чаще автоматизированным измерениям подвергаются подвижки в ближайших разломах, напряжения. Деформации, смещения, наклоны, осадки, параметры фильтрационного режима, сейсмологические и метеорологические условия района расположения сооружений. Фиксируется отклик плотин на быстрые и медленные тектонические движения, на подготовительный период землетрясений.

Исследованиями на Чиркейской, Токтогульской, Саяно-Шушенской и других плотинах установлено, что штатными и специальными наблюдениями по существующим измерительным системам можно выделить гидрогеодинамические, деформационные, тензометрические и другие типы предвестников в период подготовки землетрясения на фоне известных зависимостей измеряемых параметров от уровня водохранилища.

Проведены успешные эксперименты по прогнозу землетрясений на Токтогульской (Киргизстан), Чиркейской и Саяно-Шушенской ГЭС, оформленные документально.

Практическое прогнозирование сейсмической опасности с помощью измерительных систем высоконапорных плотин облегчается комплексом предвестников, длинными рядами наблюдений (30-40 км), большим количеством сейсмических событий, известными периодами сейсмической активности, сильными предвестниковыми сигналами, которые не требуют очищения от шумов. Надежность прогнозов легко проверяется при каскадном расположении ГЭС (Токтогульская – Курпсайская, Чиркейская – Миатлинская). Большое количество сейсмособытий позволяет накапливать статистический материал для поиска надежных корреляций. Так, в районе расположения Чиркейской ГЭС в 1999 году определены параметры 873 местных землетрясений, из них 130 энергетического класса K = 10 и выше. На Зейской ГЭС в 2007 году во время высокого паводка зарегистрировано 142 землетрясения, в том числе одно K = 11.8 и одно K = 10.9, отмеченные почти всеми датчиками плотины. Отклик пьезометров на подготовительный период землетрясений составляет десятки метров. Дебит дренажных скважин увеличивается в разы, концентрация химических веществ в дренажных водах увеличивается более чем в 3 раза, деформации в основании и в теле плотины превышают двойное среднеквадратичное отклонение.

Наблюдениями установлено, что наиболее чувствительными и надежными являются гидрогеодинамические предвестники – фильтрационный расход, дебит дрен, пьезометрические уровни, температура и химический состав дренажных вод. Все остальные предвестники учитываются в качестве контрольных (поверочных). По этой причине в представляемой работе главное внимание уделяется именно ГГД-предвестникам. Исследования проводятся в содружестве с эксплуатационным персоналом ГЭС, предоставляющим первичную информацию по результатам натурных наблюдений.

Исследования ГГД предвестников в створах высоконапорных плотин (100 м и более) открывают новые возможности инструментального, комплексного оперативного прогноза землетрясений. Для пояснения этого тезиса обратимся к специфике природно-технической системы «плотина-основание-

водохранилище». Отличительные геофизические свойства этой системы – высокие гидродинамические градиенты и градиенты напряжений в створе плотины и во вмещающем геоблоке, известная годовая гармоника изменения напряжений в основании при наполнении и сработке водохранилища, развитая сеть дренажных скважин и система ее контроля, хорошо изученные сейсмотектонические и геологические особенности региона. На фоне известных зависимостей фильтрационного потока от действующего напора (уровня водохранилища) и раскрытия трещин, связанного с напряжениями в массиве, легко выделяются аномалии параметров фильтрационного потока – пьезометрический уровень и фильтрационный расход в основании или дебит дрен.

При высоких призмах сработки водохранилищ (Чиркейская ГЭС – 40 м, Саяно-Шушенская ГЭС – 40 м, Кёльнбрайн в Австрии – 180 м) поле напряжений в основании изменяется постоянно, вместе с изменениями УВБ. Если к этому добавить природную и возбужденную сейсмичность, дискретность основания и высокие градиенты напряжений, то станет ясно, что поле напряжений в районе створа



б)

a)

высоконапорной плотины постоянно находится в состоянии неустойчивого равновесия. А поскольку среда является двухфазной, то все текущие изменения напряжений в значительной степени компенсируются активной фазой – жидкостью, имеющей свободу выхода в дренажную сеть. Это явление можно наблюдать в основании плотин в виде пульсации дебита дренажных скважин в зоне крупных трещин и тектонических нарушений.

Процесс выявления и идентификации ГГД-предвестников в плотинах является комплексным, поскольку есть возможность одновременного измерения УВБ, дебита дрен, пьезометрических уровней, деформаций скального основания, температуры и химического состава дренажных вод, т.е. одновременно учитывается наличие деформационных, температурных и геохимических предвестников. Это существенно повышает надежность их определения и выполняемых затем прогнозов. Каскадное расположение плотин еще более повышает эту надежность и расширяет рамки применения прогнозов от приводохранилищного района на весь регион в бассейне каскада.

Главной целью обобщения и анализа этих материалов является отработка алгоритма практического прогнозирования геодинамических опасностей эксплуатационным персоналом ГЭС в соответствии с методикой, изложенной в патентах РФ № 2068185 «Способ прогноза землетрясений» и № 2067303 «Способ регистрации современных тектонических движений» 1996 г.

По описанной методике выполнено 12 экспериментальных прогнозов, из которых 2 не подтвердились. С 2006 года по измерительным системам Чиркейской и Миатлинской ГЭС на р. Сулак контролировалась подготовка сильного землетрясения на Северном Кавказе. Решающим сигналом явилось возникновение подвижек в разломе Калудалкал, который расположен в 500 м ниже створа Чиркейской ГЭС. Геодезическими наблюдениями в 2007 году в марте и июне 2008 г. было установлено увеличение скорости смещения в разломе Калудалкал, а измерения в сентябре 2008 г. показали перелом тренда по оси Y и остановку движения по оси X (рис. 1).

По этим сигналам можно было предположить, что свобода деформаций в разломе исчерпана, наступает этап подготовки к срыву напряжений. Для проверки этого предположения и расчета времени до предстоящего события в сентябре 2008 г. были проанализированы ГГД и деформационные предвестники в измерительных сетях плотин Чиркейской и Миатлинской ГЭС. Анализ показал, что начиная с августа 2008 г. резко снизился фильтрационный расход в коллекторе № 1 Чиркейской ГЭС, который собирает дебит нисходящих дренажных скважин (рис. 2, 3).



Рис. 2. Расход воды в коллекторе № 1, Чиркейская ГЭС.



Рис. 3. Показания пьезометра П4-101 в теле плотины Чиркейской ГЭС.

Аналогичная аномалия в коллекторе № 1 отмечалась перед Кизилюртовским землетрясением 31.01.99 г. за 40 суток до сейсмособытия К = 14.8. В основании Миатлинской плотины 16.04.08 г. отмечены необратимые падения пьезометрических уровней на 17-26 м. (П2-3, П4-1, П5-4 и др.), а с начала августа – интенсивное увеличение температуры дренажных вод с 13 до 16 градусов Цельсия. Учитывая близкое расположение термальных вод, можно было предположить, что в этот период наблюдалось поступление глубинных вод в дренаж плотины. Кроме того, в апреле и особенно в июне возросла скорость движения правобережного оползня в створе Миатлинской плотины.

Авторы проанализировали ситуацию на месте и 25 сентября 2008 г. на совещании в Дагестанском филиале «РусГидро» объявили сейсмическую тревогу. Землетрясение произошло 11.10.2008 г. Прогноз тщательно задокументирован. При успешном развитии метода он будет заметным вкладом в решение прогностических задач сейсмологии и изучения возбужденной сейсмичности.

ЛИТОСФЕРНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ, СЕЙСМИЧНОСТЬ И ВАРИАЦИИ СКОРОСТИ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

А.П. Миронов¹, В.К. Милюков¹, Л.А. Латынина²

 1 – ГАИШ МГУ, Москва, almir@list.ru 2 – ИФЗ РАН, Москва, lat@ifz.ru

Работа посвящена поиску взаимосвязи между литосферными деформациями и сильнейшими землетрясениями, а также выявлению глобального механизма, который может вызывать эту зависимость. Проведенный статистический анализ показал существование взаимной связи между локальными проявлениями деформационных полей, глобальными тектоническими процессами и глобальной геодинамикой Земли. Были сделаны оценки геодинамической нагрузки литосферы, которые хорошо согласуются с наблюденными данными.

Введение. Глобальные геодинамические процессы в литосфере могут происходить как следствие воздействия на тектоносферу различных эндо- или экзогенных источников, а так же в результате вариаций состояния собственных характеристик литосферы. Например, такие глобальные эффекты геодинамики литосферы могут проявляться в виде подготовки сильнейших землетрясений. В ряде работ [Фридман и др., 2003; Николаев, 1994; Николаев, 2003] обсуждался вопрос о существовании глобальной компоненты сейсмической активности Земли, вызываемой физическим механизмом, являющим-ся общим для всей планеты.

Из предположений о глобальной природе сильнейших землетрясений следуют важные выводы для изучения тектонических процессов. Землетрясения могут предшествовать и сопровождать возмущения в характере развития глобальных тектонических процессов. Эти возмущения можно обнаружить, так как они распространяются повсеместно на земной поверхности, происходят синхронно и подобны по форме.

Например, в конце 2004 – начало 2005 гг. произошло три катастрофических землетрясения, на Северной Суматре с M = 9.0 (26/12/2004) и M = 8.6 (28/03/2005), и в районе островов Маккуори с M = 8.1 (23/12/2004). В тоже время при регистрации записей литосферных деформаций, в различных геодинамических регионах, Протвино (Подмосковье) и Баксан, (Северного Кавказ) отмечалась схожесть в динамике изменений на периодах от нескольких недель до месяца (рис. 1). Схожесть проявлялась в формировании подобных бухтообразных форм, которые наиболее ярко проявились в период повышенной сейсмической активности Земли [Латынина и др., 2006].



Рис. 1. Записи деформаций земной коры, полученные на станциях Баксан (BKS) и Протвино (PRT, компонента С.-Ю., 3.-В.), за период с 12/12/2004 по 20/06/2005, 190 дней.

Учитывая тот факт, что расстояния между эпицентрами сильнейших землетрясений и деформографическими станциями являются значительными можно предположить, что если эти события синхронны во времени, то их обуславливающий механизм должен иметь глобальный характер. Вопрос выявления такого механизма, влияющего на состояние литосферы, в настоящее время остается открытым и обсуждается. Одной из таких причин может являться инерционное воздействие на геоболочки, вызванное неравномерностью вращения Земли. Механизм таких процессов обусловлен перераспределением напряженно–деформированного состояния земной коры, в том числе, в местах подготовки сейсмических событий, и классифицируется как реакция момента количества движения отдельных блоков или совокупности фрагментов литосферы на изменение скорости вращения Земли [Кропоткин, 1985].

В развитие и для экспериментальной проверки изложенной идеи была исследована взаимосвязь локальных деформационных полей, являющихся проявлением деформационных процессов глобального характера, глобальной сейсмичностью и вариациями скорости вращения Земли на коротких интервалах времени.

Исходные данные. Анализировались записи деформаций и данные по глобальной сейсмичности из предположения, что между этим набором данных существует связь, которая обусловлена более «общим» внешним воздействием. В качестве такого воздействия рассматривалась неравномерность вращения Земли, а именно, вариации длительности суток. Для такого анализа необходимо предварительно «очистить» данные от известных нагрузочных эффектов (лунно–солнечный прилив, океанический прилив, метеозависимость), что бы выявить в остатках искомую глобальную компоненту.

Литосферные деформации представлены оригинальными данными за период с 14/11/2004 по 20/11/2005, 372 дня, со станций Баксан (Северный Кавказ) и Протвино (Подмосковье). Время опроса 1час. С записей сняты приливные деформации и скомпенсировано влияние метеорологических параметров: температуры и атмосферного давления. Баксанские данные – однокомпонентная запись деформаций, полученная с интерферометра-деформографа, ориентированная под азимутом 150 градусов. Протвинские данные имеют две компоненты ориентированные С–Ю и З–В. Для совместного анализа компоненты записей протвинской станции были трансформированные в азимут баксанского регистрирующего прибора (рис. 2).

При анализе сейсмичности использовались данные каталога землетрясений Национального информационного центра по землетрясениям Геологической службы США (USGS, NEIC) за период с 14/11/2004 по 20/11/2005, 372 дня. Для совместного анализа деформационных рядов и глобальной сейсмичности, ряд записей землетрясений был приведен к дискрету 1 час. При этом энергия



Рис. 2. Записи деформаций со станций Баксан (BKS) и Протвино (PRT) за период 14/11/2004 по 20/11/2005, 372 дня. С записей сняты приливные деформации и скомпенсировано влияние метеорологических параметров: температуры и атмосферного давления. Вертикальные пунктирные линии соответствуют моментам сильнейших землетрясений, произошедших за этот период (табл. 1).

Таблица 1. Сильнейшие землетрясения, произошедшие за период с 14/11/2004 по 20/11/2005, полученные из каталога землетрясений Национального информационного центра по землетрясениям Геологической службы США (USGS, NEIC)

| No. | ДАТА | ВРЕМЯ | МАГНИТУДА | ПРИМЕЧАНИЯ |
|-----|------------|----------|-----------|------------------|
| 1. | 2004-11-15 | 09:06:56 | 7.2 | |
| 2. | 2004-11-22 | 20:26:24 | 7.1 | |
| 3. | 2004-11-26 | 02:25:03 | 7.1 | |
| 4. | 2004-11-28 | 18:32:13 | 7.0 | |
| 5. | 2004-12-06 | 14:15:11 | 6.8 | |
| 6. | 2004-12-23 | 14:59:00 | 8.1 | Острова Маккуори |
| 7. | 2004-12-26 | 00:58:53 | 9.0 | Северная Суматра |
| 8. | 2005-02-05 | 12:23:18 | 7.1 | |
| 9. | 2005-03-02 | 10:42:12 | 7.1 | |
| 10. | 2005-03-28 | 16:09:36 | 8.6 | Северная Суматра |
| 11. | 2005-05-19 | 01:54:52 | 6.9 | |
| 12. | 2005-06-13 | 22:44:33 | 7.8 | |
| 13. | 2005-07-24 | 15:42:06 | 7.2 | |
| 14. | 2005-08-16 | 02:46:28 | 7.2 | |
| 15. | 2005-09-09 | 07:26:43 | 7.8 | |
| 16. | 2005-09-26 | 01:55:39 | 7.5 | |
| 17. | 2005-10-08 | 03:50:40 | 7.7 | |
| 18. | 2005-11-14 | 21:38:51 | 7.0 | |



Рис. 3. Распределение выделения сейсмической энергии за период с 14/11/2004 по 20/11/2005, 372 дня, построенное по данным глобального каталога сейсмичности Национального информационного центра по землетрясениям Геологической службы США (USGS, NEIC). Вертикальные пунктирные линии соответствуют моментам сильнейших землетрясений, произошедших за этот период (табл. 1).

землетрясений суммировалась в часовом окне. Если в одном из часовых интервалов событий зафиксировано не было, то ему присваивалось нулевое значение (рис. 3).

Ряд вариаций скорости вращения Земли был получен на основе данных из каталога Международной службы оценки параметров вращения и координат Земли (IERS) за указанный период, из которого были выбраны значения вариаций длительности суток (LOD). Данные были очищены от прилива твердой Земли и океанической нагрузки. В результате были построены остаточные вариации длительности суток δLOD (рис. 4).



Рис. 4. Остаточные вариации длительности суток *δLOD*, полученные из каталога Международной службы оценки параметров вращения и координат Земли (IERS) за период с 14/11/2004 по 20/11/2005, 372 дня.

Методика анализа. При анализе пространственно-временных зависимостей между рядами деформаций Баксан (BKS,) и Протвино (PRT), глобальной сейсмической активностью (MAG) и остаточными вариациями длительности суток (δLOD) вычислялись двух- и трехмерные коэффициенты корреляции, используя следующий алгоритм: исходные временные ряды делились на равные части без перекрытия, при этом интервал деления варьировался от 72 часов (3 суток) до 336 часов (14 суток) с шагом в 24 часа; внутри полученных интервалов между рядами вычислялась линейная корреляция (парная и тройная).

Результаты анализа. Корреляционные функции для рядов деформации на станциях Баксан и Протвино показывают, что существует связь в динамике изменения деформационных полей для различных по геодинамике и удаленных друг от друга районов. Модуль корреляционной функции для рядов меняется во времени, максимальные значения достигают 0.9, оставаясь в среднем достаточно высоким на уровне 0.5 (рис. 5). Таким образом, анализ показал на статистически значимом уровне существование составляющей глобального характера для деформационных полей.



Рис. 5. Модуль корреляции между деформационными рядами Баксан (BKS) и Протвино (PRT) с шагом разбиения 7 суток.

Связь деформаций и сейсмичности слабее, сводный (трехмерный) коэффициент корреляции для данных рядов наблюдения существенно меньше, чем для корреляции между рядами деформаций (рис. 6), но в моменты сильнейших землетрясений (события 6, 7, 8, 9, 11 и 13) он возрастает.

Для оценки степени воздействия изменений скорости вращения Земли на деформации литосферы вычислялась трехмерная корреляции для рядов деформаций и вариаций длительности суток. Корреляция показывала очень высокие значения, среднее 0.85 (рис. 7). Для проверки правдоподобности столь высоких значений был произведен расчет трехмерного коэффициента корреляции между рядами деформаций и синтетическим рядом случайных чисел (рис. 8). Корреляция между деформациями и рядом случайных чисел существенно меньше, среднее значение 0.14. Это указывает на то, что связь между деформациями и вариациями длительности суток неслучайная.

Модуль коэффициента корреляции между вариациями длительности суток и глобальной сейсмической активностью в целом несущественный, но, как и в случае с трехмерной корреляцией между



Рис. 6. Коэффициент корреляции между рядами Баксан (BKS), Протвино (PRT) и сейсмической активности (MAG) с шагом разбиения 3 суток.



Рис. 7. Коэффициент корреляции между рядами Баксан (BKS), Протвино (PRT) и вариациями длительности суток (δLOD) с шагом разбиения 3 суток.



Рис. 8. Коэффициент корреляция между рядами деформации Баксан (BKS), Протвино (PRT) и рядом случайных чисел (RANDOM).



Рис. 9. Модуль корреляции между рядами сейсмической активности (MAG) и вариациями длительности суток (δ LOD) с шагом разбиения 3 суток.

глобальной сейсмичностью и деформационными рядами, увеличивается в момент сильных землетрясений (рис. 9). Т.е. в моменты сейсмического затишья изменений скорости вращения планеты слабо влияет на сейсмическую активность Земли, в моменты сильнейших землетрясений данная связь усиливается.

Обсуждение. Полученные результаты свидетельствует о том, что существует неслучайная связь между динамикой режимов состояния литосферы для различных участков земной коры и сильнейшими землетрясениями, которые могут быть обусловлены глобальным эффектом, связанным с вариациями скорости вращения Земли.

В качестве физического подтверждения такого эффекта были получены оценки деформаций земной коры, которые могут возникать при вариациях угловой скорости вращения Земли на месячных интервалах времени.

Вариации скорости вращения Земли, приводит к изменениям центробежной силы, которая действует на поверхность, вызывая дополнительную нагрузку. С учетом центробежной силы, действующей на единицу поверхности, горизонтальные компоненты тензора деформации определяются следующими выражениями:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{P_n}{E} (\cos - \upsilon \sin), \qquad (1)$$
$$\varepsilon_{yy} = -\upsilon \frac{P_n}{E} (\cos + \sin), \qquad (1)$$

где E, v – упругие модули Юнга и Пуассона; φ – широта точки наблюдения; P_n – центробежная сила, действующая на единицу поверхности:

$$P_n = \rho h \omega^2 \left(\frac{\beta G M_e}{g_e (\beta + \sin^2)} \right)^{1/2} \cos \quad , \tag{2}$$

где ρ – плотность слоя толщины h; ω – вариации скорости ращения Земли; β – избыток ускорения силы тяжести на полюсе Земли по сравнению с экватором к ускорению силы тяжести на экваторе; G – гравитационная постоянная; M_e – масса Земли; g_e – нормальное ускорение силы тяжести на экваторе.

На периодах 2-5 недель характерные остаточных вариаций длительности суток, по данным каталога IERS, составляют 0.5×10^{-3} с. Таким образом, для слоя толщиной 3 км оценки модуля продольных деформаций, вызванные изменением центробежной силы, составляют 70×10^{-9} стрейн для Баксана и 50×10^{-9} стрейн для станции Протвино. Анализ оригинальных записей со станций Баксан и Протвино показывает, что изменения деформаций на месячном интервале в среднем составляют, соответственно, 76 и 63 (табл. 2). Таким образом, полученные оценки хорошо согласуются с наблюденными данными.

| Таблица 2. | Среднее | значение | модуля | деформации | земной | коры | на | месяч- |
|------------|----------|------------|----------|-------------|--------|------|----|--------|
| | ном инте | ервале и е | го расче | тная оценка | | | | |

| Станция | Среднее на месячном интервале, ×10 ⁻⁹ стрейн | Расчетная оценка, ×10 ⁻⁹ стрейн | | | |
|----------|--|---|--|--|--|
| Баксан | 76 | 70 | | | |
| Протвино | 63 | 50 | | | |

Выводы. Выявлена глобальная компонента деформационных полей, проявляющаяся повсеместно на коротких интервалах времени, наиболее ярко наблюдаемая на интервалах от нескольких суток до месяца.

Проведенный статистический анализ показал существование взаимной связи между локальными проявлениями деформационных полей, глобальными тектоническими процессами и глобальной геодинамикой Земли. Данная связь носит неслучайный характер и сохраняется на различных пространственно-временных масштабах.

Глобальная компонента деформационных полей хорошо согласуется с геодинамической моделью дополнительной нагрузки литосферы, вызванной неравномерностью вращения Земли. Скорее всего, механизм возбуждения таких деформаций обусловлен изменением скорости вращения планеты.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00786-а.

ЛИТЕРАТУРА

Кропоткин П.Н. Новая геодинамическая модель образования структур в земной коре // Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука. 1985. С. 12-29.

Латынина Л.А., Милюков В.К., Васильев И.М. Сильнейшие землетрясения и глобальные тектонические процессы // Наука и технология в России. 2006. № 1-2 (78-79). С. 4-6.

Николаев В.А. Исследование напряженного состояния литосферы на основе анализа связи земных приливов и сейсмичности. М.: ООО Анахарсис. 2003. 236 с.

Николаев В.А. Пространственно-временные особенности связи сильных землетрясений с приливными фазами // Наведенная сейсмичность. М.: Наука. 1994. С. 103-114.

Фридман А.М., Клименко А.В. Две компоненты сейсмической активности Земли и их связь с особенностями суточного вращения // Нелинейные волны 2002 (Отв. ред. А.В. Гапонов-Грехов, В.И. Неноркин). Нижний Новгород: ИПФ РАН. 2003. С. 133-155.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДВЕСТНИКИ НЕКОТОРЫХ ОЩУТИМЫХ ЗАКАРПАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (УКРАИНА) И ГЕОМЕХАНИКА ОЧАГОВЫХ ЗОН ЛИТОСФЕРЫ РЕГИОНА

А.В. Назаревич

Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины (Ко ИГФ НАНУ), Украина, Львов, <u>nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua</u>

Введение. Украинское Закарпатье является сложным по тектоническому строению литосферы [Чекунов и др., 1969; Хоменко, 1978; Литосфера..., 1987-1993; Исследования..., 2005,] и одним из наиболее сейсмоактивных регионов Украины [Карпатский..., 1978; Мельничук, 1982; Пронишин и др., 1982; Назаревич, 2008; Назаревич и др., 2006, 2007а, 2007б, 2008; Nazarevych et al., 2006; Nazarevych et al., 2006]. Сейсмичность региона изучена за тысячелетний период по историческим данным, а с 1961 г. – по данным инструментальных исследований, действующая сеть сейсмических и комплексных режимных геофизических станций (РГС) и расположение отдельных пунктов геофизических наблюдений в Закарпатье показаны на рис. 1. Местные землетрясения характеризуются такими параметрами: магнитуда М до 2-4.7, энергетический класс К до 7-14, интенсивность сотрясений И до 3-8, глубины гипоцентров H = 3-16 км. Местная сейсмичность вызвана региональным тектоническим процессом, который характеризуется (по данным геодезических [Сомов, 1990; Демедюк и др., 1998] и деформографических [Латынина и др., 1993; Варга и др., 2002] исследований) общим сжатием порядка 13×10⁻⁶ в год в северо-северо-восточном (антикарпатском) направлении (с определенными локальными особенностями [Демедюк и др., 1998; Назаревич и др., 20076, 2008; Nazarevych et al., 2006; Nazarevych et al., 2006] (см. ниже)). Особенности регионального тектонического процесса активно изучаются на протяжении последних десятилетий также с помощью других геофизических, геологических, геодезических и геоморфологических методов [Карпатский..., 1978; Мельничук, 1982; Литосфера..., 1987-1993; Исследования..., 2005]. Это позволило сделать вывод, что кроме общего тектонического режима литосферы особенности сейсмичности Закарпатья определяются также особенностями строения и геомеханики земной коры региона и отдельных сейсмогенных зон. Особенно ярко такие особенности проявляются в периоды активизации местного сейсмотектонического процесса, они четко отображаются в геофизических предвестниковых аномалиях. Анализ таких особенностей на примере последней активизации Виноградовской сейсмогенной зоны Закарпатья, а также их связи с современной и неогеновой геодинамикой литосферы региона представлен в данной работе.

Периоды активизации сейсмотектонического процесса в Закарпатье и их отражение в геофизических полях. Сейсмичность. Последняя значительная активизация Виноградовской сейсмогенной зоны Закарпатья (предыдущая имела место в 1983 г. – 2 ощутимых землетрясения с магнитудой M = 2.9/2.9 (K = 9.7/9.7) и интенсивностью сотрясений U = 4-5, сопровождавшиеся геоакустическим предвестником) и прилегающих территорий состоялась в январе – мае 1989 г. Она началась рядом слабых землетрясений (K = 6.3-6.7) и завершилась 6 мая двумя ощутимыми землетрясениями с U = 5 (локализацию эпицентров см. на рис. 1). Этот период характерен тем, что сейсмическая активизация в это время мигрировала вдоль линии Карей (Румыния) – Виноградово – Межгорье (антикарпатского направления). Причем, сначала (25 февраля) состоялись два значительных землетрясения (K = 6.3 и K = 6.7) землетрясения в районе Межгорья, и наконец (6 мая по Гринвичу, или 5-6 мая по местному времени) – 2 ощутимых (K = 9.1 и K = 8.4) землетрясения с интервалом около 4 ч. в районе Виноградово.

Геофизические поля. Геофизические исследования, направленные на поиск предвестников и прогноз местных землетрясений, проводятся в Закарпатье уже с 70-х годов 20 века, сначала отдельные, в основном, экспериментальные и опытно-методические, а с 1979-80 гг. – режимные сейсмопрогностические на созданном Карпатском геодинамическом полигоне. Такие исследования ведутся на сети РГС и отдельных экспериментальных пунктов и пунктов повторных наблюдений (рис. 1.). Во время этих исследований получен большой и очень ценный фактический материал (в первую очередь непрерывные многокомпонентные ряды разных геофизических данных из разных пунктов полигона), который в значительной мере проанализирован и опубликован [Исследования..., 2005]. Здесь мы рассмотрим период сейсмической активизации в Закарпатье январь – май 1989 г., который хорошо


Рис. 1. Геомеханический режим литосферы западного и центрального Закарпатья (здесь: *1* – населенные пункты; *2* – районные центры; *3* – режимные геофизические станции (РГС); *4* – Закарпатский глубинный разлом (внутренняя юго-западная граница Карпат); *5* – внутренняя (юго-западная) граница Скибовой зоны Карпат; *6* – изолинии вертикальных движений земной поверхности (поднятий – опусканий) с интервалом 1 мм/год; *7* – зона опусканий; *8* – горизонтальные деформации растяжения–сжатия земной коры в районе Свалявы (по геодезическим данным); *9* – горизонтальные деформации сжатия–растяжения земной коры в районе Берегово (по деформографическим данным).

отражен в разных (деформография, геоакустика, геоэлектрика, геомагнетизм) геофизических полях, что позволяет провести комплексный анализ данных.

Деформография. Деформографические исследования в Украинском Закарпатье начаты более 20 лет назад по инициативе О.И. Юркевич и при активном участии известного специалиста в этой области Л.А. Латыниной (ОИФЗ РАН, Москва). Исследования сосредоточены в районах городов Берегово и Королево (рис. 1), что предопределенно важностью данных районов, как ключевых в тектонической структуре литосферы субрегиона, а также наличием здесь пригодных для таких исследований подземных выработок. Деформографическая станция «Берегово-1» («Мужиево») (географические координаты $\phi = 48.2^{\circ}, \lambda = 22.7^{\circ}$), данные которой анализируются ниже, находилась в разведывательной штольне № 22 на южном склоне горы Мужиевской (Большой Береговской, 3 км к юго-востоку от г. Берегово (рис. 1)) в подножии ее вершинного купола. Она состояла из двух горизонтальных кварцевых деформографов длиной 28 м (азимут 37°) и 12 м (азимут 73°). Зарегистрированные на этой станции деформации массива пород горы Мужиевской за период с лета 1986 до лета 1990 г. приведены в [Латынина и др., 1993]. В процессе анализа хода деформаций в контролируемом массиве пород нами выделен деформационный предвестник анализируемых Виноградовских землетрясений, который качественно (сжатие сменилось растяжением) и по временному развитию хорошо корреспондируется с выделенным и проанализированным нами раньше (см. ниже, а также в [Назаревич и др., 2007а] и др.) геоакустическим предвестником этого же землетрясения. О самом предвестнике коротко можно сказать следующее: изменения деформационных процессов в массиве пород горы Мужиевской, начались за 5 месяцев до будущих землетрясений, что близко к значениям, полученным по результатам анализа геоакустического предвестника этих же землетрясений. Изменения деформаций по деформографу d1 носили качественный характер (сжатие сменилось растяжением) и составляли по величине около 11×10^{-7} относительно текущей трендовой составляющей ряда **d**1. После землетрясений изменился характер деформационных процессов в массиве пород горы Мужиевской – по деформографу d1 среднегодовое сжатие величиной 10.5×10^{-7} сменился растяжением величиной 4.1×10^{-7} , по деформографу d2 среднегодовое сжатие с 23×10^{-7} уменьшилось до 9.6×10^{-7} .

По величине этого предвестника и специально разработанной методике нами оценены величины деформаций в очаговой области данного землетрясения (D30 мм) и смещения по разрыву в его очаге ($D_s \approx 3$ мм). Эти данные хорошо коррелируют с определенными нами по другим методикам такими же параметрами и для других близких по энергии местных землетрясений [Назаревич и др., 2007а,

2007б]. Сама методика разработана нами на основе результатов выполненных ранее исследований по установлению зависимостей между магнитудой (классом) местных закарпатских землетрясений и длиной разрыва в их очаге, которые проведены на основе анализа спектрального состава сейсмического излучения и с привлечением разных математических моделей (Д. Брюна, Сато и Хирасавы, Мадарьяги и др.). Здесь также использованы результаты И. Добровольского по исследованию пространственного распространения деформационных возмущений из очаговой зоны.

Геоакустика. Геоакустические исследования в Закарпатье проводятся с 1979 года, сначала в разных пунктах, как периодические опытно-методические работы, а с лета 1982 г. – в непрерывном режиме в штольне № 23 на горе Мужиевской (Большой Береговской). В основе влияния изменений напряженно-деформированного состояния (НДС) горных пород на скорости распространения в них упругих волн лежит микротрещинный физический механизм. Методика, аппаратура и результаты режимных геоакустических сейсмопрогностических исследований детально описаны ранее. Один из наиболее интересных фрагментов временных рядов (временные изменения фазы/скорости ультразвука в породах, среднесуточные значения) в периоды активизации сейсмотектонического процесса в Закарпатье, а именно за январь – май 1989 г. приведен в [Исследования..., 2005]. Анализом этой и других зарегистрированных геоакустических аномалий – предвестников местных закарпатских землетрясений обнаружены важные закономерности временного хода и спектрально-временной структуры этих аномалий, где четко отображаются разные фазы подготовки данных землетрясений.

Так, периоды активизации местного сейсмотектонического процесса, которые наступают после фазы относительного покоя (Фазы 0,), начинаются Фазой 1 (фазой глубинной субрегиональной активизации) за несколько (3-7-12-20) недель до будущего землетрясения и приводят к накоплению напряжений в зоне его подготовки. Они сопровождаются повышением в 3-5 раз фоновых амплитуд геоакустических вариаций (скорости распространения зондирующих ультразвуковых волн), которое ярче всего выражено в диапазоне криповых движений (на периодах 3-5 часов), с характерными криповыми микроземлетрясениями на этих же частотах при небольших изменениях среднего уровня значений фазы (скорости) принятого зондирующего ультразвукового сигнала. Следующая фаза подготовки землетрясения – **Фаза 2**, фаза «приповерхностной», локальной активизации, когда начинается формирование будущей очаговой зоны. Она начинается за 3-20 суток до будущего землетрясения и сопровождается микросейсмическими криповыми бурями с амплитудами вариаций в 20-100 раз выше фоновых (особенно в указанном диапазоне периодов) при значительных (до 4-5%) бухтообразных изменениях полного среднего значения фазы (скорости) зондирующих волн. Дальше наступает Фаза 3, когда напряжения перераспределяются и концентрируются непосредственно в будущем очаге землетрясения, нарастают вплоть до достижения здесь границы прочности пород и влекут само землетрясение. В это время напряжения в более отдаленных областях среды и соответственно величины полного среднего значения фазы (скорости) зондирующих волн и амплитуды микросейсмической бури несколько снижаются. Цикл активизации завершается Фазой 4 (фазой релаксации) в течение 1-10 суток после землетрясения возвращением величин вариаций и среднего значения фазы/скорости ультразвука к начальному спокойному уровню.

Важно также отметить, что проведенная нами с помощью специально разработанной методики геомеханическая интерпретация этой и других геоакустических предвестниковых аномалий [Назаревич и др., 2007а] показали наличие во время таких аномалий режима растяжения в массиве пород горы Мужиевской, что полностью совпадает с данными прямого деформографического метода.

Геомагнетизм. Тектономагнитные исследования – один из первых и наиболее широко развитых на Закарпатье геофизических методов [Карпатский..., 1978; Исследования..., 2005]. На основе изучения изменений во времени аномального магнитного поля они дают возможность изучать особенности структуры и современной геодинамики литосферы. В частности, физической основой этих исследований относительно изучения геодинамики территории является, в первую очередь, пьезомагнитный и электрокинетический эффекты. Первый из них заключается в изменениях магнитного поля при изменениях НДС массивов пород за счет их пьезомагнитной чувствительности, а второй – в изменениях магнитного поля за счет изменения в земной коре токов разной природы при изменениях НДС пород. Для сейсмопрогностических исследований используется методика дифференциальных (разностных) наблюдений, то есть, для поиска аномальных эффектов используются среднесуточные разности модуля геомагнитного поля (T), синхронно измеренного в разных пунктах. При этом имеется в виду, что практически все вариации, предопределенные глобальными источниками и внешним полем, на близко расположенных пунктах являются идентичными и, следовательно, в разностных значениях исключаются, а в разностных поле T остаются только аномальные изменения, связанные с сейсмотек-

тоническим процессом в литосфере. Они вызваны собственно тем, что в районе отдельных пунктов этот процесс является разным и по-разному отражается в магнитном поле.

При геодинамических и сейсмопрогностических исследованиях в Закарпатье геомагнитные наблюдения проводились на сети РГС и в ряде дополнительных пунктов (рис. 1), регистрация модульных значений поля Т велась протонными магнитометрами МПП-1М с чувствительностью 0.1 нТл. Амплитуды аномалий в разностном поле ΔТ составляют первые единицы нТл. Для данного исследования интерес представляют изменения ΔТ между режимными геофизическими станциями «Тросник» и «Нижнее Селыще» за первые месяцы 1989 года. Коротко характеризуя эти данные, отметим, что на начальном участке (от начала января до половины марта) флуктуации ΔТ не превышают 0.5 нТл. Дальше наблюдается двухступенчатая аномалия – сначала спад на 1 нТл в период с половины марта до конца первой декады апреля, потом еще один спад на 1 нТл в течение второй декады апреля. Дальше началось возобновление уровня поля, которое длилось до конца мая, на его фоне и произошли анализируемые Виноградовские землетрясения 5-6 мая.

Геоэлектрика. Геоэлектрические исследования сейсмотектонических процессов проводились на территории Карпатского геодинамического и сейсмопрогностического полигона в пункте «Колодно» (см. рис. 1), заложенном в эпицентральной зоне Углянских землетрясений 1979 г. [Исследования..., 2005]. Исследования проводились методом непрерывного межскважинного измерения электрического сопротивления горных пород с помощью специально разработанной аппаратуры мостового компенсационного типа. Основной физический механизм влияния изменений НДС пород на их электрическое сопротивление – изменения структуры токопроводящих каналов пород, в первую очередь за счет изменения структуры трещинно-порового пространства и прямого или диффузионного проникновения в ни, либо вытеснения из них воды.

Зарегистрированные в 1989 г. на пункте «Колодно» вариации сопротивления горных пород показывают, что с начала января к третьей декаде февраля наблюдается спокойное трендовое снижение сопротивления пород. Дальше практически к самому моменту землетрясения (6 мая) наблюдается заметное отклонение от тренда, на фоне которого проявляются повышенные сравнительно короткопериодные (длительностью 4-7 дней) флуктуации сопротивления. После землетрясения средний наклон графика опять растет (возобновляется трендовый ход, только смещенный вверх относительно предыдущего спокойного тренда приблизительно на 0.2 Ом), но повышенные флуктуации сохраняются, дополнительно проявляются также более длиннопериодные (длительностью до 2-3 недель) компоненты. Возвращение хода изменений сопротивления пород к предыдущему, предактивизационному тренду начинается с ноября и завершается в феврале – марте 1990 г.

Анализ результатов. Короткий сравнительный анализ результатов показывает следующее. Все указанные геофизические аномалии (после исключения постоянной и трендовой составляющих) имеют подобный характерный вид и достаточно синхронное развитие во времени, хотя время начала все же несколько разное. Так, раньше всех – с декабря 1988 г. начинается деформационная аномалия, несколько позже, с конца января 1989 г. – геоакустическая, еще позже, с конца февраля – геоэлектрическая, и позже всех, с середины марта – геомагнитная аномалия. Такое несовпадение времени начала разных аномалий может быть связано как с разной природой и физико-информационными характеристиками соответствующих геофизических полей относительно отображения хода местного сейсмотектонического процесса, так и с разной локализацией пунктов соответствующих наблюдений относительно очаговой зоны и местных геоактивных тектонических структур.

В первых трех аномалиях (деформационной, геоакустической и геомагнитной) более-менее четко выделяются описанные при анализе геоакустической аномалии 4 фазы процесса сейсмотектонической активизации. Исключение составляет геоэлектрическая аномалия, для которой можно выделить описанные выше в соответствующем подразделе 3 фазы процесса, которые отличается по характеру, длительности и временной локализации относительно анализируемых землетрясений от фаз процесса первых трех аномалий. Одной из причин этого может быть сравнительная отдаленность (около 45 км) пункта геоэлектрических исследований «Колодно» от очаговой зоны Виноградовских землетрясений, другой – особенности сейсмотектонического процесса в данной очаговой зоне и его связи с соседними зонами субрегиона. Этот вопрос нуждается в отдельном детальном рассмотрении с привлечением данных о тектоническом строении земной коры этой территории и другой геофизической информации.

Геомеханика литосферы Закарпатья и особенности проявления предвестников местных землетрясений. Интересным развитием описанных здесь работ является исследование связи особенностей проявления перечисленных выше и других предвестников местных землетрясений с геодинамикой литосферы субрегиона. Для этого приведем коротко результаты проведенных нами ранее в этом направлении исследований.

Современная геомеханика литосферы Закарпатья. Комплексный анализ геодинамики литосферы Закарпатского прогиба проведен совместно с Л.Назаревич по геодезическим (нивелировка, светодальномерные и GPS-исследования) и геофизическим (деформография, геоакустика, сейсмология, геотермия, геомагнетизм и др.) данным и подробно описан в ряде публикаций ([Назаревич и др., 2007, 2008а] и др.). По результатам данных исследований определены основные черты геомеханики литосферы субрегиона и установлен сложный характер пространственного распределения режимов растяжения и сжатия (рис. 1). Установлено, что в районе Свалявы фиксируется обстановка общего субдиагонального растяжения. Главные деформации растяжения величиной $1.5-3 \times 10^{-7}$ ед./год ориентированы в направлении, близком к антикарпатскому (азимут около 70°), а сопутствующие деформации «сужения» (стимулируемые также и действием бокового распора окружающих массивов пород) величиной до 1×10^{-7} ориентированы в направлении, близком к антикарпатском самокового распора окружающих массивов пород) величиной до 1×10^{-7} ориентированы в направлении, близком к антированы в направлении бокового распора окружающих массивов пород) величиной до 1×10^{-7} ориентированы в направлении, близком к сопровождаются опусканием дневной поверхности в районе Свалявы величиной до 1-2 мм/год.

В отличие от района Свалявы в районе Береговского холмогорья (а также далее на восток) наблюдается сжатие горных пород величиной около 3×10^{-6} ед./год (см. рис. 1) в направлении, близком к широтному (азимут около 80°), и небольшое расширение в субмеридиональном направлении (азимут около 150°), что сопровождается поднятием земной поверхности величиной 0.7-1.4 мм/год и более.

Данные геодинамические процессы корреспондируются с пространственно-временными (подробнее см. ниже), энергетическими и спектрально-энергетическими характеристиками местной сейсмичности (в частности, по параметру крипекс местных землетрясений, который в общем выступает хорошим индикатором наличия здесь обстановок растяжения и сжатия), поэтому необходим учет этих процессов при уточнении сейсмической опасности в субрегионе.

Такой сложный характер геодинамических процессов в таком относительно небольшом по территории субрегионе связан со сложными процессами его формирования и развития, в основном уже проанализирован нами ранее ([Назаревич и др., 2008а, 2008б] и др.), а некоторые новые аспекты этих вопросов частично описаны ниже.

Интересным в связи с этим является в частности следующее. Геомагнитными исследованиями геодинамических процессов в Закарпатье, проведенными ранее под руководством В.Кузнецовой и с применением разных методик [Карпатский..., 1978] выявлены, в частности, три подзоны, каждая из которых имеет свои особенности динамики аномалий векового хода геомагнитного поля. Южная подзона a (p-ны городов Берегово, Виноградово, Хуст) характеризуется за период наблюдений незначительными изменениями, которые не выходят за пределы 3 σ . В северной подзоне e (вблизи Свалявы) в это же время наблюдается уменьшение амплитуд аномалий векового хода, а в центральной зоне δ (которая подковой окружает зону e с юга, востока и северо-востока) – их рост. Сопоставив эти данные с пространственными особенностями геомеханического режима литосферы (рис. 1), можем констатировать, что зона a отвечает области умеренного латерального сжатия литосферы, зона e – области ее растяжения, а зона δ – области перехода от режима растяжения к режиму сжатия и, по нашему мнению, это не простое совпадение, а генетическая связь, физика которой нуждается в изучении.

Геомеханика литосферы и предвестники местных землетрясений. Во время проведения многолетних сейсмопрогностических исследований в районе Береговского холмогорья уже раньше нами были замечены определенные особенности проявления геофизических предвестников местных закарпатских землетрясений. Так во время периодов активизации сейсмотектонического процесса в Закарпатье в 1983 и 1989 гг. на геоакустическом и деформографическом пунктах «Мужиево» (рис. 1) были четко зарегистрированные предвестники Виноградовских землетрясений [Назаревич и др., 2007], эпицентры которых расположены на расстоянии $\Delta = 23$ км к востоку от пунктов регистрации (см. рис. 1). Зафиксированы также предвестники румынских землетрясений с К = 7.7/8.6 (Мармарош и горы Родна, $\Delta = 130$ км), геоакустические вариации при подготовке слабых (K = 7) землетрясений в районе с. Довгого (к востоку от Иршавы, $\Delta = 50$ км). В то же время подготовка землетрясений из района Мукачево (К = 8.1, Δ = 22 км) и Ужгорода (К = 8.0/7.5, Δ = 48 км) не отобразилась в геоакустических вариациях. Тогда мы считали причиной таких особенностей концентрацию распространения изменений напряжений и деформаций вдоль Припаннонского глубинного разлома, который проходит к югу от Береговского холмогорья и пунктов регистрации (см. рис. 1). Сейчас же, после установления особенностей пространственной картины геомеханического режима литосферы региона основной причиной разной «чувствительности» тектонической структуры Береговского холмогорья в разных направлениях является, по нашему мнению, именно разный геомеханический режим литосферы Закарпатья в соответствующих направлениях (рис. 1) – сжатие в восточном, юго-восточном и северовосточном (в направлениях на эпицентры землетрясений из Довгого, Виноградова, Мармароша и гор Родна) и растяжение в северном и северо-восточном (в направлениях на Мукачево и Ужгород). Физика этих особенностей следующая – в условиях сжатия борта разломов, берега разрывов и трещин тесно взаимодействуют между собой, поэтому изменения напряженно-деформированного состояния пород передаются в зонах сжатия хорошо и распространяются в литосфере на значительное расстояние. Вместо этого в условиях растяжения борта разломов, берега разрывов и трещин взаимодействуют между собой сравнительно более слабо, поэтому изменения напряженно-деформированного состояния пород в зонах растяжения передаются хуже и распространяются на меньшие расстояния. Это в частности, может быть также одной из основных причин разных величин зон проявления предвестников, установленных другими исследователями в разных сейсмоактивных регионах мира. Таково короткое изложение этого вопроса, более детальный анализ его требует отдельного рассмотрения.

Неогеновая тектоника и современная геодинамика и сейсмичность литосферы Закарпатского прогиба. Одним из новейших комплексных результатов анализа геодинамики Закарпатья стало исследование связи неогеновой тектоники литосферы Закарпатского прогиба с его современной геодинамикой и сейсмичностью. Коротко результаты этих исследований заключаются в следующем. Нами были проанализированы с геодинамической точки зрения результаты исследований структуры неогеновых отложений Закарпатского прогиба, проведенных в последние годы во Львовском отделении УкрГГРИ (М. Петрашкевич, П. Лозыняк, Я. Мисюра). Эти результаты указывают на достаточно резкие во времени и сильно дифференцированные и мигрирующие в пространстве изменения геодинамического режима литосферы прогиба. Само формирование прогиба (что возможно в условиях определенного растяжения) началось в восточной его части (современная Солотвинская впадина, на восток от Оашского меридионального разлома (см. рис. 1)) в узкой (порядка 7-10 км) полосе от Вел. Бычкова и Солотвина через Терново к Горинчеву (Грушевский покров, нижний миоцен, граница с палеогеном, около 23 млн. лет назад). Следующий, Терешульский покров указывает на развитие прогиба дальше полосой на запад (и несколько на юг) через Буштыно, Велятин, Вел. Копаню, Заречье, Залужье, Мукачево, Зняцьово, Холмок (к границе Закарпатья со Словакией), расширение его в восточной и центральной частях до 10-15 км, а в районе Рахов – Вел. Бычков – до 15-18 км (от границы с Румынией на юге вплоть до зоны Закарпатского разлома на севере) и к востоку – к Мармарошскому кристаллическому массиву. Следующий, Новоселицкий покров указывает на расширение прогиба на большую часть его современной площади – прогибание занимает практически всю Солотвинскую впадину и большую часть Чоп-Мукачевской (простирающейся от Оашского разлома до западной границы Закарпатья (см. рис. 1)), за исключением полосы современной вулканической гряды на севере и приграничного (к словацкой границе) участки на западе шириной до 15 км. Следующие, Солотвинский и Тересвинский покровы покрывают уже почти весь прогиб (за исключением островка в районе Оноковцы – Ужгород – Барановцы – Ратовцы – Сторожница). Зато отложения сармата (время формирования около 10 млн. лет назад) покрывают уже практически только современную Чоп-Мукачевскую впадину, что свидетельствует о существенном изменении геодинамических процессов - Солотвинская впадина переходит в режим сжатия и поднятия.

Сопоставление этих данных с современной геодинамикой субрегиона показывает, что миграция процессов прогибания коры с востока на запад продолжалась от начала неогена до последнего времени, сейчас эти процессы имеют место на самом западе данной территории и в бассейне реки Латорицы (см. рис. 1). Что касается местной сейсмичности, то она (по результатам проведенных нами совместно с Л. Назаревич новых уточненных определений с применением Закарпатского расчетного годографа) приурочена к структурам донеогенового фундамента, которые контролируют распространение и структуру перечисленных выше неогеновых осадочных покровов. В частности это касается совпадения в плане Терешульского покрова с полосой повышенной сейсмичности, простирающейся с запада на восток вдоль Чоп-Мукачевской впадины, примерно посредине между расположенным южнее, в зоне границы с Венгрией Припаннонским и севернее – Закарпатским глубинными разломами (см. рис. 1). Также известная зона Углянских землетрясений (Солотвинская впадина, район пункта «Колодно» (см. рис. 1)) совпадает с зоной интенсивных дифференцированных опусканий, имевших здесь место на протяжении всего неогена.

Выводы. На примере анализа геофизических предвестников ощутимых Виноградовских землетрясений 1989 г. прослежен характерный ход процесса формирования очаговых зон этих землетрясений и особенности отражения этого процесса в разных геофизических полях.

 Установлено достаточно синхронное развитие во времени деформационной, геоакустической и геомагнитной, а также (вначале) геоэлектрической предвестниковых аномалий, что свидетельствует об их объективности и тектоническом происхождении.

– По данным анализа деформационной и геомагнитной предвестниковых аномалий подтверждено установленное ранее по геоакустическим данным наличие характерных фаз развития и формирования очаговой зоны этих и других (например, 1983 г.) Виноградовских землетрясений.

 Данными анализа деформационных аномалий подтверждено установленное ранее по интерпретации геоакустических аномалий появление во время сейсмотектонической активизации в Закарпатье режима растяжения в массиве пород горы Мужиевской.

– Установлено наличие достаточно большой (до 45 км и больше) зоны изменений НДС земной коры (зоны подготовки, зоны проявления предвестников) для Виноградовских (1983 и 1989 гг.) и других ощутимых (К = 9, М = 3) Закарпатских землетрясений.

По результатам проведенного анализа предвестников можно сделать еще ряд выводов относительно особенностей геомеханики литосферы Закарпатья, в частности, такие:

– Оашский меридиональный разлом, который проходит между городами Королево и Хуст (рис. 1) и разделяет Закарпатский прогиб на Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую впадины, находится в состоянии сжатия и служит хорошим проводником механических напряжений. Об этом свидетельствует, в частности, зарегистрированная к востоку от разлома геоэлектрическая предвестниковая аномалия в Колодно от локализованных к западу от разлома Виноградовских землетрясений 1989 г.

– Береговское холмогорье и особенно гора Мужиевская (Большая Береговская) являются геодинамически активной зоной, геомеханически тесно связанной с земной корой Закарпатья, что собственно и позволило зарегистрировать во время проведения здесь деформографических и геоакустических исследований четкие предвестниковые аномалии, связанные с подготовкой местных землетрясений в соседних сейсмоактивных зонах Закарпатья. Новейшим подтверждением современной активности этой зоны (вместе с землетрясениями 1931, 1965 и 1977 гг.) являются и 2 ощутимые землетрясения, которые состоялись здесь в 2006 году.

Сравнивая данные анализа неотектонических процессов с современным геодинамическим режимом и сейсмичностью литосферы Закарпатского прогиба (рис. 1), можно сделать такие выводы:

– Имевшая здесь место в неогене миграция на запад процессов растяжения и прогибания продолжалась до сегодняшнего времени, сейчас эти процессы занимают западную часть Чоп-Мукачевской впадины и локализуются в полосе вдоль р. Латорицы – в районе Чоп – Батево – Мукачево – Свалява – Воловец – Вел. Березный – Перечин).

– Локальное поднятие в районе Оноковцы – Ужгород – Барановцы – Ратовцы – Сторожница, которое проявилось в период формирования Солотвинского и Тересвинского покровов, проявляется и сейчас (рис. 1) как зона поднятий в районе вокруг Ужгорода.

– Выделенная В. Хоменком и М. Мельничуком и подтвержденная последующими данными третья полоса повышенной сейсмической активности в Закарпатье в плане совпадает и, очевидно, генетически связана с осевой зоной, в которой закладывался Закарпатский прогиб в начале неогена (зоной формирования Терешульского покрова).

– Относительно генетической связи землетрясений известной Углянской сейсмогенной зоны с тектоникой литосферы Солотвинской впадины следует отметить, что дифференцированные вертикальные движения (интенсивное локальное опускание) в зоне сильных Углянских землетрясений 1979 г. фиксируются в течение почти всего неогена, со времени формирования Грушевского покрова (нижний миоцен, граница с палеогеном) до периода формирования Солотвинского покрова (10 млн. лет назад).

Учитывая то, что последняя фаза интенсивной карпатской складчатости (надвигообразования, которое происходило в условиях сжатия) приходится на время около 27 млн. лет тому назад [Онческу, 1960; Sandulescu, 1988; Исследования..., 2005], видим, что тектонический режим прилегающей территории резко изменился в течение нескольких млн. лет. Причины и ход таких изменений требуют последующих детальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Варга П., Вербицкий Т.З., Латынина Л.А., Брымых Л., Ментеш Д., Сзадецки-Кардос Д., Еперне П.И., Гусева Т.В., Игнатишин В.В. Горизонтальные деформации земной коры в Карпатском регионе // Наука и технология в России. 2002. № 7 (58). С. 5-8.

- Демедюк М., Заблоцкий Ф., Колгунов В., Островский А., Сидоров И., Третяк К. Результаты исследований горизонтальных деформаций земной коры на Карпатском геодинамическом полигоне // Геодинамика. 1998. № 1. С. 3-13. (на укр. языке).
- Исследования современной геодинамики Украинских Карпат / Под ред. В.И. Старостенка. Киев: Наук. Думка. 2005. 254 с. (на укр. языке).
- Карпатский геодинамический полигон / Под ред. Я.С. Подстригача и А.В. Чекунова. М.: Сов. радио. 1978. 127 с.
- Латынина Л.А., Байсарович И.М., Брымых Л., Варга П., Юркевич О.И. Деформационные измерения в Карпато-Балканском регионе // Физика Земли. 1993. № 1. С. 3-6.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы // Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка. 1987-1993.
- *Мельничук М.И.* О генетической связи сейсмических процессов с тектоникой Карпатского региона // Геофиз. журн. 1982. Т. 4, № 2. С. 34-41.
- Назаревич А.В. Современная геомеханика литосферы Украинского Закарпатья и некоторые характерные сценарии и механизмы местных землетрясений и особенности проявления их геофизических предвестников // Всероссийская конференция «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН» 13-17 октября 2008 г., ИФЗ РАН, г. Москва. М.: ИФЗ РАН. 2008. Т. 2. С. 293-295.
- Назаревич А.В., Латынина Л.А., Назаревич Л.Е. Геоакустические и деформационные предвестники землетрясений Украинского Закарпатья // Международная геологическая конференция «Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов». Казань, 13-16 ноября 2007 г. Казань: 2007. Т. 1. С. 250-254.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Некоторые соотношения между параметрами сейсмических очагов и их использование в изучении сейсмичности Украинского Закарпатья // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII международной конференции. Воронеж. 18-23 сентября 2006 года. Воронеж: 2006. Т. П. С. 9-12.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Новые методики в изучении сейсмичности и геодинамики Карпатского региона Украины // Тезисы докладов ІІ-й международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». Пермь, 13-17 августа 2007 г.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.Е. Особенности преальпийской, альпийской, постальпийской и современной геодинамики Украинских Карпат и их отражение в тектонике литосферы региона // Всероссийская конференция «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН» 13-17 октября 2008 г., ИФЗ РАН, г. Москва. М.: ИФЗ РАН. 2008. Т. 1. С. 277-279.
- Онческу Н. Геология Румынской народной республики. М: Изд. иностр. лит. 1960. 520 с.
- Пронишин Р.С., Пустовитенко Б.Г. Некоторые аспекты сейсмического климата и погоды в Закарпатье // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 74-81.
- Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны ЕССН СССР (Крым Карпаты) (за 1988-1990 гг.). Киев: Наук. думка. 1990-1994.
- Сомов В.И. Современная направленность развития тектонических структур Карпато-Балканского региона // Геофиз. журн. 1990. Т. 12, № 6. С. 39-47.
- *Хоменко В.И.* Глубинное строение Закарпатского прогиба. Киев: Наук. думка. 1978. 230 с. (на укр. языке).
- Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С. Глубинное строение и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба. Сов. геология. 1969. № 10.
- *Nazarevych A., Nazarevych L.* Modern and alpine geodynamics of Ukrainian Carpathians (multi-tier «crocodile» or «shaking hand» and «fir-tree» tectonics) // Proceedings XYIII-th congress of the Carpathian-Balkan geological association. September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia. Belgrade: 2006. P. 399-401.
- *Nazarevych L., Nazarevych A.* Seismicity and geomechanics of Ukrainian Carpathians region lithosphere // Proceedings XYIII-th congress of the Carpathian-Balkan geological association. September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia. Belgrade: 2006. P. 402-403.
- Sandulescu M. Genozois Tectonic History of the Carpathians. Amer. Assos. of Petr. Geol. Memoirs. 1988. V. 45. P. 17-25.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ЗАДАЧ СЕЙСМИКИ В НЕОДНОРОДНЫХ СРЕДАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАТРИЧНОГО МЕТОДА И ЕГО МОДИФИКАЦИЙ

Р.М. Пак, О.И. Хытряк, Д.В. Малицкий

Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины (Ко ИГФ НАНУ), Украина, Львов, <u>dmytro@cb-igph.lviv.ua</u>

Вступление. Математическое моделирование волновых процессов в неоднородных средах имеет важное значение для решения как прямых так и обратных динамических задач сейсмики. Решив прямую динамическую задачу, ми получаем компоненты поля смещения на свободной поверхности слоистого полупространства. Для математического моделирования такого процесса необходимо иметь следующие исходные данные: скоростную модель среды та модель сейсмического источника. Среды моделируются по-разному: системой плоско-параллельных однородных изотропных шаров и системой тех же шаров, но разделенных криволинейными границами. Источник сейсмических волн, с одной стороны, можно задавать в виде одно – направленной силы или тензора сейсмического момента, а с другой – в виде скачка смещений-напряжений. При этом мы рассматриваем источник, как эффективно-точечный. Существует много методов решения прямой динамической задачи сейсмики, наиболее известными из них есть матричный, рефлективный и лучевой методы, а также такие числовые методы, как конечных элементов и конечных разностей [Аки, Ричардс, 1983; Dunkin, 1965; Молотков, 2001; Молотков, 1984].

В своих исследованиях мы выбрали классический матричный метод Томсона-Хаскела и его модификации [Аки, Ричардс, 1983; Dunkin, 1965; Молотков, 2001; Молотков,1984], что используется для поиска решения прямой динамических задач сейсмики, для случая, когда среда задана системой однородных изотропных плоско-параллельных шаров. Эффективно-точечный источник, что размещённый в середине одного из однородных шаров мы задаем в виде тензора сейсмического момента. На основе теоретических расчётов разработана программа в системе Matlab.

Постановка задания. Известно, что если среда вертикально-неоднородная, то его можно заменить достаточно большим количеством однородных слоев. Поэтому рассмотрим в цилиндрической системе координат (r, φ, z) упругую среду, которая состоит из *n* однородных изотропных слоев на (n+1) полупространстве. Допустим, что слои, толщина которых h_i (i = 1, 2, ..., n) разделены поверхностями первого порядка, на которых выполняются условия жесткого контакта. Пусть в некотором слои в момент времени t = 0 начинает действовать точечный источник, который представлен тензором сейсмического моменту.

Аппроксимация вертикально-неоднородной среды системой однородных слоев имеет то преимущество, что внутри каждого слоя уравнения движения набирает относительно простую форму:

$$\rho_{i}\ddot{\mathbf{u}}_{i} = (\lambda_{i} + 2\mu_{i})\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}_{i}) - \mu_{i}\nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}_{i}), \qquad (1)$$

для которого поставлена задача Коши с начальными и граничными условиями:

$$\dot{\mathbf{u}}_{i}(\mathbf{r},0)=0, \ \mathbf{u}_{i}(\mathbf{r},0)=0, \ \mathbf{r}\neq(0,0,z_{s}).$$
 (2)

$$\mathbf{u}_{i}(\mathbf{r},t) = \mathbf{u}_{i+1}(\mathbf{r},t), \quad \tau_{zli}(\mathbf{r},t) = \tau_{zl(i+1)}(\mathbf{r},t), \quad \mathbf{r} \neq (0, 0, z_{s}), \quad z = H_{i},$$

$$\tau_{zl} = 0, \quad z = 0, \quad l = r, \varphi, z.$$
 (3)

Допускается заданным условия излучения: волны из полупространства не возвращаются. Таким образом, для (1), согласно теоремы Ламе, существуют потенциалы ф, Ψ, χ [Dunkin, 1965], для которых

$$\mathbf{u}_{i} = \nabla \cdot \phi_{i} + \nabla \times \left(\nabla \times \mathbf{k} \Psi_{i} \right) + \nabla \times \mathbf{k} \chi_{i}, \qquad (4)$$

$$\ddot{\phi}_i = v_{pi}^2 \Delta \phi_i, \ \ddot{\Psi}_i = v_{si}^2 \Delta \Psi_i, \ \ddot{\chi}_i = v_{si}^2 \Delta \chi_i.$$
(5)

Процесс решения поставленной задачи разбивается на два этапы. На первом выводятся формулы для волнового поля, порождённого точечным источником в виде произвольно ориентированной силы в избранной системе координат. Такие формулы получены в работе [Пак, 2004; Пак, 2005; Малицкий, 1994]. Другой этап состоит в учёте, с использованием матричного метода[Молотков, 1984], вертикальной неоднородности среды. Таким образом, нашей целью єсть построение точного волнового поля на свободной поверхности заданной среды, которое мы представим в форме интегральных преобразований Фурье-Бесселя и Лапласа.

Результаты для тензора момента эффективно-точечного источника. Обобщённый точечной источник симметричным тензором момента, который описывает суперпозицию трёх пар сил без момента, размещённых вдоль осей x, y, z декартовой системы координат у источнике и трёх двойных пар, размещённых у плоскостях xy, xz та yz. Компоненты данного тензора зависят от переменной $k\eta$. Тензор момента в частных случаях описывает простые точечные источники типа взрыва или произвольно ориентированной сдвижной дислокации; однако, не включает простой силы.

Волновое поле для всех пар сил, запишем в виде [Пак, 2005]:

дальняя зона:

$$\begin{pmatrix} u_r^{(0)} \\ u_z^{(0)} \end{pmatrix} = \sum_{i=1}^3 \int_0^\infty k^2 \mathbf{j}_i L^{-1} [m_i \mathbf{G}_i] dk , u_{\varphi}^{(0)} = \sum_{i=5}^6 \int_0^\infty k^2 j_i L^{-1} [m_i \mathbf{G}_i] dk ,$$
 (6)

ближняя зона:

$$\begin{pmatrix} u_{r}^{(0)} \\ u_{\phi}^{(0)} \end{pmatrix} = \frac{1}{r} \left\{ \int_{0}^{\infty} \left(-kJ_{0} + \frac{2J_{1}}{r} \right) L^{-1} \left[\begin{pmatrix} m_{4} \\ -m_{5} \end{pmatrix} \left(\widetilde{G}_{r} + \widetilde{G}_{\phi} \right) \right] dk + \int_{0}^{\infty} kJ_{1}L^{-1} \left[\begin{pmatrix} -m_{2} \\ m_{6} \end{pmatrix} \left(\widetilde{G}_{r}' + \widetilde{G}_{\phi}' - G_{r} \right) \right] dk \right\},$$

$$u_{z}^{(0)} = -\frac{1}{r} \int_{0}^{\infty} kJ_{1}L^{-1} \left[m_{4}\widetilde{G}_{z} \right] dk ,$$

$$(7)$$

В данных уравнениях введены обозначения:

$$\begin{aligned} \mathbf{G}_{1} = \begin{pmatrix} \widetilde{G}_{r} \\ -\widetilde{G}_{z} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{G}_{2} = \begin{pmatrix} \widetilde{G}_{r}' - G_{r} \\ \widetilde{G}_{z}' - G_{z} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{G}_{3} = \begin{pmatrix} G_{r}' \\ -G_{z}' \end{pmatrix}, \quad \mathbf{j}_{3} = \mathbf{j}_{1}, \quad G_{5} = \frac{1}{2} \widetilde{G}_{\varphi}, \quad G_{6} = -\widetilde{G}_{\varphi}', \quad j_{5} = J_{1}, \quad j_{6} = J_{0}, \\ G_{r}' = \frac{1}{k} \frac{\partial G_{r}}{\partial h_{s}}, \quad \widetilde{G}_{r}' = \frac{1}{k} \frac{\partial \widetilde{G}_{r}}{\partial h_{s}}, \quad \widetilde{G}_{\varphi}' = \frac{1}{k} \frac{\partial \widetilde{G}_{\varphi}}{\partial h_{s}}, \\ G_{z}' = \frac{1}{k} \frac{\partial G_{z}}{\partial h_{s}}, \quad \widetilde{G}_{z}' = \frac{1}{k} \frac{\partial \widetilde{G}_{z}}{\partial h_{s}}, \\ m_{1} = M_{xx} \cos^{2} \varphi + M_{yy} \sin^{2} \varphi + M_{xy} \sin 2\varphi, \\ m_{2} = -M_{xz} \cos \varphi - M_{yz} \sin \varphi, \\ m_{2} = -M_{xz} \cos \varphi - M_{yz} \sin \varphi, \\ m_{4} = (M_{yy} - M_{xx}) \cos 2\varphi - 2M_{xy} \sin 2\varphi, \\ m_{5} = (M_{xx} - M_{yy}) \sin 2\varphi - 2M_{xy} \cos 2\varphi, \\ m_{6} = M_{xz} \sin \varphi - M_{yz} \cos \varphi. \end{aligned}$$

$$(8)$$

Анализируя полученные соотношения, отметим, что у (7) слагаемые пропорциональны r^{-1} есть смещением в так называемой промежуточной зоне, которые на практике часто существенные в ближней зоне и осень малы в дальней [Аки, Ричардс, 1983]. Уравнения (6) и (7) представляют полное волновое поле типу P-SV или SH, включая многократные, обменные, дифракционные и другие волны, а также поверхностные волны. Последние, в смысле нормальных мод, связаны з полюсами под интегральных функций на комплексной плоскости $p = k\eta$, определенными з дисперсионных уравнений:

$$\Delta(p,k) = 0, d_{11}^{*}(p,k) = 0.$$
(9)

Исследуя корни (9), можно вычислить получены интерференционное волновые поля, представивши их как сумму нормальных и затухающих волн. З другой стороны отметим, что если ввести малое поглощения (представить фазовую скорость Im(η) в виде суммы некоторого опорного значения и малой комплексной поправки [Аки, Ричардс, 1983]), то полюсе будут исключены из пути интегрирования. Следовательно, численное интегрирование (6), (7), в принципе, не проблема. Конечно, так можно вычислять только объемные или только поверхностные волны, поскольку им будут соответствовать разные фазовые скорости.

Численные вычисления волнового поля. Для вычислений волнового поля на свободной поверхности слоистого полупространства мы используем формулы (7) и (8). Как пример, рассмотрим модель среды: семь шаров на полупространстве, для которое параметры второго и третьего слоя одинаковы, соответственно нашей методике. Задаем тензор сейсмического момента в виде:

$$m = \begin{pmatrix} 5.687 \cdot 10^{13} & -7.805 \cdot 10^{13} & -1.498 \cdot 10^{13} \\ -7.805 \cdot 10^{13} & 2.046 \cdot 10^{13} & -9.594 \cdot 10^{12} \\ -1.498 \cdot 10^{13} & -9.594 \cdot 10^{12} & -7.733 \cdot 10^{13} \end{pmatrix},$$
(10)

Используя программный пакет МАТLAB, получаем численные расчёты волнового поля за формулами (7) и табл.1. Источник сейсмических волн, который представленный тензором сейсмического момента (10) находится в середине второго слоя на глубине $h_s = 10900 \ m$ (табл. 1). Эпицентральное

| Номер шару | V _p , м/с | V _s , м/с | h, м | μ, Па |
|------------------|----------------------|----------------------|------|------------------------|
| 1 | 6000 | 3550 | 5600 | 3.245.1011 |
| 2 | 6300 | 3700 | 5300 | $3.627 \cdot 10^{11}$ |
| 3 | 6300 | 3700 | 7900 | $3.627 \cdot 10^{11}$ |
| 4 | 7000 | 4000 | 6840 | $4.483 \cdot 10^{11}$ |
| 5 | 7500 | 4300 | 1340 | $4.945 \cdot 10^{11}$ |
| 6 | 7900 | 4800 | 1840 | $5.267 \cdot 10^{11}$ |
| 7 | 8300 | 5100 | 4840 | 5.963·10 ¹¹ |
| Полупространство | 8500 | 5300 | 8 | $6.263 \cdot 10^{11}$ |

Таблица 1. Модель среды: сем слоёв на полупространстве



Рис. 1. Компоненты $u_x^{(0)}$, $u_y^{(0)}$, $u_z^{(0)}$ поля смещений на свободной поверхности, с использованиям табл. 1.

расстояние равно I. Рис. 1. иллюстрирует три компоненты поля смещения на свободной поверхности. Теоретические расчёты часов вступления P і S волн дают следующие значения: $t_p = 2.64$ – час вступления P- волны; $t_s = 4.48$ – час вступления S-волны.

Соответственно численным расчётам за формулами (7, 8, 10), мы одержали синтетические сейсмограммы (рис. 1), которые соответствуют часам вступления *P* і *S* волн, что рассчитаны теоретически.

Выводы. Анализируя соотношение для волнового поля на свободной поверхности слоистой среды, приходим к выводу, что в отличие от полей, вызванных произвольно ориентированной силой, здесь присутствуют слагаемые, пропорциональные r^{-2} , которые являются перемещениями в так называемой «промежуточной зоне». Следует также отметить, что мы получили строгие аналитические соотношения для волновых полей, которые включают все объемные волны (однократно- и многократно- отраженные), а также поверхностные волны. Полученные соотношения мы будем использовать для анализа параметров источника землетрясения, что будет показано в следующих роботах. Известно, что существует ряд факторов, которые имеют важное значение для формирования волнового поля. Наиболее существенные среди них – анизотропия и поглощение. Изложенная теория может быть использована для учета этих важных характеристик.

Важным также является использование распределенного источника, то есть зависимость подвижки по разрыву, а соответственно, и компонент тензора сейсмического момента от пространственных координат. В таком случае поверхность разрыва следует рассматривать как сумму, например, прямоугольников с разными векторами подвижки, то есть каждый такой прямоугольник рассматривается как отдельный точечный источник, который описывается своим тензором сейсмического момента. Тогда построение волнового поля для распределенного источника сводится к определению суммарного перемещения, которое состоит из волновых полей для точечных источников. Решение таких задач планируется в дальнейших исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. М.: Мир. 1983. Т. 1, 2. 880 с.

- Dunkin I.W. Computation of modal solutions in layered elastic media at high frequencies.// Bul. Seismol. Soc. Amer.1965. V. 55, № 2. P. 335-358.
- *Молотков Л.А.* Исследование распространения волн в пористых и трещиноватых средах на основе эффективных моделей Био и слоистых сред. М.: Наука. 2001. 348 с.
- *Молотков Л.А.* Матричный метод в теории распространения волн в слоистых, упругих и жидких средах. М.: Наука. 1984. 201 с.

Müller G. The reflectivity method: a tutorial // J. Geophys. 1995. № 58. P. 153-174.

- Пак Р.М. Хвильове поле в однорідному середовищі для джерела у вигляді одинарної сили або подвійної пари сил // Геоінформатика. 2004. № 1. С. 36-44.
- Пак Р.М. Моделювання хвильового поля, збудженого глибинним джерелом у вертикальнонеоднорідному середовищі // Геофиз. журнал. 2005. № 5. С. 887-894.
- *Малицкий Д.В.* Решение прямой двумерной задачи теории распространения волн на основе реккурентного подхода // Геофиз. журн. 1994. № 4. С. 62-64.

ОЦЕНКА ГРАВИТАЦИОННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.В. Погорелов, А.А. Баранов

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, <u>vpogorelov@list.ru</u>, baranov@ifz.ru

закономерности распределения Ввеление. Исследование напряжений в земной коре континентальных областей является важной проблемой не только для фундаментальных научных исследований, но и в прикладной области: при прогнозе месторождений, при обеспечении экологической безопасности, при сейсмическом районировании. В настоящее время механизм генерации тектонических напряжений связывают с тремя основными факторами: результатом действия массовых гравитационных сил, проявляющихся через плотностные неоднородности коры; деформациями, вызванными боковым давлением, передающимся от областей столкновения литосферных плит, и касательными усилиями со стороны подстилающей мантии; а также с действием остаточных напряжений [Ребецкий, 2008], которые могут сохраняться в верхней и средней коре в течение миллионов лет. Оценки природных напряжений, выполненные с использованием тектонофизических методов показывают большое влияние на напряжения вблизи границ литосферных плит первых двух из рассмотренных факторов, а для внутриконтинентальных орогенов - первого и последнего фактора.

Целью данной работы являлось построение картины напряженного состояния литосферы для региона Центральной Азии на основе новой плотностной модели коры ASCRUST-08.

Тектоника и современные движения. В современных концепциях тектоники плит регион Центральной Азии является зоной конвергентного схождения Индо-Австралийской плиты с Азиатской плитой. Многие исследователи рассматривают эту область как коллизию между двумя жесткими комплексами – полуостровом Индостан и мощной Евроазиатской плитой. Результатом этого процесса является обширная сеть надвиговых и сутурных разломов, основная часть которых имеет субмеридиональное простирание в районе 82-94° В.Д.



Рис. 1. Поле деформаций Тибетского плато, полученное по данным GPS. Сплошные линии – главные современные разломные зоны, пунктиром показаны границы тектонических блоков. По (Gan et al., 2007).

По данным GPS [Gan et al., 2007; Zhang et al., 2007] здесь присутствуют о интенсивные горизонтальные движения, имеющие тенденцию к завихрению с полюсом вращения ~ в 25° С.Ш., 102° В.Д. Оцененные деформации [Gan и др, 2007 г.] показывают преобладание сжатия, близкого к

меридиональному, а в широтном направлении в области профилей по 84-94° наблюдается растяжение (рис. 1). Границы основных структурных блоков этого региона хорошо совпадают с основными разломами и сутурами. Данные сейсмотомографии [Liang, Song, 2006; Pei, 2007] показывают совпадение геологических границ на поверхности и резких скоростных переходов по глубине, что вместе с другими данными говорит о сильной взаимосвязи коры с кровлей верхней мантии, а, вероятно, и с более глубинными слоями литосферы.

Если коротко остановиться на глубинной геофизической модели рассматриваемого региона, то многими авторами отмечается область повышенных скоростей сейсмических волн под южной частью Тибета, которая интерпретируется как более холодная.



Рис. 2. Схематическая тектоно-геофизическая модель по профилю вкрест Гималайско-Тибетского орогена по [Yin и Harrison, 2000].

Некоторые исследователи (напр., [Yin et al., 2000]) отмечают возможность отслоения нижней коры с последующим ее погружением в области тибетского плато.

Томографическое изображение верхней мантии выявило вертикальную высокоскоростную зону на глубине от 100 до 400 км, расположенную чуть южнее сутуры Баджонг-Нуджианг, которая трактуется как погружение Индийской литосферы под Центральным Тибетом [Tilmann et al., 2003]. С севера под северный Тибет субдуцируется Азиатская литосфера [Willett, Beaumont, 1994; Kind et al., 2002], но обе коллизионные структуры не проникают глубже 400 км [Kind et al., 2003]. Таким образом, по совокупности имеющихся данных Гималайско-Тибетский ороген в настоящее время трактуется как компрессионная область, располагающаяся между двумя погружающимися концами континентальных литосфер навстречу друг другу: литосферы Индийской плиты на север и литосферы Северной Евразии на юг (рис. 2). Погружение Индийской литосферы под Центральным Тибетом и Северо-Евразийской литосферы под Северным Тибетом уравновешиваются восходящим астеносферным потоком, разогревающим верхнюю мантию под северным Тибетом [Molnar et al., 1993; Hearn et al., 2000]. Глубинная структура северного и южного Тибета довольно сильно различаются [Owens, Zandt, 1997]. Мантия под южным Тибетом имеет относительно высокие скорости, и интерпретируется как относительно холодная, мантия под северным Тибетом низкоскоростная и, следовательно, более горячая.

Задача исследования. Ряд исследователей [Ребецкий, Романюк, 2001] отмечали, что гравитационные напряжения вносят наибольший вклад в девиаторную составляющую напряженного состояния коры и литосферы. Кроме этого, неоднородности силы тяжести в верхних слоях Земли могут рассматриваться в качестве движущей силы, определяющей тектонические движения наравне с конвекцией в мантии и другими механизмами, с помощью которых объясняют горизонтальные движения плит и плитовые взаимодействия, такие как, например, коллизия и субдукция. Задачей нашего исследования являлось изучение вклада плотностных неоднородностей в общее напряженное состояние региона.

Исходные данные. На основе новой трехслойной модели коры ASCRUST-08 с разрешением 1°×1°, полученной сейсмическим данным [Baranov, 2008], было построено три вертикальных профиля вдоль меридианов 84, 89 и 94° ВД, протяженностью порядка 30° по широте (рис. 3). Выбранные профили секут Тибетско-Гималайский орогенный комплекс и проходят практически перпендикулярно простиранию основных разломов и тектонических структур. Несмотря на то, что направления главных осей сжатия-растяжения, полученные по данным GPS, несколько отличаются от широтного и меридионального направления, тем не менее, учитывая разрешение модели ASCRUST-08, можно считать, что для наших исследований правомерна построенная сетка двумерных профилей вкрест дневной поверхности.



Рис. 3. *а*) Карта границы Мохо (контурами) по модели (ASCRUST-08) для Центральной Азии. Черными линиями нанесены выбранные профиля. Серыми тонами показан рельеф в соответствии с указанной снизу шкалой; *б*) Распределение веса горных пород на границе Мохо.

Из сравнения профилей (рис. 3, *a*) наблюдается хорошая преемственность в их строении – нет резкой смены глубин слоев коры в меридиональном направлении. Учитывая плавное изменение поля деформаций в направлении запад-восток, точность покрытия данных в выбранной модели коры и вышеуказанные достаточно плавные изменения глубин, можно считать, что, по крайней мере, на расстоянии 1° на запад и на восток от каждого профиля не происходит резких изменений в напряженно-деформированном состоянии. Указанные особенности позволяют выполнить численный анализ напряженного состояния рассмотрением 2-D-распределения напряжений по глубине вдоль каждого профиля с последующей интерполяцией полученных результатов в меридиональном направлении, даже без использования сетки секущих профилей на первом этапе построения мегарегиональной модели.

Плотностная модель. При создании профилей использована трехслойная модель коры ASCRUST-08, в которой плотности для структурных областей определялись по скоростям поперечных и продольных отраженных сейсмических волн. Ввиду того, что при построении разрезов использовались только данные этой цифровой модели, считалось, что в пределах разрешения модели удельный вес возможно заменить средним по структурной области. Несмотря на то, что данное допущение приводит к скачкообразному и, возможно, довольно резкому изменению удельного веса на границах областей, для построения модели глобального масштаба это представляется допустимым. Следует отметить также, что характерные размеры профиля составляют порядка 3000 км по широте при мощности корового слоя в 40-80 км. Таким образом, каждый из трех слоев можно считать «достаточно тонким», что должно снизить эффект возникновения заметных локализаций, связанных с грубым усреднением плотностей внутри блоков одного слоя. Руководствуясь этими соображениями, представляется оправданным использование прямоугольной декартовой системы координат в качестве базовой.

Плотности ρ для коровых блоков определялись в соответствии со скоростями продольных сейсмических волн V_p по эмпирической формуле [Barton, 1986]:

$$\rho = 0,0094 \cdot V_p^3 - 0,1372 \cdot V_p^2 + 0,8182 \cdot V_p + 0,7548$$

(1)

Для расчетов напряжений разрезы коры были дополнены двумя слоями «верхняя мантия» и «астеносфера» Так как мы не имели достаточных данных о границе «литосфера-астеносфера» (далее-«граница LAB» – Litisphere-Astenosphere Boundary), а также о распределении мантийных неоднородностей, указанные слои носят лишь конструкционный смысл и необходимы для отсутствия значительных искажений в распределении интересующих нас коровых напряжений. Внутри каждого слоя плотность считалась постоянной.

Плотности для подкоровой литосферы и структурного слоя с приписанными свойствами астеносферы выбирались как характерные для мантии на таких глубинах. Было предположено, что верхний мантийный слой имеет плотность порядка 3300 кг/м³ [Manglik et al, 2008], а «астеносфера» на глубинах от 100 до 150 км, 3410 кг/м³.

В ходе проведенного анализа решения обратной задачи гравиметрии над профилем вдоль 89° С.Ш (Tibet-89) [Senachin, Baranov, 2009] было установлено, что в рамках предполагаемой геометрии сопоставление плотностных аномалий с измеренными гравитационными аномалиями вдоль профиля 90° С.Ш. [Mishra et al, 2003], дает избыток плотности под Тибетским поднятием. Учитывая, что Тибет является достаточно изостатически скомпенсированным [Mishra et al, 2003], данное несоответствие было устранено путем введения плотности в верхней мантии, равной 3210 кг/м³. Данное значение является довольно низким, учитывая, что под Тибетом мощность коры достигает 70 км, тем не менее, это позволило добиться достаточно хорошего соответствия измеренным данным.

Распределение осадочных пород было получено в соответствии нашей цифровой моделью коры. Средняя мощность осадочных отложений составляет около 1 км. Осадочные породы вносят заметный вклад в гравитационные аномалии, и различные материалы значительно отличаются как по плотностным характеристикам, так и по реологии. Геометрическое задание осадочной нагрузки привело бы к осложнению построения сетки конечных элементов, так как пришлось бы иметь дело с большим количеством разнородных структурных областей мощностью, сильно меньшей, чем характерные мощности коровых блоков. Ввиду этого учет влияния осадочной нагрузки производился как дополнительное распределенное давление по границе фундамента, меняющееся вдоль структурной области.

На рис. 3, б показано распределение веса горных пород на границе Мохо. Он состоит из веса водного слоя, осадков и собственно коры. Видно, что распределение веса напрямую коррелирует с мощностью коры т.к. как основной вклад вносит кора, как по толщине, так и по плотности. Максимум веса составляет $2.1 \, 10^9 \, \text{кг/м}^2$ на участке Мохо под Тибетом на глубине 70 км. Обычная кора 40-45 км дает вес порядка $1-1.3 \, 10^9 \, \text{кг/м}^2$, что практически в два раза меньше, а участки со смешанной корой (Южно- Китайское, Зондское, Японское и другие краевые моря Юго-Восточной Азии) дают еще меньший вес: $0.7-0.8 \, 10^9 \, \text{кг/м}^2$.

Реология. Основными реологическими параметрами в нашей модели являются модуль Юнга и коэффициент Пуассона. Модуль Юнга вычислялся с учетом скоростей сейсмических волн как функция от коэффициента Пуассона по формуле [Pauselli et al., 2003]:

$$E = \rho V_p^2 (1+v)(1-2v)/(3v)$$
(2)

Применимость данной формулы ограничена коэффициентом Пуассона, равным 0.5, что соответствует несжимаемому материалу.

Для корректной оценки напряжений в литосфере необходимо использовать упруго-пластическую модель поведения материала [Bird et al, 2001]. При моделировании коровых напряжений в задачах глобального и мегарегионального масштаба часто считают, что кора обладает упругими свойствами и способна к хрупкому разрушению. При этом квазипластические-катакластические свойства верхних слоев коры обеспечиваются совокупными перемещениями по хрупким разрывам мегаскопического масштаба (порядка 10...100 метров и более). Повышение с глубиной температуры и давления в литосфере определяет переход от упруго-катакластического к упруго-пластическому поведению геосреды. В нижней части коры при приближении уровня девиаторных напряжений к истинному пределу упругости с течением времени будет осуществляться рост необратимых деформаций за счет ползучести. Ниже границы Мохо среда находится в истинно пластическом состоянии [Николаевкий, 1996]. Принято считать, что в низах коры и верхних слоях литосферы имеет место течение с нелинейной ползучестью [Cloethingh, Burov, 1996]. Известно также [Mercier, 1980], что модуль Юнга

нарастает с глубиной, тем не менее, предел упругости и прочности на сдвиг падают. Таким образом, более жесткое с позиции теории упругости вещество «течет» при более низких уровнях напряжений.

В рамках линейной теории упругости такое поведение литосферы представляется возможным качественно описать следующим образом:

-верхняя и средняя кора обладает сжимаемостью, ее поведение определяется хрупкими свойствами и при характерных нагрузках переход в истинное пластическое состояние не происходит, на мегаскопическом уровне наблюдается катакластическое (трещинное) течение,

-в нижней коре происходит частичное плавление коровых пород, вследствие влияния температуры, давления, химических переходов и флюидизации ее поведение можно охарактеризовать как «псевдо-пластическое» - катакластическое течение на субмегаскопическом и мегаскопическом уровне,

-верхняя мантия (ниже границы Moxo) состоит из более жесткого вещества по сравнению с корой, но имеет более низкий предел текучести, что предопределяет ее пластическое поведение уже при действии только гравитационного напряженного состояния,

-область верхней мантии, для которой температура условно принимается больше ¹/₂ от температуры плавления мантийного вещества, способна к более интенсивной релаксации напряжений, что учтено заниженными значениями упругих модулей.

Таким образом, при построении реологической модели рассматриваемой среды целесообразно применить следующую схему строения: упругая кора – упруго-катакластическая кора – упруго-пластичная верхняя мантия – пластичная и более податливая астеносфера.

Постановка задачи численного моделирования. Как обсуждалось выше, предложенная сетка профилей, а также протяженность и точность построения модели позволяет использовать предположение, что на расстоянии, по крайней мере, 1° от разреза напряженно-деформированное состояние меняется слабо и монотонно. Таким образом, напряжения вдоль профилей можно приближенно считать подобными напряжениям бесконечно протяженной пластины, простирающейся в направлении, перпендикулярном разрезу, деформации в которой в направлении простирающейся отсутствуют – реализуется приближение плоского деформированного состояния. Хотя данное допущение является достаточно жестким, тем не менее, при условии малости (в выбранном масштабе) горизонтальных движений трехмерная модель может быть построена интерполяцией напряжений между профилями. При наличии значимой субширотной структуры в пространстве, на котором производится интерполяция, по этой структуре может быть проведен дополнительный профиль.

Для расчета напряжений, вызванных плотностными неоднородностями в соответствии с ASCRUST-08, использовался конечно-элементный комплекс UWay (разработка ИПРИМ РАН). Характерный размер элемента составил 7 км. Боковые граничные условия – условие нерастекания и равенство нулю напряжений на боковых границах. Соотношение мощности и протяженности профилей позволяют считать, что требуемые закрепления границ разреза не приведут к появлению заметных особенностей на краях.

В качестве основных характеристик напряженного состояния были рассмотрены распределения всестороннего давления p (среднее напряжение с обратным знаком), распределение величин максимальных касательных напряжений τ и критерий перехода в область пластических деформаций. Первые две величины являются инвариантами и связаны с компонентами тензоров напряжений и деформаций в системе координат XYZ, связанной с разрезом, (ось координат ОХ направлена в широтном направлении, ОZ направлена вертикально вверх, а ОУ ортогональна плоскости разреза и образует с ними правую тройку) следующим образом:

$$p = -\frac{1}{3} \cdot (\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}) , \quad \tau = \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_{xx} - \sigma_{yy})^2 + 2\sigma_{xy}^2}$$
(4)

где σ_{ij} (*i*, *j* := *x*, *y*, *z*) - компоненты тензора напряжений.

Переход в область пластических (катакластических) деформаций. Хотя на данном этапе моделирования задача решалась в рамках упругого приближения, тем не менее, это не помешало в качестве оценок влияния пластичности рассчитать критерий перехода в область пластических (катакластических) деформаций.

При невысоком уровне всестороннего обжатия в образцах горных породах на макроуровне реализуется пластическое деформирование, зависящее от уровня всестороннего давления. Критерием

перехода в пластическое состояние при этом служит условие типа Друккер – Прагера [Drucker, Prager, 1952]

$$\sqrt{I_2} + kI_1 \le Y , \tag{5}$$

при $I_1 = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 = -p$, $I_2 = (\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2$ Здесь I_1 – первый инвариант тензора напряжения, совпадающий с модулем изотропного

давления p, I_2 — второй инвариант девиатора напряжений, k — коэффициент внутреннего трения, Y — предел внутреннего сцепления. σ_i (i := 1, 2, 3) - величины главных напряжений ($\sigma_{1>} \sigma_{2>} \sigma_{3}$). Данный критерий используется нами для оценки перехода вещества в земной коре в пластическое состояние.

Таким образом, в соответствии с критерием (5) материал перейдет в область пластических деформаций, если разность максимальных касательных напряжений и величины эффективного давления превысит предел текучести *Y*. Учитывая, что *p* отлично от нуля, критерий можно переписать в виде:

 $\tau/p < Y/p - k, \tag{6}$

Принято считать k = 0.4, ...0.8.

Для пород коры и верхней мантии предел текучести Y может быть оценен как Y=30 МПа. Учитывая, что давления в коре составили ~ 1000 МПа, что они нарастают с глубиной, в первом приближении можно считать отношение Y/p малой величиной. Взяв при этом оценку для k=0.5, получим, что данный критерий можно с достаточной достоверностью переписать в виде:

$$\boldsymbol{p}/\tau <-2, \, npu \, \boldsymbol{p} < 0. \tag{7}$$

Обычно считается, что вместо критерия (5) поведение мантии подчиняется критерию Мизеса, который описывает переход в истинно-пластическое течение. В рамках нашей упругой аналогии положим, что поведение мантии качественно можно описать разупрочненным несжимаемым материалом. Для более адекватных оценок необходимо уточнение границы LAB и моделирование упруго-пластического поведения материала.

Сравнение распределений давлений и максимальных касательных напряжений. Изотропное давление в модели с чисто упругой корой (УК) составляет порядка 500 МПа в коре на глубинах около 40 км, с двукратным увеличением в коровом утолщении под Тибетом. В верхней мантии на глубинах ~80 км достигаются значения ~2.5 ГПа. Наблюдается плавное нарастание давления с глубиной под корой мощностью ~40 км и практически скачкообразное под коровым утолщением.

Касательные напряжения в коре монотонно нарастают с глубиной, достигая значений ~ 650 МПа в низах коры под Тибетом в области максимальной ее мощности при значениях ~300 МПа на глубинах ~30 км. Мантийное вещество по отношению к коре является более тяжелым, жестким и на упругой стадии испытывает большие пластические деформации засчет меньших значений предела упругости. Наблюдаемый градиент касательных напряжений в нем объясняется стремлением к выравниванию напряжений засчет «растекания», что приводит к возникновению дополнительных сжимающих напряжений в низах коры под Тибетом. Можно предположить, этот механизм, обусловленный гравитационным выдавливанием приводит к выталкиванию Тибетского горного комплекса.

Учет влияния плотностной неоднородности в мантии при тех же реологических параметрах вносит небольшие (-1.0 ... 0.5 %) к значениям давлений с тенденцией к их увеличению в утолщении нижней коры под Тибетом (1.0 %) и уменьшению на условной границе LAB под ним (~ -2 %, 12 МПа).

Касательные напряжения при этом также меняются в небольшом диапазоне ($\pm 1,5\%$) с их уменьшением в утолщении нижней коры и увеличением на 8-10 МПа в области аномально-плотной мантии (3.21 г/см^3). Это также находится в хорошем соответствии с предположением о стремлении к изостатической компенсации засчет выравнивания напряжений в нижнем несжимаемом структурном слое. Если предположить, что коэффициент Пуассона в коре также увеличивается с глубиной и для низа коры составляет 0,30, что в соответствии с выражением (2) дает уменьшение упругих модулей на ~30%, это приводит к повышению давления в слое нижней коры на 30...80 МПа с плавным

увеличением по глубине слоя. При этом наблюдается уменьшение давления на 10 МПа в мантии под Тибетом без учета аномальной плотности на 20 МПа при её учете.

Отметим, что давление в средней коре под Тибетом также уменьшилось на ~2 %. Очевидно, что это также связано с тенденцией к «растеканию» слоя нижней коры, которая из-за уменьшения жесткости испытывает большие деформации по сравнению с чисто-упругой корой. Касательные напряжения, напротив, уменьшились на 30-80 МПа в утолщении нижней коры. В нижней мантии касательные напряжения под корой мощностью ~40 км уменьшились на 10 МПа относительно УК, а также под Тибетским плато, что можно объяснить снятием нагрузки засчет «растекания» нижней коры. При учете плотностной неоднородности в мантии (коэффициент Пуассона 0.3) наблюдается аналогичная картина влияния этого эффекта (отличия от УК с неоднородностью составляют менее 1 МПа).

Последний тестируемый вариант иллюстрировал гипотезу о расслоении литосферы под Тибетом, где наблюдается рост температуры в низах коры, что приводит к увеличению деформационной податливости в низах корового слоя. Этот эффект был учтен введением коэффициента Пуассона 0.30 в области максимального утолщения коры от границы со средней корой до глубин Мохо. Это привело к уменьшению модуля Юнга на ~25 % от E(0.25) в соответствии с выражением (2). Здесь также учитывалось наличие плотностной неоднородности в мантии. Предполагается, что прочие реологические параметры для нее – такие же, что и для остального мантийного вещества.

По отношению к варианту реологических параметров, соответствующих коэффициенту Пуассона 0.25 с плотностной неоднородностью в мантии, следует отметить уменьшение давлений в мантии под аномально «податливой» корой на ~ 50 МПа и увеличение их в этой коровой области на такую же величину.

Распределения всестороннего давления, максимальных касательных напряжений и их отношение, иллюстрирующее переход в катакластическое течение для модели с отслоением нижней коры под Тибетским орогеном представлены на рис. 4.



Рис. 4. Модель напряженного состояния Центральной Азии. Слева направо: распределение а)давления p, МПа, б) максимальных касательных напряжений τ , МПа, в) аналога критерия перехода к область катакластического течения - p/τ , соответственно, для профилей вдоль 84, 89 и 94° В.Д. (сверху вниз), показанных на рис. 3.

Ввиду своей точности наша оценочная модель не может привести к появлению суб-вертикальных разломообразующих структур. Подобные скачкообразные локализации имеют место и в распределении касательных напряжений. Анализируя его, следует отметить увеличение значений максимальных касательных напряжений на 15-20 МПа в средней и верхней коре над аномальной областью, их уменьшение в самой области на 25-50 МПа с монотонным нарастанием градиента по глубине (при максимальных значениях т ~500-550 МПа) и несколько меньшее понижение мантии под коровой неоднородностью. Под условно погружающейся нижней корой со стороны бассейна Кайдам наблюдается монотонный рост касательных напряжений по сравнению с моделью (УК), что можно интерпретировать как «заток» мантийного вещества под «мягкую» аномалию нижней коры.

Анализ перехода структурных регионов область пластических деформаций. Самый контрастный переход из бледно-серого тона в темный характеризует границу между упругим поведением и пластичностью. Темные тона могут быть интерпретированы как области, где реализуется катакластическое течение. Таким образом, высокие касательные напряжения в утолщении коры под Тибетом свидетельствуют о вероятном развитии пластического течения в них. Для подкоровой мантии характерны крайне низкие значения касательных напряжений, что дает высокие абсолютные значения выбранного аналога критерия пластичности. Это еще раз подтверждает, что мантийное вещество необходимо рассматривать в соответствии с критерием Мизеса, но выбранная реологическая модель, тем не менее, качественно верно описывает поведение рассматриваемой геосреды в рамках упругого приближения.

Анализ подобной оценки перехода в пластичность для всех 3 профилей позволил отметить, что плотностные неоднородности в мантии под Тибетом не вносят заметного вклада в геометрию изолиний этого соотношения. Изменение коэффициента Пуассона с 0.25 до 0.3 в слое нижней коры привело к появлению более резкой границы между нашим соотношением для нижней и средней коры в утолщении коры под Тибетом. Поле распределения этого параметра для модели с отслаивающейся корой имеет значимую особенность в области разупрочненной нижней коры, а также в приповерхностных слоях выше нее. Часть мантийных напряжений, вызванных перераспределением вещества, снимется и будет компенсироваться за счет нежесткого слоя нижней коры.

Отметим, что при уменьшении уровня касательных напряжений заданием повышенного значения коэффициента Пуассона (что привело к понижению модуля упругости на ~ 30 %) на всех рассмотренных моделях можно видеть, что нижняя граница коры стремится сохранить упругие свойства. Отсутствие касательных напряжений под корой увеличенной мощности в совокупности с аномально низкой мантийной плотностью под ней может свидетельствовать о наличии менее пластичной области в мантии.

Выводы. Выполненные расчеты показали, что изотропное давление в коровой части модели близко к 0.6-0.8 от литостатических значений. Это говорит о том, что большая часть энергии упругих деформаций существует в энергии формоизменения, а не в энергии изменения объема (должно быть 0.3-0.35 и более). В мантии изотропное давление практически равно литостатике, что определяется выбранным нами значением коэффициента Пуассона 0.49. Распределение давления в коре по латерали не сильно зависит от глубины и не превышает 10-12%. Изолинии давления поднимаются по глубине в коре под Тибетом и опускаются в коре Таримского и Бенгальском осадочных бассейнов. В нижней части утолщенной коры Тибета всестороннее давление ниже на 15% чем в сопредельных участках мантии. При этом здесь наблюдается явная тенденция к проявлению катакластических деформаций в соответствии с оговоренным выше критерием. Изменение коэффициента Пуассона для этой части коры до 0.3 приводит к увеличению здесь давления на 5%, а уменьшение плотности на 0.1 г/ст в подкоровой мантии практически не изменяет уровень давления в коре. Даже такие небольшие на фоне абсолютных значений вариации приводят к разрастанию зоны предполагаемых пластических деформаций.

Максимальные касательные напряжения в рамках упругой модели также достаточно сильно связаны с литостатическими напряжениями. Если бы имело место полное боковое стеснение (невозможность латерального деформирования), то уровень этих напряжений составил бы 1/3 от литостатики (для коэффициента Пуассона 0.25). В нашем случае некоторая степень боковой свободы имеет место, что определило уменьшение значений максимальных касательных напряжений относительно выше сделанной оценки. Для глубины 25 км уровень максимальных касательных напряжений изменяется от 250 до 350 МПа. Причем максимальные значения этих напряжений на одной той же глубине наблюдаются в консолидированной коре осадочных бассейнов, а минимальные значения в коре под Тибетом. Этот странный факт нашел свое объяснение при анализе мощностей консолидированной коры и глубины подъема кровли мантии. Перепад верхнего уровня мантии под Тибетом составляет 20-25 км, что приводит к формированию двустороннего бокового сжатия со стороны мантии на наклонные границы Мохо под Тибетом. Эта нагрузка приводит к созданию в коре под Тибетом дополнительного горизонтального сжатия, а смежных участках коры осадочных бассейнов к дополнительному растяжению. Поскольку главное сжимающее напряжение гравитационного напряженного состояния всегда субвертикально, то эти дополнительные напряжения и приводят к уменьшению девиаторных напряжений в утолщенной коре под Тибетом и увеличению девиаторных напряжений в утоненной коре осадочных бассейнов.

Сравнение результатов при небольшой вариации реологических параметров показало, что разница в значениях девиаторных напряжений составляет 5-7 %, что подтверждает примененный нами метод расчета, основанный на модели плоской деформации. Анализ перехода в катакластическое течение показывает, что весь Тибетский ороген надо рассматривать как область, подверженную катакластическому разрушению. Это хорошо согласуется с наблюдаемыми тектоническими явлениями и с появлением значимых деформаций в плане.

Следует отметить, что применение упругого приближения дает сильно завышенные значения давлений в низах коры и подкоровой литосфере. Данные результаты необходимо рассматривать как оценочные для модели упруго-хрупкой коры и пластичной мантии. Однако основные наблюденные закономерности: места повышенных и пониженных напряжений, характер вертикальных градиентов напряжений, полученные в чисто упругой модели, найдут свое отражение и в моделях с реологией, более близкой природной.

ЛИТЕРАТУРА

Ребецкий Ю.Л. «Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений»// Физическая мезомеханика. №11. 2008. С. 66-73.

Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л. «Плотностные неоднородности, тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны на 21 град Ю.Ш. П. Тектонофизическая модель»// Физика Земли. 2001. № 2. С. 23-35.

Баранов А.А. Интегральная модель коры для центральной и южной Азии – основа для геодинамического моделирования процессов в земной коре // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН». 2008. №1(26).

Barton P.J. The relationship between seismic velocity and density in the continental crust—a useful constrain // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1986. V. 87. P. 195-208.

Cloethingh S., Burov E. Thermomechanical structure of European continental lithosphere: contstraints from rheological profiles and EET estimates // Geophys. J. Int. 1996. No 124. P. 695–723.

Drucker D.C., Prager W. Soil mechanics and plastic analysis of limit desigin // Q. Appl. Math. 1952. V. 10, N 2. P. 157-175.

Senachin V., Baranov A. «Anomalies of free mantle surface for Asia region as an indicator of subcrustal density inhomogeneities.» Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-3761-1, 2009, EGU General Assembly 2009.

Manglik A., Thiagarajan S., Mikhailova A.V. and Rebetsky Yu. Finite element modeling of elastic intraplate stresses due to heterogeneities in crustal density and mechanical properties for the Jabalpur earthquake region, Central India // J. of Earth System Science. 2008. V. 117, No 2.

Soofi M.A., King S.D. Oblique convergennce between India and Eurasia // JGR. 2002. V. 107, No. B5. P. 10.1029/2001JB000636.

Flesch L., Haines A., Holt W. Dynamics of the India–Eurasia collision zone // JGR. 2001. V. 106. P. 16435-16460.

Николаевский В.Н.«Геомеханика и флюидодинамика // М.:Недра. 1996. 447 с.

Yin A., Harrison T., Murphy M., Grove M., Nie S., Ryerson F., Wang X., and Chen Z. Tertiary deformation history in southeastern and southwestern Tibet during the Indo-Asian collision // Geol. Soc. Am. Bull. 1999. V. 111. P. 1644 – 1664.

Pauselli C., Federico C.«Elastic modeling of the Alto Tiberina normal fault (Central Italy): geometry and lithological stratification influences on the local stress field // Tectonophysics. 2003. No. 347. P. 99-113

Liang C., Song X. «A low velocity belt beneath northern and eastern Tibetan Plateau from Pn tomography» // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L22306.

Mishra D., Rajesh R. «Admittance analysis and modelling of satellite gravity over Himalayas-Tibet and its seismogenic correlation.» // Current Science. 2003. Vol. 84, No. 2.

Pei S., Zhao J., Sun Y., Xu Z., Wang S., Liu H., Rowe C.A., Nafi Toksoz M., Gao X. Upper mantle seismic velocities and anisotropy in China determined through Pn and Sn tomography»// JGR. 2007. V. 112, No.B05312.

Mercier J.-C. Magnitude of the Continental Litosphere Stresses Inferred from Rheomorphic Petrology // JGR. 1980. V. 85, No. B11. P. 6293-6303.

Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R. and Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. P. 10:611-616.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ЮЖНЫХ КУРИЛ

А.Ю. Полец^{1, 2}, Т.К. Злобин^{1, 2}

¹ – Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, t.zlobin@mail.ru

² – Сахалинский государственный университет, Южно-Сахалинск, polec84@mail.ru

Исследования полей напряжений позволяет судить о современных тектонических процессах в недрах Земли, особенностях геодинамики земной коры и верхней мантии, механизме формирования сейсмофокальных зон и взаимодействия литосферных блоков [Злобин, 1987].

Для оценки напряженного состояния земной коры в районе Южных Курил, был применен метод катакластического анализа (МКА) механизмов очагов землетрясений, лежащий в основе нового направления экспериментального изучения тектонического напряженно-деформированного состояния и свойств массивов горных пород в их естественном залегании. Методика реконструкции тектонических напряжений создана Ю.Л. Ребецким [Ребецкий, 2007]. МКА является развитием методологии изучения природных полей тектонических напряжений, включающий методы реконструкции ориентации осей главных напряжений и сейсмотектонических деформаций, по данным о совокупностях механизмов очагов землетрясений (М.В. Гзовский, О.И. Гущенко, С.Л. Юнга, Ж. Анжелье и др.).

Реконструкция напряженного состояния выполнялась на основе данных СМТ (тензоров моментов центроидов) – решений для землетрясений взятых из каталогов NEIC и JMA. Обработка исходных сейсмологических данных производилась, в пределах области $40^{\circ}-48^{\circ}$ с.ш. и $143^{\circ}-153^{\circ}$ в.д. в узлах сетки $0.25^{\circ}\times0.25^{\circ}$ латеральном направлении. За «точку отсчета» выбрано катастрофическое Шикотанское землетрясение, произошедшее в Тихом океане 4(5) октября 1994 г. Очаг этого землетрясения располагался в 80 км восточнее о. Шикотан Параметры главного толчка, по данным Neic: $t_0 = 13$ час 23 мин. гринвичского времени; $\phi = 43.77$ с.ш.; $\lambda = 147.32$ в.д.; h = 14 км; $M_w = 8.3$.

Реконструкция поля напряжений по каталогу NEIC выполнялась для разных временных этапов: до Шикотанского землетрясения (до 1994), в расширенный афтершоковый период (1994-1996), и постафтершоковый период (после 1996), и для разных глубинных срезов 0-30, 30-60, 60-120 км. Здесь будут представлены результаты реконструкции в постафтершоковый период (после 1996).

По результатам реконструкции были построены проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия и растяжения (рис. 1, а, б), выполнено районирование по типу напряженного состояния, построены схемы распределения значений коэффициентов Лоде – Надаи (рис. 2, а, б), и относительного эффективного всестороннего давления p^* / τ_f (рис. 4), ориентация осей поддвиговых касательных напряжений τ_z на горизонтальных площадках с нормалью в глубь Земли, вместе с их относительной величиной τ_z / τ , где τ – максимальные касательные напряжения (рис. 3).

Реконструкция по каталогу JMA выполнялась с шагом 6 км по глубине в интервале от 0-60 км, выполнено районирование по типу напряженного состояния, построены вертикальные разрезы вдоль простирания островной дуги с распределением по типу напряженного состояния по линии I-I.

Выполненная реконструкция параметров современного напряженного состояния земной коры Курило-Охотского региона позволила установить, что для него, с одной стороны, характерно наличие обширных областей устойчивого поведения параметров тензора напряжений, а с другой – присутствие локальных участков аномально быстрого изменения этих параметров.

По результатам реконструкции проекции осей максимального девиаторного сжатия σ_3 и растяжения σ_1 для всех глубинных уровней ориентированы почти ортогонально простиранию Курильского желоба с погружением под океаническую – оси сжатия и под субконтинентальную плиту – оси растяжения (рис. 1, а, б). Оси максимального девиаторного растяжения σ_1 имеют более крутое погружение, а оси максимального девиаторного сжатия σ_3 более пологое. При этом для всех глубинных интервалов местами наблюдается резкая смена ориентации осей от среднего простирания. Особо следует отметить два участка: юго-западный вблизи о. Хоккайдо, где оси напряжений сменяют свою ориентировку более чем на 45° и северо-восточный ближе к средней части Курильской гряды, где наблюдаются резкие отклонения осей. Особенно хорошо это видно в интервале глубин 60-120 км. Подобная ориентация осей главных напряжений является типичной для субдукционных зон. Ось промежуточного главного напряжения направлена вдоль простирания основных тектонических структур



Рис. 1. Ориентация проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия (а) и растяжения (б).

(Курильского желоба, Курильской островной дуги) и является направлением, по которому не происходит перемещений в очаге, из-за отсутствия больших горизонтальных перемещений вдоль простирания структур.

Единая закономерность в ориентации осей главных напряжений максимального девиаторного сжатия и растяжения свидетельствует об однотипности поля напряжений и указывает на определенную связь поля напряжений в коре и мантии с основными тектоническими структурами изучаемого региона. Однако скорость накопления таких напряжений достаточно велика, в результате чего они наиболее часто проявляются в очагах сильных землетрясений Курило-Камчатского района [Балакина, 1972].

В соответствии с подобной ориентацией осей главных напряжений характер поля напряжений для всех глубинных интервалов в коре и мантии - горизонтальное сжатие (рис. 2, а). С глубиной наряду с основным типом напряженного состояния появляются локальные участки с преимущественным тем или иным режимом поля напряжений. Наиболее ярко это отражается для глубинного интервала 60-120 км. Здесь помимо преимущественного типа горизонтального сжатия появляются локальные участки с преимущественным тем ос сдвигом и участки для которых тип напряженного состояния – поддвиг. В основном изменение характера поля напряжений наблюдается вблизи о. Хоккайдо, как правило, области локальных аномалий приурочены к сегментам сочленения крупных литосферных плит или участкам резкого



Рис. 2. Тип напряженного состояния (а), вид тензора напряжений – коэффициент Лоде – Надаи (б).

изменения простирания границ плит, т.е. к участку сопряжения Японской и Южно-Курильской сейсмофокальных областей района [Ребецкий, 2007].

Полученные по результатам реконструкции данные согласуются с представлением о конвективных течениях в мантии Земли: в пограничной зоне между континентами и океанами существуют горизонтальные сжатия в коре и мантии. Конвективные течения в мантии устремляются со стороны океанов и континентов, образуя в пограничных районах нисходящие потоки, приводя к возникновению напряжений горизонтального сжатия, а в районах срединных океанических хребтов восходящие потоки, приводя к возникновению напряжений горизонтального растяжения. При раздвигании материков, в пограничных с океаном зонах образуются структуры сжатия, а в океанических и континентальных рифтовых зонах – структур растяжения [Балакина, 1972].

Однородным выглядит распределение значений коэффициента Лоде – Надаи, определяющий вид тензора напряжений. Глубоководные желоба относятся к структурам сжатия, вблизи осей желобов вид тензора напряжений близок к чистому сдвигу. Для исследуемой области основной тип тензора напряжений – чистый сдвиг, когда алгебраически максимальное и минимальное главные девиаторные напряжения близки друг к другу по абсолютной величине и противоположны по знаку (промежуточное главное напряжение равно нулю) (рис. 2, б) [Ребецкий, 2007].

Типичная для субдукционных зон ориентация осей главных напряжений отражается в устойчивой ориентации касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалями к центру Земли, в направлении от океанической плиты к континентальной. Такая ориентация соответствует представлениям о конвективном механизме воздействия мантии на пододвигающуюся океани-

ческую литосферную плиту, т.е. подобная ориентация показывает направление воздействия активных сил со стороны верхней мантии (рис. 3). Касательные напряжения имеют здесь наиболее устойчивую ориентацию и наибольшую интенсивность.

В целом для района исследований распределение эффективного всестороннего давления носит мозаичный характер. Для всех глубинных уровней повышение значений относительных величин эффективного давления p^*/τ_f наблюдается в направлении с юго-запада на северо-восток (рис. 4). Наибольшие значения эффективное всестороннее давление принимает в интервале глубин 0-30 км, так южнее острова Уруп этот параметр принимает значения от 16-20. С глубиной увеличивается число областей минимального значения этих параметров, при этом они расположены достаточно мозаично. Для всех глубинных уровней имеются довольно крупные участки, в пределах которых параметр эффективного всестороннего давления принимает значения отвечающие среднему уровню от 4-12. Большая эффективность хрупкого разрушения наблюдается в областях среднего уровня девиаторных и изотропных напряжений. Здесь происходит максимум снимаемых напряжений [Ребецкий, 2007].

Характер поля напряжений в коре и мантии Южных Курил – горизонтальное сжатие, однако на ряду со стабильным полем напряжений в пределах рассматриваемой области выделяются локальные участки с преимущественным тем или иным типом напряженного состояния. На рис. 5 показаны схе-



Рис. 3. Ориентация осей поддвиговых касательных напряжений τ_z на горизонтальных площадках с нормалью в глубь Земли, вместе с их относительной величиной τ_z / τ , где τ – максимальные касательные напряжения.



Рис. 4. Распределение относительного эффективного всестороннего давления p^*/τ_f .

мы полученные по результатам реконструкции выполненной с шагом 6 км по глубине в интервале от 0-60 км.

Горизонтальный сдвиг. В земной коре режиму горизонтального сдвига в интервале глубин 0-30 км соответствует область в юго-западной части карты на траверзе от северного Хоккайдо до середины о-ва Итуруп, причем преимущественно в верхней части земной коры (рис. 5, а). В подкоровом слое на глубинах 30-36 км этот режим наблюдается в небольшой области 30×130 км, вытянутой ортогонально островной дуги и расположенной восточнее южной части о-ва Итуруп.

Северо-восточнее в районе центрального Итурупа режим горизонтального сдвига отмечается на максимальных глубинах (54-60 км), размер области 50×160 км, преимущественно вытянутой в направлении ортогональном простиранию островной дуги. Далее северо-восточнее по рассматриваемому направлению (350-580 км линии разреза) установлено обширное поле напряжений этого типа на траверзе от центральной (северо-восточной) части о-ва Итуруп до центральной части о-ва Уруп, распространенный в верхней мантии на глубинах 48-54 км в изометричной области размером около 180×200 км.

Таким образом, при рассмотрении напряжений вдоль дуги с юга-запада на северо-восток для данного типа напряженного состояния характерно увеличение глубины его прослеживания от верхней части земной коры (глубины от 0-6 до 20-30 км) на юго-западе напротив о-ва Кунашир и южной половины о-ва Итуруп до 48-54 км в верхней мантии (восточнее северной части о-ва Итуруп до центральной части о-ва Уруп). При этом между описанными зонами восточнее центральной части о-ва Итуруп наблюдается область самого глубинного (54-60 км) распространения напряженного состояния этого типа.

Горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом – взбросо-сдвиг. Для данного типа напряженного состояния наблюдается противоположный характер распространения. Рассмотрение напряженного состояния в области между южной половиной Курильской островной дуги и глубоководным желобом по направлению с юго-запада на северо-восток показало следующее (рис. 5, б). Первоначально в юго-западной части (напротив северной оконечности Хоккайдо, о-ва Кунашир, пролива Екатерины и южной части о-ва Итуруп под Средне-Курильским проливом, малой Курильской грядой и восточнее) имеет место обширная (200×250 км) область отвечающая режиму горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом на глубинах (54-60 км). Восточнее ее на траверзе северной оконечности о-ва Кунашир и о-ва Шикотан отмечается небольшая область на малых глубинах (от 0-6 км до 24-30 км) в коре.

Далее в северо-восточном направлении ортогонально островной дуге на траверзе от центральной части о-ва Итуруп до южной оконечности о-ва Уруп в верхней мантии на глубинах 48-54 км устанавливается область размером (100×170 км). Напротив южной половины о-ва Уруп режим горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом отмечен на глубинах 24-36 км в области размером от 20 км до 140 км.

Таким образом, характер напряженного состояния в области между дугой и желобом по направлению с юго-запада от Хоккайдо до центральной части дуги о-в Уруп различен. В первом случае (рис. 5, а) режим горизонтального сдвига наблюдается от верхней части коры 0-6 км до верхней мантии глубины 48-54 км. Во втором случае (рис. 5, б) по названному направлению от северного о-ва Хоккайдо и восточнее о-ва Кунашир, вплоть до пролива Екатерины и юга о-ва Итуруп режим горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом отмечается в самых низах разреза на глубинах 54-60. Далее на северо-восток данный тип напряженного состояния наблюдается в нижней части коры (на глубинах 24-30 км) и в подкоровом слое на глубинах 42-36 км между которыми в верхней мантии режим горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом распространен в пределах обширной области на глубинах 48-54 км.

На (рис. 5, в) объедены три вида напряденного состояния: горизонтальное растяжение – сброс; горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом – сбросо-сдвиг; поддвиг-врез. Анализ карты по-казывает следующее:

1) В рассматриваемой зоне между южной половиной Курильской островной дуги и глубоководным желобом первый из вышеназванных типов напряженного состояния (горизонтальное растяжение – сброс) установлен в двух областях. Первая ортогонально дуге вытянута между южной частью о-ва Итуруп и глубоководным желобом. Глубины проявления этих напряжений – около 32 км, т.е. в подкоровом слое верхней мантии. Вторая – на трех локальных участках в районе глубоководного желоба. Первый участок – на траверзе юга о-ва Кунашир на глубинах около 20 км (на глубине около 22 км), второй – на траверзе северной части о-ва Итуруп (на глубинах 36-42 км) и третий участок – на траверзе северной частит о-ва Уруп на самых верхних глубинах в коре на глубине – 0-6 км.



Рис. 5. Районирование по типу напряженного состояния и соответствующие разрезы вдоль простирания островной дуги с распределением по типу напряженного состояния. Типы напряженного состояния: а – горизонтальный сдвиг, б – горизонтальное сжатие в сочетанием со сдвигом-взбросо-сдвиг, в – горизонтальное растяжение – сброс, горизонтальное растяжение со сдвигом-сбросо-сдвиг, поддвиг-взрез

2) Режиму горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом – сбросо-сдвиг отмечен всего в двух местах. Первый – под средней частью Малой Курильской гряды на глубине 0-6 км. Второй – между о-вом Уруп и глубоководным желобом в северо-восточной части рассматриваемой зоны на глубинах от 34 до 52 км, а также выше под глубоководным желобом на глубине 32-52 км.

3) Третий тип напряженного состояния (поддвиг-взрез) установлен на трех участках. Первый – в южной части рассматриваемой зоны между южной частью о-ва Кунашир и Хоккайдо в земной коре на глубинах 22-32 км. Второй – между южной половиной о-ва Итуруп и глубоководным желобом на глубинах от 32 до 46 км. Третий – в земной коре в 5 км восточнее о-ва Уруп на глубине около 22 км, а также на траверзе острова в районе желоба на глубинах 0-6 км.

Таким образом, определены особенности локального типа напряжений в земной коре и верхней мантии Южных Курил и прилегающих акваторий и рассмотрена приуроченность локальных участков с преимущественным тем или иным типом напряженного состояния на разных глубинах.

Выполненный анализ напряженного состояния Южных Курил в постафтершоковый период после 1996 указывает, с одной стороны на наличие обширных областей устойчивого поведения параметров тензора напряжений, а с другой на присутствие локальных участков аномально быстрого изменения этих параметров.

Характерной особенностью исследуемого региона, находящегося в зоне перехода от Евразиатского континента к Тихому океану является ориентация осей главных напряжений: пологое погружение оси максимального девиаторного сжатия под океаническую плиту, крутое погружение оси минимального сжатия под субконтинентальную и направление осей промежуточного главного напряжения вдоль простирания основных тектонических структур. Подобная ориентация указывает на наличия повышенных значений поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках земной коры в направлении от океанической плиты к континентальной, как результат конвекции в верхней мантии.

Единая закономерность в ориентации осей главных напряжений максимального девиаторного сжатия и растяжения отражается в однотипности поля напряжений и свидетельствует о наличии определенной связи поля напряжений в коре и мантии с основными тектоническими структурами изучаемого региона.

Основные типы тензора напряжений земной коры исследуемой области – чистый сдвиг. Наиболее устойчивым параметром тензора напряжений по его распределению в пространстве – ориентация поддвиговых касательных напряжений. Возможно, именно их следует рассматривать в качестве активных сил, действующих на литосферную плиту со стороны мантии.

В результате выполненных исследований выделены зоны с преимущественным тем или иным типом напряженного состояния и установлены более детальные (локальные) особенности регионального поля напряжений Южных Курил.

ЛИТЕРАТУРА

Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука. 1972. 192 с.

- Злобин Т.К. Строение земной коры и верхней мантии Курильской островной дуги (по сейсмическим данным). Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. 150 с.
- *Ребецкий Ю.Л.* Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т. 29, № 6. С. 92-110.
- *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ Академкнига. 2007. 406 с.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКИ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ

И.А. Потехина

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Первые коренные месторождения алмазов на сибирской платформе были открыты в 50-х годах ХХ столетия. К настоящему времени в пределах Якутской алмазоносной провинции выделено 25 кимберлитовых полей [Харькив и др., 1998]. Несмотря на столь продолжительную историю изучения, вопрос о закономерностях размещения и взаимосвязи кимберлитовых трубок со структурами Сибирской платформы остается не решенным. Между тем, помимо научного интереса, его решение может иметь важное практическое значение для совершенствования и оптимизации методов прогнозирования и поиска коренных месторождений алмазов. Следует также отметить, что долгое время для выявления и изучения кимберлитоконтролирующих структур использовались методы геофизики. Однако, как показывает практика, их явно недостаточно. При этом, во-первых, часть разломов остаются «невидимыми» и, во-вторых, полученные материалы оказываются малоинформативными при рассмотрении динамики развития и активизации разломной сети, без чего трудно выделить этапы внедрения кимберлитовых тел и те структурные элементы, которые их контролируют. Для ответа на эти вопросы необходимо прямое изучение тектонической трещиноватости и разломных зон. В течение последних лет мы решали эту задачу при помощи методов тектонофизики [Гладков и др., 2003; 2005]. В настоящей работе рассматриваются результаты тектонофизических исследований разрывной сети Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Учитывая закрытый характер территории мы помимо площадных работ провели детальное изучение участка локализации трубки Комсомольская, который рассматривался как эталонный объект, отражающий общие закономерности строения кимберлитовмещающей структуры.

Трубка Комсомольская. Трубка Комсомольская расположена в пределах Алакит-Мархинского кимберлитового района. Известно, что кимберлитовое тело состоит из двух рудных столбов, отвечающих двум фазам внедрения. Трубка прорывает нижнепалеозойские породы платформенного чехла (кембрийского, нижне- и среднеордовикского, а также силурийского возраста). С поверхности она полностью перекрыта терригенными отложениями пермь-карбона и породами трапповой формации. Основная часть разреза перекрывающих пород представлена двумя долеритовыми силами, причем одно из них сечет кимберлитовую трубку. Общая мощность трапповых тел достигает 65 м. Считается, что трубка локализована в зоне разлома северо-восточного простирания [Харькив и др., 1998]. На это, по мнению разных авторов, указывает ориентировка ее длинной оси и продолжающих трубку даек. Необходимо отметить, что тектоническое строение участка локализации трубки осложняется наличием перемещений вдоль поверхностей трапповых силлов. Об этом свидетельствует наличие отторженца рудного тела, а также «срезание» и перемещение к северо-западу части кимберлитовой дайки и вмещающих ее пород.

При организации сети точек в пределах карьерного поля мы следовали принципам специального структурного картирования [Семинский, 1994], которые предусматривают проведение комплекса однотипных тектонофизических наблюдений в пределах каждой из них. Наблюдения проводились во вмещающих, перекрывающих и непосредственно кимберлитовых породах. Всего была создана сеть из 177 точек наблюдений на разных горизонтах карьера. Расстояние между точками наблюдения составляло 40 м, в отдельных случаях колебалось от 10 до 150 м. Всего в карьере было зафиксировано 223 разрывных нарушения различной мощности.

При построении разломно-блоковой схемы месторождения «трубка Комсомольская» были последовательно рассмотрены особенности распределения разноранговых дизъюнктивных структур и, прежде всего, материалы, отражающие расположение задокументированных выходов субвертикальных разрывных нарушений. Они позволили наметить фрагменты предполагаемых локальных разломов в виде участков линейного выстраивания и сгущения субвертикальных разрывных нарушений. Там, где, в силу разных причин отсутствуют прямые наблюдения нарушений, для их прослеживания использовались количественные параметры трещиноватости. Кроме того, в качестве косвенных признаков были привлечены наблюдения, характеризующие положение контактов трапповых тел и кимберлитовых даек. Полученные результаты рис. 1. показывают, что трубка Комсомольская приурочена к узлу разломов субширотного и субмеридионального направлений, которые представлены сериями



Рис. 1. Схема разломно-блокового строения месторождения трубка Комсомольская.

Условные обозначения: *1* – точки геолого-структурных наблюдений; *2* – зоны разрывных нарушений мощностью более 10 м; *3* – зоны разрывных нарушений мощностью менее 10 м; *4* – контур рудного тела.

сближенных зон субвертикальных разрывных нарушений различного масштаба. Дизъюнктивы северо-западной и северо-восточной ориентировок осложняют тектонической структуру участка и проявлены, большей частью, в трапповых силлах и перекрывающих отложениях.

Помимо представленных на схеме субвертикальных нарушений, важную роль в блоковой делимости изученного участка играют субгоризонтальные нарушения, которые ограничивают блоки по вертикали Субгоризонтальные нарушения, зафиксированные в карьере, представляют собой зоны межслоевого скольжения, часто с элементами дробления и рассланцевания пород. Наиболее значительные субгоризонтальные нарушения отмечены на 630, 590 и 530 горизонтах карьера. Здесь их мощность достигает нескольких метров, и они представлены зонами дробления, рассланцевания и перетирания пород, предположительно надвигового типа.

Прямые наблюдения разрывов со смещениями редки и носят преимущественно сбросовый характер с незначительными амплитудами (от миллиметров до первых сантиметров). По результатам массовых замеров трещин, выполненных во вмещающих и перекрывающих трубку породах, были установлены характерные структурные рисунки – пояса трещиноватости [Данилович, 1961; Гладков, Семинский, 1999]. Наблюдаются два типа поясов. Первый образован максимумами, расположенными по периферии большого круга - пояс I и соответствуют сдвиговому типу. Второй – представляют собой шлейф и цепочку максимумов вдоль дуги большого круга, проходящей через центральную часть диаграммы пояс II. Подобные пояса образуются в результате преимущественно сбросовых или взбросовых подвижек.

Для восстановления положения осей главных нормальных напряжений использовались методы П.Н. Николаева [1977], В.Н. Даниловича [1961] и М.В. Гзовского [1975]. С помощью первых двух из них на диаграммах массовых замеров были выделены сопряженные системы трещин. При этом проводился анализ формы максимумов и анализировались направления разбросов. Итоговые построения

положения осей главных нормальных напряжений выполнялись по методике, изложенной в монографии М.В. Гзовского. Полученные результаты показывают, что наиболее часто встречаются решения соответствующие сдвиговому полю (оси сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) – субгоризонтальны, промежуточная ось (σ_2) – субвертикальна). В тоже время присутствуют и поля отвечающие сбросовому (σ_1 – субгоризонтальна, а σ_3 и σ_2 – субвертикальны) и взбросовому (σ_3 – субгоризонтальна, а σ_1 и σ_2 – субвертикальны).

Сводная роза-диаграмма простираний субгоризонтальных осей сжатия и растяжения для всей совокупности полученных решений полей тектонических напряжений, позволяет предположить, что формирование и активизация разрывной сети участка локализации трубки Комсомольская происходили под влиянием как минимум трех полей тектонических напряжений сдвигового типа врезка рис.1. Первое (I) из них характеризовалось северо-восточной ориентировкой оси сжимающих усилий и северо-западной – оси растягивающих. Второе (II) – северо-западным простиранием оси сжатия и северо-восточным – растяжения. И, наконец, третье поле (III) определяется субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением.

Установленные особенности строения разрывной сети участка и данные о полях тектонических напряжений, послужили основой для новой структурной модели формирования трубки Комсомольская. Предполагается, что на начальном отрезке первого этапа (правосдвиговых движений по зоне субмеридионального разлома), происходило становление R'-сколов восток – северо-восточного направлений рис. 2, а. Затем, R'-сколы утрачивали активность и начиналось формирование R-сколов: дизьюнктивов север – северо-восточной ориентировки. На участке их взаимодействия, который приходится на отрезок восток – северо-восточного нарушения возникла структура растяжения – пуллапарт в которой происходило внедрение первой (даечной фазы) кимберлитов рис. 2, б. Продолжение на этом этапе прорастания R-сколовых нарушений приводило к дальнейшему раскрытию пуллапарта, которое на глубине имело щелевой характер, а с приближением к земной поверхности ширина его значительно увеличивалась за счет комбинирования движений по субвертикальным и субгоризонтальным разрывным нарушениям. С этим моментом, по-видимому, связано внедрение основной массы кимберлитовой трубки рис. 2, в.

На втором этапе, при смене действующего поля напряжений на прямо противоположное, наряду с формированием нового парагенезиса (запад – северо-западные R'-сколы и север – северо-западные R-сколы), существенную роль сыграла также активизация сформированных ранее нарушений и структур. При этом происходила смена знака движений по северо-северо-восточным нарушениям



Рис. 2. Модельная схема этапности развития разрывных нарушений и внедрения трубки Комсомольская. Стрелками показаны направления осей сжатия (черный) и растяжения (серый).

(они активизируются как левые сдвиги). Поэтому структуры, сформированные на участке их взаимодействия оказываются в обстановке сжатия рис. 2, г. Это этап деформирования трубки в результате тектонической активизации вертикальных контактов кимберлитового тела и смещение его части по субгоризонтальным срывам в северо-западном направлении. Третий этап, связанный с действием поля характеризующегося субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением не показан на рисунке, поскольку не приводит к формированию существенно новых направлений разрывных нарушений во вмещающих трубку отложениях, а отражается лишь в активизации существующих дизъюнктивов.

Таким образом, результаты анализа разрывной тектоники месторождения «трубка Комсомольская» с использованием тектонофического подхода показывают, что основной кимберлитоконтролирующей структурой на локальном уровне является узел разломных зон субширотного и субмеридионального направлений.

Участок Структурный. Участок Структурный расположен в центральной части Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Поскольку, эта площадь считается перспективной для открытия новых трубок, результаты изучения тектонического строения могут быть использовано при поисково-разведочных работах.

В процессе проведения полевых исследований площадь участка была покрыта сетью из 297 точек тектонофизических и геолого-структурных наблюдений. В процессе картирования было установлено, что разрывные нарушения на площади участка Структурный, как правило, представлены зонами повышенной трещиноватости мощностью от первых десятков сантиметров до десятков метров, реже – зонами дробления пород мощностью от первых сантиметров до первых метров. Собранные данные свидетельствуют о том, что наибольшим развитием пользуются субвертикальные и субгоризонтальные разрывные нарушения различных рангов. Наклонные встречаются гораздо реже. Все разрывные нарушения можно разделить на три группы: 1) зоны мощностью менее 1 м; 2) мощностью от 1 до 10 м; 3) мощностью более 10 м. Розы-диаграммы простираний задокументированных структур (рис. 3), свидетельствуют о том, что в строении участка ведущую роль играют разрывные нарушения северо-западного, субмеридионального и субширотного направлений. В группе дизъюнктивов мощностью 1-10 м, преобладают северо-западное (130-140° (310-320°)) и субширотное (70°-110° (250°-290°)) направления. Для группы нарушений мощностью менее 1 м наблюдается преобладание субмеридиональных и субширотных разрывов.

При дальнейшей обработке данных был проведен детальный анализ замеров тектонической трещиноватости. В частности, для площади работ были построены схемы распределения направлений основных систем трещин, а также схемы проявления различных типов тройственных парагенезисов трещин. Это позволило построить итоговую схему разломно-блокового строения участка Структурный (рис. 4), которая наглядно показывает, что кимберлитовые тела приурочены к узлам пересечения разломов различного ранга. Прежде всего, это нарушения субмеридионального, субширотного и, отчасти северо-западного направлений, что, в целом, совпадает с результатами полученными для эталонном участке (трубка Комсомольская).



Рис. 3 Розы-диаграммы простираний разрывных нарушений различной мощности А – 1-10 м (91 замер); Б – менее 1 м (46 замеров).



Рис. 4. Схема разломно-блокового строения участка Структурный.

Условные обозначения: *1* – точки геолого-структурных наблюдений; *2* – разрывные нарушения; *3* – кимберлитовые трубки; *4* – гидросеть

Восстановление положения осей главных нормальных напряжений с помощью методик, перечисленных выше, показало, что наиболее часто встречаются решения соответствующие сдвиговому полю (оси сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) – субгоризонтальны, промежуточная ось (σ_2) – субвертикальна). В тоже время присутствуют и поля отвечающие сбросовому (σ_1 – субгоризонтальна, а σ_3 и σ_2 – субвертикальны) и взбросовому (σ_3 – субгоризонтальна, а σ_1 и σ_2 – субвертикальны) типу.

Розы-диаграммы простираний субгоризонтальных осей сжатия и растяжения для полученных решений, свидетельствуют, что формирование и активизация разрывной сети изучаемого участка происходила под влиянием как минимум трех полей тектонических напряжений сдвигового типа.

Для полей напряжений первой группы, характерны главным образом сдвиговые решения в которых оси сжатия ориентированы в северо-восточном направлении, а оси растяжения направлены на северо-запад. Отдельные решения, включенные в эту группу, соответствуют надвиговому (для север – восточного сжатия) и сбросовому (север – западное растяжение) типам полей. Присутствие этих полей указывает на наличие локальных участков сжатия и растяжения в сдвиговой зоне. Исходя из полученных результатов, по всей вероятности поля первой группы проявлялись на начальном этапе формирования, разломной сети территории и приводили к сдвиговым движениям по сопряженным ортогональным разломам. При этом по меридиональным разрывам происходили правые, а по широтным – левые сдвиги.

Поля второй группы также объединяют преимущественно сдвиговые решения, но с северозападным направлением осей сжатия и северо-восточное – для осей растяжения. Однако среди них, также как и среди полей первой группы, часть решений относится к надвиговому (сжатие северозападное) и сбросовому (растяжение северо-восточное) типам. Поля второй группы можно отнести ко второму этапу становления разрывной структуры на площади работ. При этом основные движения происходили, так же как и в первом этапе по широтным и меридиональным структурам, однако их кинематика имела противоположные направления, т.е. субмеридиональные разрывы проявляются как левые, а субширотные – как правые сдвиги. Участки взаимодействия разломов, которые раньше были областями растяжения, на данном этапе оказываются в условиях сжатия и в их пределах возможно формирование соответствующих структур (локальные надвиги, пологие поднятия и складки).

Существенное отличие в направлении осей главных нормальных напряжений имеет третья группа, здесь большей частью оси сжатия ориентированы субмеридионально, а оси растяжения субширотно. Эти поля, по всей видимости, характерны для третьего этапа развития дизъюнктивной сети. Мы предполагаем, что под их воздействием происходило становление и активация диагональных дизъюнктивов, работающих как сопряженные пары. При этом разломы северо-восточной ориентировки «работали» как левые, а северо-западной – как правые сдвиги. По разломам ортогональной ориентировки в этот период возможно происходили вертикальные смещения с формированием участков раскрытия (для субмеридиональных структур) и скучивания (для субширотных).

Следующая группа полей, проявившаяся на четвертом этапе, объединяет решения, которые свидетельствуют о субширотном положении оси сжатия и субмередиональном – растяжения. Здесь также наблюдается преобладание сдвигового типа поля. Однако при этом немалую роль играют также решения соответствующие надвиговому (субширотное сжатие) и, в меньшей степени сбросовому (субмеридиональное растяжение). Кинематика смещений для всех составляющих разрывной сети – прямо противоположная той, которая была характерна для третьего этапа. Северо-восточные и северо-западные нарушения при этом также образуют сопряженную пару. Первые из них активизировались как правые, а вторые – как левые сдвиги. Кроме того, на фоне вертикальных смещений по ортогональным разломам развивались локальные участки раскрытия (для субширотных) и скучивания (для субмеридиональных).

В целом, результаты площадного изучения структурного строения Алакит-Мархинского поля с помощью тектонофизических методов указывают на то, что территория имеет сложное разломноблоковое строение и здесь имеют место быть разломы субширотного, субмеридионального, северовосточного и северо-западного направлений. Узлы пересечении субширотных и субмеридиональных сдвиговых зон играют ключевую роль в формировании и локализации кимберлитовых тел. Разломы северо-восточного и северо-западного направлений являются внутриблоковыми структурами и определяющей роли в локализации кимберлитовых тел не имеют. Таким образом, необходимо отметить, что основные закономерности структурного контроля кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля необходимо искать исходя из особенностей развития и активизации узлов пересечения сдвиговых разломных зон.

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.

- Гладков А.С., Зинчук Н.Н., Борняков С.А., Шерман С.И., Манаков А.В., Матросов В.А., Гарат М.Н., Дзюба И.А. Новые данные о внутреннем строении и механизме образования зон кимберлитовмещающих разломов Мало-Ботуобинского района (Якутская алмазоносная провинция) // ДАН. 2005. Т. 402, № 3. С.366-369.
- Гладков А.С., Семинский К.Ж. Нетрадиционный анализ поясов трещиноватости при картировании субгоризонтальных разломных зон (на примере окрестностей г. Иркутска) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 2. С. 213-220.
- Гладков А.С., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Лунина О.В., Фролов В.С. Тектонофизический подход к анализу структурного контроля алмазоносных кимберлитовых трубок (на примере трубки Айхал) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж: Воронежский государственный университет. 2003. С. 283-288.
- *Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: 1961. 48 с.
- Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103-116.
- Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 112-130.

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра. 1998. 555 с.

ТЕКТОНИКА ТРЕЩИН РАЙОНА КИМОЗЕРСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ТЕЛА

Н.С. Прияткина

Геологический ф-т СПбГУ, Санкт-Петербург, nadya priyatkina@mail.ru

В настоящее время среди различных критериев прогноза кимберлитовых тел принципиальное значение приобретают структурно-тектонические критерии и связанные с ними тектонофизические исследования. С одной стороны, тектонофизические исследования применяются в алмазной геологии в целях прогноза локализации новых кимберлитовых трубок, с другой – в целях восстановления палеогеодинамических обстановок формирования уже открытых тел.

Кимозерское кимберлитовое тело находится на Балтийском щите севернее Онежского озера и является одним из наиболее древних алмазоносных кимберлитовых тел. Его возраст оценивается как раннепротерозойский, и после внедрения оно неоднократно подвергалось воздействию тектонических процессов [Ушков, 2001]. В целях восстановления структурной эволюции кимозерского массива, наряду с другими методами структурной геологии, был проведен анализ систем трещиноватости.

В процессе полевых работ важное внимание было уделено поиску систем трещин растяжения и трещин скалывания с целью сбора статистически значимого числа замеров их элементов залегания. Для этих целей было изучено 47 точек, расположенных на вмещающих кимберлитовое тело породах – габбро-долеритах. Для трещин растяжения в каждой точке делался замер только системы трещин в целом, тогда как для трещин скалывания делалось несколько замеров, характеризующих как ориентировку самой трещины, так и расположенных на ней борозд скольжения.

Диагностика и обработка данных производилась по следующим критериям. Трещины растяжения образуют или открытые трещины, или закрытые, но со специфическим рельефом поверхности, получившим название «плюмовая структура» [Marshak, Mitra, 1988]. По трещинам растяжения однозначно устанавливается ориентировка только оси растяжения, тогда как ось сжатия и промежуточная ось эллипсоида напряжений ориентированы в плоскости трещины. Как правило, одна из этих осей располагается субгоризонтально, другая – субвертикально. В любом случае, проекция оси сжатия на поверхность Земли оказывается параллельной ее простиранию (если только ось сжатия ориентирована не точно вертикально). Трещины скалывания характеризуются наличием зеркал и борозд скольжения, и это обязательный признак для их диагностики. Направление перемещения определялось по уступам, создаваемым новообразованными минералами на зеркалах скольжения. Реконструкция полей напряжений производилась с помощью программы FaultKinWin, разработанной Р. Альмендингером (Корнельский Университет, США), теоретическая основа которой аналогична изложенной в методе В.Д. Парфенова [Шерман, Днепровский, 1989].

В пределах самого кимберлитового тела наиболее отчетливо выраженной трещиноватость оказалась в пределах центрального и юго-восточного выходов вмещающих габбро-долеритов «нижнего сила». Среди трещин растяжения преобладали системы, ориентированные ортогонально относительно друг друга. Наибольшее количество подобных ортогональных систем трещин характеризуется Ю-ЮВ и В-СВ (~150° и 60°) простиранием и субвертикальным падением, совпадая, в целом, с простиранием основных разрывных нарушений, наблюдавшихся в районе массива Кимозеро. В западной части массива было отмечено изменение преобладающих направлений простирания трещиноватости на субмеридиональные. Между тем было зафиксировано, что разброс направлений простираний систем трещин на исследованных точках достаточно велик. В этой связи стоит также отметить, что степень развитости трещин достаточно неравномерна – наблюдаются сходные по морфологии как мелкие (первые сантиметры) микротрещины, так и рассекающие все породы в пределах обнажения. Локально фиксируются уступы и обнажения высотой до 10-15 м, постоянно обваливающиеся по развитым системам трещин растяжения, о чем свидетельствуют крупноблоковые осыпи у их подножия.

Результаты замеров трещин растяжения приведены на рис. 1. Очевидно, что несмотря на заметный разброс данных, преобладают северо-восточные (40° и 60°) и перпендикулярных к ним юговосточные (120° и 150°) направления простирания. Углы между этими системами составляют всего лишь 20-30°, что заметно меньше, чем это должно было бы быть в случае сопряженных трещин скалывания. Такие угловые соотношения между двумя различными системами ортогональных трещин могут интерпретироваться двумя способами: (1) они формировались в разное время в разных полях напряжений, что предполагает наличие четырех разных полей напряжений; (2) трещины, отличающиеся по простиранию на 20-30° являются так называемыми сопряженными трещинами растяжения, формирующимися в обстановке растяжения при наличии незначительных касательных напряжений



Рис. 1. Результаты замеров трещин растяжения.



Рис. 2. Интерпретация трещин скалывания.

[Marshak, Mitra, 1988]. Вторая интерпретация представляется предпочтительной и тогда эти трещины фиксируют два поля напряжений – одно со сжатием, ориентированным по простиранию примерно 50°, другое по простиранию примерно 135°.

Интерпретация трещин скалывания приведена на рис. 2. В точках наблюдения N3 и N4, расположенных в северной и центральной частях массива, ось сжатия ориентирована по направлению 40-70°, а в точке наблюдения N7, расположенной в южной части массива ось сжатия ориентирована по направлению 325° (145°), что примерно совпадает с осями сжатия, фиксируемыми по трещинам растяжения (рис. 1).

Наличие согласованных систем трещин растяжения и скалывания указывает, что они формировались в единых полях напряжений, которых в районе Кимозеро отчетливо выделяется только два упомянутых выше. То, что зеркала скольжения и некоторые трещины растяжения выполнены тремолитом, указывает, что данные системы трещин фиксируют древние, синхронные метаморфическим преобразованиям поля напряжений. В то же время, их связь с наблюдаемыми системами разрывных нарушений не всегда очевидна. Так, при сжатии по оси 40-70° можно ожидать, что широко развитые в изучаемом районе разломы ССЗ-ЮЮВ простирания будут взбросами или надвигами, что и наблюдается при картировании кимберлитового тела. С другой стороны, отсутствует поле напряжений, которое должно было быть ответственным за левосдвиговые перемещения по разломам СВ-ЮЗ простирания, также отчетливо диагностируемым при картировании. Из зафиксированных полей напряжений это могло быть только поле с осью сжатия, ориентированной около 40°, что, вероятно, указывает на эту ориентировку оси сжатия как наиболее правдоподобную. В то же время, разрывные нарушения, кинематика которых соответствовала бы ориентировке оси сжатия 325°-145°, нигде не наблюдались и их возрастные соотношения с описанной выше системой трещин остаются дискуссионными.

ЛИТЕРАТУРА

Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2001. Вып. 3. С. 94-98.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения // Новосибирск: Наука. 1989. 158 с.

Marshak S., Mitra G. Basic methods of structural geology // New Jersey. Prentice Hall. 1988. 446 p.
АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА МОНИТОРИНГА И МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОЛЕКМО – СТАНОВОЙ ЗОНЫ

Ю.С. Пушкаревский, С.В. Трофименко, А.Я. Маршалов, В.Е. Морозова

Технический институт (филиал) Государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования Якутский Государственный университет им. М.К. Амосова, Нерюнгри, jurixx@bk.ru.

Объект исследования. С сейсмотектонической точки зрения исследуемая территория (Южная Якутия) охватывает центральную часть Олекмо-Становой сейсмической зоны (ОСЗ), которая протягивается полосой шириной до 200 км от среднего течения р. Олекма до Удской губы Охотского моря и продолжает к востоку Байкальскую рифтовую зону, образуя единый Байколо-Становой сейсмический пояс. Большинство сейсмических событий (более 16 тысяч с энергией более 10⁷ Дж [Имаев и др., 2007]) в настоящий период наблюдений регистрируется на данной территории в пределах Станового хребта и примыкающего к нему с севера Алдано-Учурского плато. В новейший (неогенчетвертичный) тектонический этап здесь происходит возобновление тектонических движений, особенно интенсивных в пределах Станового поднятия и обновление древних разломов, формируются основные черты современного рельефа. Высокая подвижность земной коры сохраняется вплоть до настоящего времени [Овсюченко и др., 2009].

Актуальность, цель и задачи исследования. Одной из современных задач моделирования результатов геолого – геофизических исследований в сейсмически активных регионах является изучение предпосылок (факторов) возникновения землетрясений. Несмотря на определенные успехи, достигнутые в этой области [Сейсмическое..., 1975; Стогний, 2006] адекватность предлагаемых моделей и корректность используемых критериев сейсмичности остается остро дискуссионной. Это связано с тем, что инструментальный период сейсмологических наблюдений составляет немногим более 40 лет, а детальные палеосейсмогеологические исследования на данной территории для уточнения сейсмического потенциала проводились на ограниченных локальных участках [Овсюченко и др., 2007].

Математическое моделирование геофизических процессов и явлений предполагает построение адекватных моделей реальных объектов исследований. Последовательное решение поставленных задач предусматривает проведение исследований в двух взаимосвязанных направлениях. Во-первых, это выявление закономерностей изучаемых явлений, во-вторых, создание технологий отображения выявленных закономерностей при помощи различных типов математического анализа. Комплекс задач второго направления связан с необходимостью производства массовых численных расчетов и использования программных средств и современных компьютерных технологий отображения информации.

Целью данной работы является отработка технологий отображения выявленных закономерностей, полученных при исследовании сейсмотектонических процессов Олекмо – Становой сейсмической зоны. Задачами исследований определены исследования по созданию автоматизированного комплекса визуализация сейсмической активности и построение некоторой формальной модели признаков пространственной структуры поля распределений эпицентров землетрясений.

Результаты поискового анализа. В процессе изучения пространственно – временных закономерностей геофизических полей Алданского щита и сейсмических полей распределений Олекмо – Становой сейсмической зоны были изучены общие закономерности распределения областей сильных землетрясений и рассеянной сейсмичности за инструментальный период наблюдений и известных палеосейсмодислокаций Олекмо – Становой сейсмической зоны; проведен анализ динамических характеристик сейсмического режима как всей ОСЗ так и отдельных её частей на основе общего энергетического подхода; построены статистические модели пространственно–временных распределений слабых землетрясений и изучены их закономерности. В результате модельных построений было установлено следующее:

 плотностные неоднородности линейных элементов аномалий геофизических полей и спрямленных участков речной сети обнаруживают высокую степень пространственной упорядоченности в виде доменов и геометрически укладываются в основные тектонические и геологические структуры Алданского щита [Трофименко, 2008а]; – пространственное распределение эпицентров землетрясений Олекмо – Становой сейсмической зоны на региональном уровне и поля афтершоковых последовательностей сильных землетрясений образуют ромбические структуры (пуло-парты), подобные построенным доменам 1 и 2-го порядков по геофизическим полям [Трофименко, 2007а];

– величина видимой скорости диссипации энергии упругих деформаций ОСЗ служит индикатором готовящегося сильного землетрясения либо повышения сейсмической активности. Вычисленная длительность активной фазы афтершоковых последовательностей вследствие произошедшего сильного землетрясения и длительность периодов повышенной сейсмической опасности предопределены закономерными изменениями в динамике сейсмического процесса плейттектонической природы [Трофименко, 20076];

– моделирование динамики сейсмического режима указывает на последовательную разрядку напряжений по активным разломам. Распределение землетрясений в течение суток неравномерно и определяет время (в статистическом смысле) активизации разнонаправленных систем разломов, а пространственное распределение эпицентров землетрясений в максимумах (минимумах) суточной активности позволяет установить, что поле сейсмичности на энергетическом уровне 10⁸ Дж и ниже формируется в векторном поле внешних сил [Трофименко и др., 2008].

Создание автоматизированного программного комплекса визуализации сейсмической активности. Основной целью настоящего направления исследований является разработка комплексов программ сопровождения в автоматизированных системах геофизического мониторинга, как в интерактивном режиме, так и в реальном режиме времени.

Современные компьютерные технологии позволяют представлять данные геофизических наблюдений в форме, удобной для качественной и количественной интерпретации. Одним из возможных вариантов представления информации может служить экспресс-визуализация сейсмического процесса. Отличительной особенностью предлагаемого программного продукта от аналогичных разработок является возможность интерактивной работы с программой при анализе сейсмологических данных. Модульный подход при создании системы мониторинга позволяет наращивать программный продукт при появлении новых систем наблюдений и требований к обработке данных. На первом этапе была разработана программа отображения сейсмологических данных с возможностью изменения входных параметров исходных данных (энергетических классов, периода усреднения активности, пространственных координат, анализируемый период и т.д.). К настоящему времени созданы три модуля программы: модуль анализа временных рядов с использованием стандартных методов статистической обработки; модуль анализа представительности энергетических классов; программное решение визуализации сейсмической активности.

Решение поставленных задач реализовано с использованием системы прикладного программного обеспечения – Borland Developer Studio (BDS 2006). При помощи данного программного продукта был обработан каталог землетрясений Олёкмо – Становой сейсмической зоны, содержащий данные о землетрясениях начиная с 1969 по 2007 год. В результате реализации поставленных задач был разработан промежуточный программный продукт, который является качественным инструментом, позволяющим проводить анализ динамических характеристик сейсмичности и давать их визуальную оценку. В ходе отработки технологии было установлено, что разработка подобных продуктов позволяет создавать качественные инструменты для интерпретации геофизической (сейсмологической) информации с последующим использованием ее в системах геофизического мониторинга геологической среды для принятия эффективных решений по обеспечению сейсмической безопасности региона.

Построение модели признаков пространственной структуры поля распределений эпицентров землетрясений. Целью данного направления исследований является поиск закономерностей между фрактальной размерностью гидросети и пространственным распределением землетрясений.

Достижение цели было реализовано последовательным решением следующих задач:

1) Подготовка исходного материала фрагментов гидросети в виде точечных рисунков в формате bmp с использованием электронной топографической карты России.

2) Разработка алгоритма и программы расчета фрактальной размерности клеточным методом. Для определения фрактальной размерности была применена формула Хаусдорфа-Безиковича:

$$D_H = l \lim_{\delta \to 0} \frac{\lg(N)}{\lg(\delta)},$$

где N – количество клеток, покрывающих систему рек в заданном квадрате; δ – линейный размер клетки.

- 3) Расчет фрактальной размерности гидросети в заданных участках.
- 4) Подготовка базы данных по землетрясениям в заданных участках.
- 5) Проведение корреляционного анализа с оптимизацией по коэффициенту корреляции.
- 6) Отбор прогнозных площадок по методу подобия по фрактальной размерности;

В основу моделирования пространственной структуры сейсмичности Олекмо – Становой зоны положен подход к анализу связей сейсмичности с некоторыми структурными элементами изучаемой области (модельными факторами), основанный на допущении, что землетрясения, приуроченные к определенным структурам, являются следствием длительного развития самих структур. Следовательно, области эпицентров сильных землетрясений и рассеянной сейсмичности должны иметь некоторые признаки, отличающие их от смежных областей. С другой стороны, наличие данных признаков в асейсмичных в настоящее время участках сейсмоактивной зоны, может свидетельствовать о генерации в них сейсмической энергии в прошлом и о возможности аналогичных явлений в будущем.

Для комплексной оценки состояния природных объектов, полей распределений и морфоструктур, традиционно проводятся исследования с использованием инструментов классических научных методик [Ранцман, 1979]. Наряду с этим, в последние годы в самых разных прикладных задачах с успехом применяются методы фрактального анализа, по результатам которого возможно определить современное состояние природных объектов, обусловленность их развития геолого-геоморфолоческими особенностями территории. Этот метод дает возможность оценивать характер самоподобия природного объекта, раскрывать его фрактальные свойства. Достоинство фрактального анализа состоит в том, что он дает возможность получать числовые характеристики природных структур различного генезиса и соответственно сравнивать их между собой. Таким образом, фрактальный анализ может служить одним из инструментов моделирования объектов или процессов.

В данной работе для сопоставления пространственного распределения поля сейсмичности с модельными факторами рассматривается фрактальная размерность участков гидросети, рассчитанная клеточным методом в квадратах размером 1°*1°.

Исследуемая зона была разбита на 96 квадратов от 118 до 134° ВД и от 54 до 60° СШ. Все фрагменты были приведены к одному масштабу. Расчет фрактальной размерности элементов гидросети проводился по специально разработанной программе.

Объект данного исследования – система линий речной сети. Речная сеть, являясь разветвленной структурой, хорошо поддается обработке методами фрактального анализа [Гладков и др., 2004]. Для моделирования территории Алдано-Станового мегаблока по данной методике вся территория была разбита на одноградусные квадраты. Речная сеть в данном случае определяется как совокупность всех рек, находящихся в пределах квадрата 1°×1°.

Количество землетрясений сравнивалось фрактальной размерностью. По всей площади коэффициент корреляции составил r = 0.25, что свидетельствует об отсутствии связи исследуемой зависимости. Для поиска закономерности по всей площади было проделано следующее: методом подбора отбирались те участки, которые увеличивали коэффициент корреляции. В результате этого было отобрано 46 площадок. И коэффициент корреляции повысился до r = 0.701.

Результаты расчетов показали, что максимумы фрактальной размерности совпадают с пространственным положением сильных землетрясений Южной Якутии. В западной части ОСЗ локальные максимумы захватывают по широте всю исследуемую зону от 55° до 58° СШ, и в плане совпадают с пересечением Олекминской и Северо-Становой систем разломов, к которым приурочены сильные Tac-Юряхское (M = 7), Tac-Мелиинское (M = 4.5), Южно-Якутское землетрясения (M = 6.6). Следующий максимум на широте 56° охватывает кряж Зверева и центральную часть Становика. На южных границах данного блока произошло Ларбинское землетрясение (M = 5.9). В восточной части исследуемой территории максимум фрактальной размерности находится в пограничной зоне, разделяющей структуры северо-западного простирания (правые притоки р. Тимптон) и широтные структуры Становой складчатой системы. Здесь зарегистрировано землетрясение с M = 4.9. Таким образом, формальный подход к анализу пространственного поля сейсмичности позволил выявить закономерности в распределении фрактальной размерности в виде относительного увеличения в областях, приуроченных в очагам сильных землетрясений. Наличие дислокаций в данных областях [Имаев, Трофименко и др., 2007] свидетельствует о непрерывности и об унаследованности сейсмического процесса ОСЗ.

ЛИТЕРАТУРА

- Гладков А.С., Лунина О.В., Шишкина Л.П. Фрактальный анализ тектонической трещиноватости и речной сети Прибайкалья //Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования: Материалы XXVIII пленума геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск: ИГ СО РАН. 2004. С. 78-80.
- Имаев В.С., Трофименко С.В., Гриб Н.Н. и др. Разломная тектоника и геодинамика в моделях очаговых зон сильных землетрясений Южной Якутии: Томск: Изд. Томского университета. 2007. 274 с.
- Овсюченко 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.
- Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А., Трофименко С.В., Никитин В.М. Зоны возможных очагов землетрясений и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона // Материалы международной научно-практической конференции 24-26 октября 2007 г. «Южная Якутия новый этап индустриального развития». Нерюнгри: Изд. Технического института. 2007. В 2-х томах. Т. 2. С. 46-58.
- Раниман Е.А. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука. 1979. 172 с.
- Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий // Под редакцией К.Б. Мокшанцева, Якутск: Изд. СО АН СССР. 1975. 92 с.
- Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона, Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат». 2005. 174 с.
- *Трофименко С.В.* Проявление землетрясений и их фор-афтершоков на фоне стационарного сейсмического процесса // Материалы всероссийского совещания с международным участием 18-24 сентября 2007 г. «Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии». Иркутск. Изд. ИЗК СО РАН. 2007. В 2-х томах. Т. 2. С. 171-175.
- *Трофименко С.В.* Статистические модели сейсмического режима Олекмо Становой зоны (ОСЗ) // Физика геосфер: Материалы пятого всероссийского симпозиума. Владивосток: Изд. Дальнаука. 2007. С. 218-225.
- *Трофименко С.В.* Geomorphological signs of models of the seismic areas of Olecmo Stanovaya zone // Геодинамика внутиконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Материалы 4 Международного Симпозиума, г. Бишкек, 15-20 июня 2008 г.: НС РАН. 2008. 282 с.
- *Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М.* Динамика сейсмического режима Олекма Становой сейсмической зоны (ОСЗ) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции в 2-х томах. М.: ИФЗ. 2008. Т. 2. С. 349-350.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ ПО ГЛУБИНЕ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Н.А. Радзиминович

Институт земной коры СО РАН, Иркутск *<u>nradzim@crust.irk.ru</u>*

Прочность литосферы как функция глубины зависит от механизма деформации. На небольших глубинах деформационное поведение пород определяется процессами трения и зависит от порового давления. Прочность линейно возрастает с глубиной, следуя закону Байерли, однако с ростом температуры она быстро падает, и напряжения релаксируются пластическим течением. Пластическое течение как механизм деформации реализуется, главным образом, дислокационной ползучестью, описываемой степенным законом с показателем степени $n \approx 3$. Глубина хрупко-пластического перехода определяется температурой, вещественным составом, величиной порового давления, скоростью деформации и типом поля тектонических напряжений.

Индикатором реологического состояния земной коры или литосферы могут служить данные о глубинах очагов землетрясений. Обусловлено это тем, что при модели очага землетрясения в виде разрыва сплошности материала, возникающего под действием напряжений, накопленных в процессе тектонической деформации, землетрясения обычно понимаются как хрупкое разрушение среды. Поэтому, предполагается, что нижняя граница проникновения очагов землетрясений соответствует переходу от хрупкого разрушения (путем развития трещин) к пластическому течению.

Очевидно, что надежность и точность определений глубин очагов играет определяющую роль. К сожалению, для внутриконтинентальных коровых землетрясений этот параметр определяется с большой неопределенностью. Для Байкальской рифтовой системы (БРС) неоднозначность результатов обусловлена редкой системой сейсмических станций и скудными данными о скоростных характеристиках среды. Тем не менее, на основании имеющихся публикаций можно сделать сделующие выводы. Во-первых, для БРС нет убедительных примеров землетрясений с очагами под корой. Что касается результатов определений глубин в 40-50 км, приводимые для землетрясений северовосточного фланга в работах [Вертлиб, 1978; 1997; Deverchere et al., 1991], то с учетом вертикальной ошибки и неопределенности в мощности коры, вполне вероятно, что они произошли в нижней ее части. Во-вторых, наибольшая сейсмическая активность в Байкальском регионе характерна для диапазона глубин 10-20 км (рис. 1). Подошва сейсмоактивного слоя в БРЗ, которая, как принято считать, соответствует уровню, выше которого сосредоточено 90% очагов, располагается на глубине 25 км. Малое количество надежных данных по БРС в целом и отсутствие определений для землетрясений Забайкалья не позволяют на данном этапе исследований выявить изменения (если таковые имеются) в мощности сейсмоактивного слоя поперек зоны. По простиранию БРС наблюдается тенденция к заглублению очагов на северо-восточном фланге, где сейсмическая активность затрагивает и нижние части коры [Doser& Yarwood, 1994, Emmerson et al., 2006, Deverchere et al., 1991].

Для БРС имеется ряд статей, посвященных сопоставлению имеющихся данных по глубинам гипоцентров землетрясений с прочностью коры или определяющими ее параметрами [Голенецкий,



Рис. 1. Сводная гистограмма, показывающая процентное распределение землетрясений Байкальской рифтовой зоны по десятикилометровым интервалам глубин.

Голубев, 1985; Крылов, Дучков, 1996; Devershere et al., 2001; Радзиминович и др., 2003 и др.]. В данной работе были построены кривые прочности земной коры (предельные дифференциальные напряжения ($\sigma_1 - \sigma_3$)) как функция глубины, исходя из доминирования в верхней части коры фрикционных процессов и дислокационной ползучести в нижних слоях. Вещественный состав задавался в двух вариантах: гранит-диабаз и диорит-гранулит. Раздел между ними условно проведен на глубине 15 км. Скорость деформации $\dot{\varepsilon}$ (10⁻¹⁵ c⁻¹) считалась постоянной, а поровое давление варьировалось от гидростатического по всему разрезу земной коры до почти литостатического в нижней ее части. Оценка прочности материала земной коры проводилась при условии его нарушенности и коэффициенте трения бортов разломов равном 0.75 Температура определялась уравнением кондуктивного выноса тепла при среднем значении поверхностного теплового потока 70 мВт/м² [Голубев, 1982], что дает приблизительно 900°С на разделе Мохо (37 км).

Результаты показали (рис. 2), что хрупко-пластический переход и в гранитах и диоритах происходит на глубине 12 км. Однако, снижение прочности горных пород, начиная с этой глубины, не препятствует возникновению землетрясений, напротив, как следует из рис. 1, глубже 10 км происходит нарастание сейсмической активности. Возможно, ключевым фактором для возникновения землетрясений в зоне пластичности пород верхней части коры могут выступать процессы метаморфической дегидратации, механизм влияния которой на сейсмичность подробно рассмотрен, например, в [Киссин, 1996]. Однако, маловероятно, что основная доля землетрясений обусловлена данным процессом. Скорее, этот механизм играет роль при возникновении землетрясений ниже подошвы сейсмоактивного слоя. Более правдоподобным выглядит объяснение, заключающееся в упрощенной модели хрупкопластического перехода. В данной модели переход представлен в виде резкой границы, в то время как мультиминеральный состав горных пород требует существования промежуточного слоя. Кроме того, при анализе распределения очагов байкальских землетрясений по глубине следует иметь в виду мощный осадочный слой, достигающий в Южно-Байкальской впадине 7 км [Hutchinson et al., 1992]. Относительно малопрочные отложения вряд ли способны генерировать подавляющее большинство толчков, да и причины их возникновения в таком случае трудно было бы объяснить рифтогенным растяжением. Разрывные нарушения в осадках Байкала, известные по данным сейсмопрофилирования, отражают скорее смещения в фундаменте [Леви и др., 1995].

Глубина перехода в породах нижнего слоя составляет 21 км для диабазов и 24 км для мафических гранулитов при условии высокого порового давления. Последнее значение наиболее близко к 90%



Рис. 2. Изменение критических напряжений с глубиной для разных вариантов состава земной коры. λ – отношение давления порового давления к литостатическому.

уровню распространения гипоцентров землетрясений (25 км). Лучшее соответствие сейсмологических данных более мафическому составу земной коры совпадает с интерпретацией гравиметрических данных [Алакшин, 1997] и данных ГСЗ [Юншен и др., 1996]. Мафический состав средней и нижней коры может быть обусловлен внедрениями основных и ультраосновных тел [Зорин, 1971] или наличием в низах коры БРЗ структур фундамента Сибирской платформы, перекрытого древними надвигами, выделяемыми при интерпретации записей удаленных землетрясений [Zorin et al., 2002].

Полученное значение подошвы сейсмоактивного слоя в 25 км выглядит достаточно большим для рифтовой зоны. Но и в системе Африканских рифтов, проявляющих в отличие от Байкала современную вулканическую активность, землетрясения происходят в нижних частях коры [Shudofsky et al., 1987; Seno&Saito, 1994]. Это может свидетельствовать как о неверных представлениях о вещественном составе земной коры или ее термическом состоянии, так и о слишком упрощенной реологической модели. Результаты данной работы показывают, что для Байкальского региона полученное значение диапазона хрупкого разрушения возможно при допущении о преобладании пород основного состава в средних и нижних частях земной коры, высоком поровом давлении на глубине, и меньшей прогретости коры, чем можно было бы ожидать.

В перспективе предполагается задать условия расчета, соответствующие зоне глубинного разлома. В зонах разломов, особенно это характерно для сбросов и сдвиго-сбросов, тепловой поток повышен до 100 мВт/м² [Голубев, 1982]. Здесь наряду с кондуктивным выносом тепла в приповерхностной части значительно влияние конвективной составляющей. Еще одним допущением является пониженное значение коэффициента трения (до 0.2) характерное для активных, хорошо проработанных зон разломов, заполненных мощной толщей продуктов разрушения. Нижняя часть разломов может быть представлена милонитами, филлонитами, ультра- и бластомилонитами. Для них более типично действие диффузионного механизма, проявляющегося при низких напряжениях (до 10 МПа) и малых размерах зерен (меньше 10-100 микрометров) [Ranalli, Murphy,1987].

Работа выполнена при поддержке проекта 16.8 Программы Президиума РАН и «Фонда содействия отечественной науке».

ЛИТЕРАТУРА

- Алакшин А.М. Байкальская зона живой тектоники: гравитационные модели литосферы и геодинамические модели // Мат-лы Всероссийской межрегион.конф. «Геологическая среда и сейсмический процесс» Иркутск: ИЗК СО РАН. 1997. С. 3-8.
- Вертлиб М.Б. К определению глубины очагов землетрясений в Прибайкалье // Геология и геофизика. 1978. № 9. С. 141-146.
- Вертлиб М.Б. Гипоцентрия и механизм землетрясений в связи с геодинамикой северо-востока Байкальской зоны // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 8. С. 1376-1385.
- Голенецкий С.И., Голубев В.А. О связи сейсмичности с тепловым потоком в районе впадины оз. Байкал // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 87-96.
- Голубев В.А. Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука. 1982. 150 с.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука. 1971.
- Киссин И.Г. Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность // Физика Земли. 1996. № 4. С.30-40.
- *Крылов С.В., Дучков А.Д.* Изучение условий возникновения коровых землетрясений: деформационнопрочностное районирование сейсмоактивной среды // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 6. С. 814-817.
- Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 154-163.
- Радзиминович Н.А., Балышев С.О., Голубев В.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1210-1219.
- Юншен С., Крылов С.В., Баоцзюнь и др. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал-северо-восточный Китай // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, №2. С. 3-15.
- *Chen W.P., Molnar P.* Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere // J. Geophys. Res. 1983. No. 88. P. 4183-4214.
- Devershere J., Houdry F., Diament M., Solonenko N., Solonenko A. Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift // Geophys. Res.Lett. 1991. V. 18, No. 6. P. 1099-1102.

- Devershere J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., Sankov V. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys.J. Int. 2001. 146. P. 714-730.
- *Doser D., Yarwood D.* Deep crustal earthquakes associated with continental rifts // Tectonophysics. 1994. 229. P. 123-131.
- Hutchinson D.R., Golmstok A.J., Zonenshain L.P., Moore L.P., Scholz T.C. and Klitgord K.D. Depositional and tectonic framework of the rift basins of lake Baikal from multichannel seismic data // Geology. 1992. 20. P. 589-592.
- *Emmerson B., Jackson J., McKenzie D. and Priestley K.* Seismicity, structure and rheology of the lithosphere in the Lake Baikal region // Geophys. J. Int. 2006. 167. P. 1233-1272; doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03075.x.
- Jackson J.A. Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? // GSA Today. 2002. 12. P. 4-10.
- Maggi A., Jackson J.A., Priestley K., Baker C., 2000a. A reassessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle? // Geophys. J. Int. 2000a. 143. P. 629-661.
- Maggi A., Jackson J.A., McKenzie D., Priestley K. Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere // Geology. 2000b. 28. P. 495-498.
- Ranalli G., Murphy D.C. Rheological stratification of the lithosphere // Tectonophysics. 1987. 132. P. 281-295.
- Ranalli G. Rheology of the Earth (2nd ed.). Chapman & Hall. 1995.
- Seno T., Saito A. Recent East African earthquakes in the lower crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. No. 121. P. 125-136.
- *Shudofsky G.N., Cloetingh S., Stein S. and Wortel R.* Unusually deep earthquakes in East Africa : constraints on the thero-mechanical structure of a continental rift system // Geophys. Res. Lett. 1987. No. 14. P. 741-744.
- Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // Tectonophysics 359 (2002) 307-327.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КОЛВИНСКОГО МЕГАВАЛА

А.Б. Рапопорт

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

Целью исследования являлись структурные и тектонофизические исследования новейших разломов севера Колвинского мегавала ТПП. Административно это территория Ненецкого автономного округа Архангельской области. В географическом площадь расположена в пределах Большеземельской тундры, на севере Печорской низменности. В тектоническом отношении исследуемый район расположен в северной части Колвинского мегавала, который, в свою очередь, является инверсионной структурой крупного и сложно построенного надпорядкового элемента Печоро-Колвинского авлакогена.

Инверсионный тип структур обусловлен своебразием истории геологического развития Печорского нефтегазоносного бассейна в целом и Печоро-Колвинского авлакогена в частности. Тектоническое развитие территории было тесно связано с эволюцией Уральского океанического бассейна и формированием Уральской складчато-надвиговой области.

На первом этапе работы было необходимо выделить основные разрывные нарушения. Выделение производилось с помощью дешифрирования линеаментов по топографической основе и фотоснимкам масштаба 1:200 000, анализа структурных карт разновозрастных горизонтов и геофизических данных по грави- и магниторазведкам.

Тектонические напряжения восстанавливались структурно-геоморфологическим (СГ) методом [Сим, 1991; Сим, 2000], позволяющим подтверждать разломную природу отдельных линеаментов и мегатрещин (мелких прямолинейных элементов рельефа), направление сдвиговой составляющей перемещений по разлому, ориентацию оси максимального и минимального сжатия в горизонтальной плоскости и геодинамическую обстановку формирования разлома. Возраст активизации разломов в восстановленном поле напряжений определяется как неотектонический и современный по возрасту отложений, в которых развиты мегатрещины. Выделение рангов полей напряжений проводилось по комплексу признаков: по длительности развития разломов, в зонах динамического влияния которых восстановлены напряжения, по выраженности его на дневной поверхности и, главное, по устойчивости знака смещения по простиранию разлома. Результаты реконструкции неотектонических напряжений показаны на рис. 1.

Сдвиговое неотектоническое поле напряжений 1 ранга севера Колвинского мегавала характеризуется субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением. В таком поле напряжений наиболее активны системы диагональных разломов 1 ранга, разломы СЗ простирания являются правыми, а разломы СВ простирания – левыми сдвигами.

Подтверждением правильного определения направлений сдвиговых перемещений по разломам могут служить отчетливо дешифрирующиеся локальные новейшие структуры непосредственно южнее района, приведенного на рис. 2. На пересечении разнонаправленных сдвигов формируются сектора сжатия и растяжения. В восстановленном поле напряжений с субмеридиональным региональным сжатием при пересечении диагональных сдвигов сектора сжатия раскрыты на север и юг, а сектора растяжения – на запад и восток. В секторе локального сжатия, раскрытом на юг, по радиальному центробежному распределению водотоков 1-2 порядков выделено новейшее поднятие, а в секторе сжатия, открытом на север, поднятие выделено по аэрофотоснимку (на топографической карте оно выделяется менее убедительно). При этом в секторе локального растяжения, раскрытом на восток, рисунок гидросети – центростремительный, дающий основание выделить здесь впадину, обусловленную обстановкой локального растяжения. В секторе локального растяжения, раскрытом на запад, можно также выделить локальную впадину с озером в центре, но удаленность ее от места пересечения разломов не позволяет уверенно утверждать об обусловленности ее формирования за счет сдвиговых подвижек по исследованным разломам (рис. 2).

С целью анализа выраженности выделенных разломов в мегатрещинах, а также особенностей мегатрещин в секторах сжатия и растяжения были построены карты распределения плотности мелких прямолинейных элементов рельефа. Мегатрещины были дифференцированы по азимутам простирания с шагом в 15 градусов (0-15, 15-30 и т.д.). Бралось окно 10×10 км и в нем считалось количество всех мегатрещин удовлетворяющих условию, а потом полученное значение присваивалось всему



Рис. 1. Обзорная карта нефтегазоносности севера Колвинского мегавала с результатами дешифрирования и реконструкции неотектонических напряжений: *1* – разломы: а – І-го, б – ІІ-го рангов; *2* – мегатрещины; *3* – оси алгебраически максимального сжатия в горизонтальной плоскости: а – І-го, б – ІІ-го ранга; *4* – сдвиги; *5* – район работ.

квадрату, дальше окно сдвигалось на половину длины (5 км) и производилась та же операция. И в конце все значения интерполировались методом схождения.

Анализ карт плотностей мегатрещин показал, что выделенные новейшие разломы лучше проявлены на поинтервальных картах плотностей мегатрещин, чем на карте общей плотности. На рис. 3 представлена карта общей плотности мегатрещин исследованного района. Анализ карты показывает 2 абсолютных максимума плотности в секторах сжатия на севере и на юге территории. В целом в секторах растяжения плотность мегатрещин ниже. Выделенные разломы часто разграничивают зоны с различными плотностями мегатрещин. При этом на карте общей плотности мегатрещин разломы выражены менее отчетливо, чем на картах поинтервальной плотности мегатрещин. Таким образом в целом анализ плотностей мегатрещин подтверждает правомерность выделения разломов.

На следующем диапазоне простирания от 45 до 60 градусов (рис. 4), разломы северо-восточного простирания в центральной части подчеркнуты максимумами параллельных ему мегатрещин, это означает, что по разломам имеет место быть сбросовая компонента перемещений согласно данным моделирования сбросов (Шерман и др., 1983).

В противоположность им разломы северо-западного простирания на карте плотности в интервале 120-135 и 135-150 выражены в виде чередующихся пятен экстремальных значений и наличием слабого максимума в северной части (рис. 5). Такое распределение мегатрещин может свидетельствовать о преобладании сдвиговой компоненты перемещения по разломам северо-западного протирания.



Рис. 2. Новейшие структуры в секторах локального сжатия и растяжения вблизи пересечения разнонаправленных сдвигов. *1–3* – Неотектонические структуры: *1* – разломы, *2* – поднятия, выделенные: а – по топокарте, б – по фотоснимку, *3* – впадины, выделенные по топокарте.



Рис. 3. Карта общей плотности мегатрещин. *1* – зона максимальной плотности, *2* – зона минимальной плотности, *3* – разрывное нарушение, *4* – изолинии равных плотностей.



Рис. 4. Карта плотности мегатрещин (аз. простирания 45-60).





Подтверждением этому служит карта плотности мегатрещин в интервале 165-180, образующими в северной части ярко выраженную градиентную зону, параллельную разлому ССЗ простирания. Мегатрещины этого простирания являются R-сколами, формирующимися в процессе сдвиговых перемещений. В центральной же части к секторам сжатия приурочены зоны максимальной плотности, а к одному из секторов растяжения – минимум (рис. 6).

Развитие мегатрещин в зонах динамического влияния разломов СВ простирания, параллельных разломам, может свидетельствовать о наличии у последних, а малое число мегатрещин, параллельных СЗ разломам – об отсутствии сбросовой компоненты перемещений. В секторах локального



Рис. 6. Карта плотности мегатрещин 165-180.

сжатия незначительно преобладают максимумы, а в секторах растяжения отчетливо преобладают минимумы мегатрещин разного простирания.

В сочетании с минимальным количеством субмеридиональных мегатрещин по району исследований их минимум в секторах растяжения показывают, что в районе исследований сколовые трещины преобладают над трещинами отрыва как в поле напряжений 1 ранга, так и на локальном уровне.

Предварительный анализ приуроченности максимумов и минимумов плотности мегатрещин различного простирания к секторам сжатия и растяжения показал, что в районе исследований трещины отрыва формируются реже, чем сколовые трещины. Минимальное количество мегатрещин субмеридионального простирания (интервал 0-15) говорит о минимальном развитии мегатрещин отрыва и в региональном поле напряжений. Таким образом, спецификой района исследований является явное преобладание сколовых мегатрещин над отрывами разного ранга.

Восстановленная геодинамическая обстановка оказывает положительное воздействия на формирование залежей углеводородов. Такие крупные месторождения нефти и газа как Хыльчуюское, Южно-Хыльчуюское, Ярейюское, Северо-Харьягинское расположены в секторах локального сжатия, способствующие росту локальных положительных структур. Так же все эти месторождения приурочены к выделенному разлому I ранга, что в свое время способствовало миграции и заполнению ловушек углеводородами.

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.

- Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3.С. 3-10.
- *Леонтьев А.В.* Некот особенности геодинамики массива горных породв Урало-Сибирских регионах // Тр. Научной конференции «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли». Новосибирск: 2005. С. 203-218.
- *Малышев Н.А.* Палеозойский рифтинг в Печорском бассейне в связи с нефтегазоносностью // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. С. 501-509.
- *Малышев Н.А.* Разломы Европейского севера СССР в связи с нефтегазоносностью. Л.: Наука. 1986. 112 с.
- *Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-56.
- Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.

- *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // В сб. М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326-350.
- Сим Л.А., Михайлова А.В., Войтенко В.Н. Сдвиговая тектоника платформ (по данным моделирования и реконструкции неотектонических напряжений) // М-лы Всерос. Сов. «Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии». 18-24 сент. 2007. Иркутск: 2007. Т. 2.С. 147-151.
- *Тимурзиев А.И.* Реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород по результатам интерпретациисейсморазведки ЗД (на примере Еты-Пуровского месторождения, Западная Сибирь) // Докл. VIII Междунар. Конф. «Новые идеи в науках о Земле». М.: РГГРУ, 10-13 апреля. 2007. Т. 1. С. 355-358.

РАЗЛИЧНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СКОЛОВ РИДЕЛЯ *R* И *R*' В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЕНЕЗИСА ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

П.Н. Рожин, Н.Н. Селезенева

МГУ Геологический ф-т, Москва, grayvoid@mail.ru

Актуальность проблемы. Исследование, 1-й этап которого обсуждается в данном сообщении, направлено на выявление факторов, под влиянием которых в геодинамических обстановках *горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости* и *горизонтального сдвига вдоль горизонтальной же плоскости* преобладают в одних случаях синтетические сколы Риделя R (близко-параллельные плоскости сдвига), а в других случаях – антитетические сколы Риделя R' (близко-перпендикулярные плоскости сдвига). Для первой из названных обстановок («сдвиговой»») сколы 2-го типа R' развиты значительно хуже, чем сколы 1-го типа R; во второй из названных обстановок («надвигоподдвиговой»), характерных для зон субдукции, сколы R генерируют не-цунамигенные, а сколы R' – цунамигенные землетрясения [Рогожин, Захарова, 2006].

Данное исследование представляет собой новый подход к проблеме сопряженных сколов Риделя. Его результаты позволят совершенствовать прогноз цунамигенных землетрясений. Представляется, что после Суматринского землетрясения 2004 г. проблема поиска принципиальных различий между очагами сильнейших землетрясений, сопровождающихся цунами, и очагами, не генерирующими это катастрофическое явление в океане, является актуальной.

В качестве возможного фактора преобладания сколов 1-го типа R в геодинамической обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости (исключающей влияние аномалий силы тяжести и компенсирующей эти аномалии изостазии) предполагается вращательная компонента тектонического течения, благоприятная для формирования сколов именно этого типа. Поэтому в задачу 1-го этапа исследований входило выяснить причину различия в эволюции сколов Риделя R и R' в этой геодинамической обстановке.

Как известно, сопряженные трещины или разрывы скалывания (в частном случае – сколы Риделя R и R') возникают симметрично относительно оси максимального сжатия σ_3 под углом $\leq 45^\circ$ к этой оси. Трещины же отрыва возникают по нормали к оси максимального растяжения σ_1 (рис. 1). В настоящее время, на основе как природных, так и экспериментальных данных, укрепилось мнение, что чаще всего в зонах сдвига доминируют субвертикальные сколы R, простирающиеся под небольшим углом к зоне сдвига.

Различная эволюция сколов *R* и *R*' в обстановке простого сдвига. В этой обстановке трещины всех типов, после своего возникновения, испытывают поворот в одну и ту же сторону, увеличивая свой угол с направлением сдвига. Однако, в результате этого поворота направление сколов *R приближается* к направлению оси максимального сжатия σ_3 , а направление сколов *R'*, наоборот, от нее *удаляется* (см. рис. 1).

Рассмотрим последствия отмеченного неравноценного поворота сколов *R* и *R*'. Это рассмотрение проведем в соответствии с двумя версиями генерации сколов.



Рис. 1. Типичные сколы Риделя (*R* и *R*') и трещины отрыва (*T*) в зонах сдвига (вид сверху).

Одна версия – традиционная – заключается в том, что сколы *R* и *R*', как и другие трещины и разрывы скалывания, возникают непосредственно в результате скалывания, т. е. в результате как бы «вспарывания» среды и смещения крыльев разрывного нарушения параллельно последнему под действием касательных напряжений [Гзовский, 1975; и др.].

Другая версия – трещины и разрывы скалывания формируются путем объединения эшелонированных кулис более мелких трещин отрыва, возникших под действием на этот раз *нормальных* напряжений. Эта версия основана на факте общего увеличения объема тела (дилатансии) при трещинообразовании [Гинтов, Исай, 1988]. Это увеличение объема реализуется вначале путем увеличения размера тела вдоль оси максимального растяжения, при сохранении первоначального размера вдоль оси максимального сжатия. Этот факт привел некоторых исследователей к выводу, что четкое разделение типов разрушения на отрыв и скалывание возможно лишь на определенном уровне макроскопичности, когда макроскопически отчетливый гладкий скол под микроскопом состоит из мелких трещин отрыва [Надаи, 1954; Костров, 1975; Ставрогин, Петросеня, 1979]. Такая версия формирования трещин скалывания подтверждена экспериментально [Гончаров, Талицкий, 1998].

Традиционная версия генерации сколов под действием касательных напряжений. Как известно, геодинамическая обстановка горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости в *весомой* среде, в которой равномерное всестороннее давление возрастает с глубиной, представляет собой поле напряжений, в котором оси максимального растяжения σ_1 и максимального сжатия σ_3 лежат в горизонтальной плоскости, взаимно перпендикулярны и ориентированы под углом 45° к направлению сдвига (см. рис. 1). При этом промежуточная ось σ_2 вертикальна, а само напряжение равно литостатическому давлению на глубине *z*:

$$\sigma_2 = \rho g z$$
,

(1)

где ρ – плотность среды (усредненная по вертикали), *g* – ускорение силы тяжести. В этом поле напряжений вертикальные сколы *R* и *R*' возникают под углом скалывания α < 45° к оси максимального сжатия σ_3 и симметрично относительно нее (см. рис. 1). Сразу оговоримся, что растягивающие напряжения, как это принято в отечественной геологической литературе после работ М.В. Гзовского, считаются положительными, а сжимающие (в частности, и литостатическое давление) – отрицательными. (Это представляет определенные вычислительные неудобства, поскольку, начиная с некоторой глубины, все напряжения из-за литостатического давления являются сжимающими. Поэтому в зарубежной литературе сжимающие напряжения принимаются положительными; соответственно, алгебраически максимальным становится напряжение максимального сжатия, а отвечающая ему ось индексируется как σ_1 . Однако переход на зарубежную индексацию привел бы к огромным недоразумениям, поскольку существует обильная отечественная литература по тектонофизике с традиционной индексацией).

Для вертикального сечения, ориентированного к оси σ_3 под углом скалывания $\alpha < 45^\circ$, характерно оптимальное сочетание величин касательного напряжения τ_{α} вдоль этого сечения («сдвигающей силы») и нормального напряжения σ_{α} поперек этого сечения (компоненты «силы сопротивления»). Эти напряжения определяются таким образом [Гончаров и др., 2005]:

| $\tau_{\alpha} = \tau_{max} \sin 2\alpha;$ | (2) |
|--|-----|
| | |

$$\sigma_{\alpha} = (\sigma_1 + \sigma_3)/2 + \tau_{max} \cos 2\alpha \tag{3}$$

$$\tau_{max} = \left(\sigma_1 - \sigma_3\right)/2; \tag{4}$$

$$\sigma_2 = \sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_3) / 2. \tag{5}$$

Здесь τ_{max} – максимальное касательное напряжение, а σ_m – равномерное всестороннее сжатие, которое в рассматриваемой обстановке горизонтального сдвига в вертикальной плоскости (см. рис. 1) равно литостатическому давлению, отражаемому формулой (1). (Заметим попутно, что это всего лишь частный случай. Например, в обстановке горизонтального сжатия σ_m по абсолютной величине превышает литостатическое давление.) Наиболее наглядно эти соотношения выглядят на диаграммах Мора (рис. 2).

«Сила сопротивления», которую необходимо преодолеть «сдвигающей силе» т_а, определяется следующим образом [Гинтов, 2007]:

$$\tau_{\alpha} = \tau_{o} - q \, \sigma_{\alpha}, \tag{6}$$



Рис. 2. Диаграммы Мора, соответствующие формулам (2–5), для разных значений литостатического давления (σ_m). При небольших значениях σ_m (**д**–**б**) угол скалывания принят равным его средней величине в 30°. При значительных σ_m (**a**) он принят равным 45° [Гинтов, Исай, 1988].

где фигурируют свойства среды – прочность связей τ_0 и коэффициент внутреннего трения *q*. Знак «–» в правой части формулы (6) обозначает тот факт, что отрицательное *сжимающие* напряжение σ_{α} усиливает названное сопротивление, а положительное *растягивающее* напряжение его ослабляет.

При наличии литостатической гравитационной нагрузки вышележащих толщ, $\sigma_m = (\sigma_1 + \sigma_3)/2$, круги Мора постепенно смещаются в «сектор сжатия» ($\sigma < 0$), все более удаляясь от его границы ($\sigma = 0$) с «сектором растяжения» (см. рис. 2, д \rightarrow а).

Когда сколы R и R' уже возникли, то прочность связей материала τ_0 , фигурирующая в формуле (6), уже нарушена, и поэтому равна нулю, вследствие чего «сила сопротивления» становится равной $\tau_{\alpha} = -q \sigma_{\alpha}$. В процессе дальнейшего сдвигания текущий угол (ϕ) R-скола с осью максимального сжатия σ_3 монотонно уменьшается, а текущий угол R'-скола с этой осью монотонно увеличивается. В качественном виде наиболее наглядно это можно представить с помощью диаграмм Мора (см. рис. 2). При своем возникновении сколы R и R' образовывали с осью σ_3 одинаковый угол α (см. рис. 1), что отражено на диаграммах рис. 2 радиусом, наклоненным к оси σ под углом 2 α . При дальнейшем сдвигании, показанном на рис. 1, радиус, соответствующий сколу R, вращается по часовой стрелке, приближаясь к горизонтальному радиусу с точкой σ_3 на его конце; радиус же, соответствующий сколу R', вращается против часовой стрелки, удаляясь от названного горизонтального радиуса.

При этом, в соответствии с формулами (2, 3), изменяется и соотношение «сдвигающего» напряжения τ_{α} и «тормозящего» напряжения σ_{α} . Это соотношение, с точностью до постоянного множителя q, отражается отношением $\tau_{\phi}/\sigma_{\phi}$. Однако это соотношение имеет смысл принимать во внимание лишь при *отрицательных* значениях нормального напряжения σ_{ϕ} , когда оно является *сжимающим* (касательное же напряжение τ_{ϕ} всегда положительно). При *положительных* же и нулевых значениях σ_{ϕ} , когда оно является *растягивающим*, как говорилось выше, трение при взаимном смещении крыльев сколов отсутствует, и величина этого смещения определяется только величиной τ_{ϕ} .

Эволюции отношения $\tau_{\phi}/\sigma_{\phi}$ происходит по-разному для разных значений литостатического давления (σ_m), отраженных на разных диаграммах Мора рис. 2: $\sigma_m = 0$ (см. рис. 2, д). В этой простейшей ситуации, характерной для экспериментов с эквивалентными материалами, главные нормальные напряжения σ_1 и σ_3 равны по абсолютной величине, но противоположны по знаку. Поэтому, компонента «силы сопротивления», фигурирующая в формуле (3), $\sigma_{\alpha} = \tau_{max} \cos 2\alpha$, при значениях $\phi < 45^{\circ}$ алгебраически положительна, является растягивающей и не препятствует скольжению вдоль сколов. В то же время сколы *R*, которые в процессе сдвигания вращаются против часовой стрелки (см. рис. 1), постепенно *увеличивают* свой угол с «горизонтальной» плоскостью максимальных касательных напряжений τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается по часовой стрелке, *удаляясь* от оси ординат τ . Сколы же *R*', напротив, вращаются в противоположном направлении, постепенно *уменьшая* свой угол с сопряженной «вертикальной» плоскостью τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается по часовой стрелке, *удаляясь* от оси ординат τ . Сколы же *R*', напротив, вращаются в противоположном направлении, постепенно *уменьшая* свой угол с сопряженной «вертикальной» плоскостью τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается по часовой стрелке, *удаляясь* от оси ординат τ . Сколы же *R*', напротив, вращаются в противоположном направлении, постепенно *уменьшая* свой угол с сопряженной «вертикальной» плоскостью τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается по турамие Мора наклонный радиус вращается в ротивоположном направлении, постепенно *уменьшая* свой угол с сопряженной «вертикальной» плоскостью τ_{max} (на диаграмме Мора наклонный радиус вращается против часовой стрелки, *приближаясь* к оси ординат τ). Поэтому «движущая сила» τ_{ϕ} у сколов *R* уменьшается, а у сколов *R*' увеличивается, что и дает последним преимущество в их развитии.

Однако после прохождения наклонного радиуса, символизирующего сколы R', критического значения $\varphi = 45^{\circ}$ (соответствующего оси ординат т), ситуация меняется. «Сила сопротивления» $\sigma_{\varphi} = \tau_{max}$ соз 2 φ меняет знак, становясь отрицательной, т. е. сжимающей, и по мере дальнейшего сдвигания монотонно нарастает. В то же время наклонный радиус, символизирующий сколы R, не выходит за пределы положительных значений σ_{φ} (сектора растяжения), в котором «сила сопротивления» отсутствует, постепенно приближаясь к оси абсцисс σ . Поэтому по мере дальнейшего сдвигания преимущество в развитии получают на этот раз сколы R.

 $\sigma_m = -\tau_{max}/2$ (см. рис. 2, г). Сколы *R* с самого начала попадают в сектор растяжения (поворот по часовой стрелке наклонного радиуса) с отсутствующей «силой сопротивления», а сколы *R*' – в сектор сжатия, где эта «сила» присутствует. Поэтому доминируют сколы *R*.

 $\sigma_m = -\tau_{max}$ (см. рис. 2, в). Начиная с этого значения σ_m , когда литостатическое давление становится равным максимальному касательному напряжению, сколы обоих типов при своем вращении все время находятся в секторе сжатия, в котором «сила сопротивления» присутствует. Поэтому необходимо выявить тенденцию эволюции упомянутого отношения $\tau_{\phi}/\sigma_{\phi}$ для сколов разного типа при нарастающем сдвигании.

Если обозначить текущий угол сдвига через δ, то изменение «азимута простирания» сколов Риделя выразится таким образом (рис. 3) [например, Гончаров и др., 2005]:

tg
$$\beta$$
 = tg β_0 + tg δ ,

(7)

где β_0 – начальный «азимут», отсчитываемый от «меридионального» (вертикального на рис. 3) направления по часовой стрелке (положительные значения) или против часовой стрелки (отрицательные значения), а β – текущий «азимут», монотонно убывающий в алгебраическом смысле (но возрастающий по абсолютной величине при переходе через «меридиан», как на рис. 3). Для сколов *R*, изображенных на рис. 3,

$$\beta_0 = \pi/4 + \alpha; \tag{8}$$

для сколов *R*', соответственно,

$$\beta_0 = \pi/4 - \alpha.$$

(9)

Алгоритм описания эволюции соотношения tg $\Theta_{\phi} = \tau_{\phi}/\sigma_{\phi}$ в процессе сдвигания таков. Отдельно для *R* и *R*' вычисляются:

- Углы β₀ при среднем угле скалывания (30°) по формулам (8)–(9).
- Значения tg β для нарастающих (от 0° до 20° с шагом 1°) углов δ по формуле (7).
- Углы β посредством обратной функции arc tg.

- Углы φ между сколом и осью максимального сжатия σ3 для нарастающих значений угла δ.

– Касательные напряжения τ_{ϕ} по формулам (2), (4). τ_{max} принимается равным 1.

- Нормальные напряжения σ_{φ} для $\sigma_m = 0$ по формулам (3)–(5).
- Нормальные напряжения σ_{ϕ} для $\sigma_m = -\tau_{max}$ по формулам (3)–(5).
- Отношение $\tau_{\phi}/\sigma_{\phi}$.



Рис. 3. Изменение простирания сколов Риделя при сдвигании.



Рис. 4. Изменение отношения $\tau_{\phi}/\sigma_{\phi}$ в плоскости сколов Риделя при сдвигании на угол δ для различных значений литостатического давления σ_m .

Это отношение рассчитано с помощью программы Turbo Basic и изображено на графике (рис. 4, а). При небольшом нарастании (по абсолютной величине) этого отношения у сколов R имеет место более значительное убывание этого отношения у сколов R'. Это означает, что и в рассматриваемом случае сколы R развиваются более интенсивно.

 $\sigma_m = -3\tau_{max}/2$ (см. рис. 2, г). Как и в предыдущем случае, сколы *R* развиваются более интенсивно, хотя это отличие менее значительно (рис. 4, б).

 $\sigma_m = -2\tau_{max}$. Как и в предыдущем случае, сколы *R* развиваются более интенсивно, но это отличие еще менее значительно (рис. 4, в).

 $\sigma_m < -2\tau_{max}$ (алгебраически, по абсолютной величине литостатическое давление еще больше). Расчеты, произведенные вплоть до значения $\sigma_m = -4\tau_{max}$, показали, что названное отличие в развитии сколов «конкурирующих» типов сохраняет ту же тенденцию и постепенно сходит на нет.

Выше при анализе для разных значений σ_m (литостатического давления) использовалось среднее, обычно принимаемое значение угла скалывания α , равное 30°. На самом деле при увеличении литостатического давления этот угол постепенно увеличивается (в соответствии с так называемой «огибающей кругов Мора») до значения 45°, когда сколы обоих типов ориентированы вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений τ_{max} . Поэтому имеет смысл рассмотреть другую крайнюю ситуацию, когда при любых значениях τ_{max} угол скалывания составляет 45°. Эта ситуация характерна для высокопластичной среды [Гзовский, 1975].

В данном случае при дальнейшем сдвигании (рис. 5) сколы R остаются параллельными направлению сдвига, сохраняя также нулевое значение девиаторного нормального напряжения на их поверхности (граница перехода от девиаторных растягивающих к девиаторным сжимающим напряжениям). Поэтому они находятся постоянно только под литостатическим давлением. Сколы же R' поворачиваются против часовой стрелки. Этот поворот постепенно тормозит их развитие по двум причинам. Во-первых, они удаляются от плоскости максимальных касательных напряжений τ_{max} , что приводит к уменьшению «движущей силы». Во-вторых, они попадают в сектор сжатия, стремясь стать перпендикулярными к оси максимального сжатия σ_{3} ; тем самым увеличивается «сила сопротивления». Оба фактора ведут к монотонному уменьшению отношения $\tau_{\phi}/\sigma_{\phi}$, что неблагоприятно для дальнейшего развития сколов R'.

Таким образом, во всех рассмотренных ситуациях в более благоприятных условиях для развития при последующем сдвигании оказываются *R*-сколы. Исключение составляет лишь случай $\sigma_m = 0$ (отсутствие литостатического давления). Однако именно эта ситуация характерна для лабораторного моделирования сколов. В то же время многочисленные опыты, в том числе и проведенные нами в Лаборатории тектонофизики и геотектоники имени В.В. Белоусова МГУ, свидетельствуют об обратном – о доминировании сколов *R* при явно подчиненном развитии сколов *R*'.

В упомянутой Лаборатории нами был проведен эксперимент для выявления достоверности сделанных выводов. Было произведено изучение развития *созданных до опыта* сколов *R* и *R*` в условиях (в данном случае левостороннего, как на предыдущих рисунках) сдвигания. Опыты проводились на деревянном столе («фундаменте»), состоящем из двух частей, плотно пригнанных друг к другу. Прямоугольный монолитный образец состоял из каолиновой глины 25%-влажности. Размер образца – 69×13×3 см.



Рис. 5. Изменение простирания сколов R' с сохранением простирания сколов R при сдвигании (угол скалывания 45°).

На поверхности образца были прорезаны две крупные и несколько малых тонких вертикальных щелей, имитировавших возникшие до опыта сколы R и R[°]. Эти «сколы» были ориентированы под углами, соответственно, 15° и 75° к направлению сдвига, так что их биссектриса составляла с этим направлением угол 45°, была ориентирована в направлении будущей оси максимального сжатия и отстояла от сколов R и R[°] на величину того угла скалывания (30°), который фигурировал выше в расчетах по программе Turbo Basic. Также на поверхность образца были нанесены кружки для фиксации величины пластической деформации и амплитуды смещений вдоль сколов.

Скорость сдвигания одной половины стола относительно другой (неподвижной) составляла 10 мм/мин. Ширина зоны динамического влияния «разлома в фундаменте» составляла около 4 см.

Сдвиг на 10 мм. Произошел сдвиг по крупным сколам R и R'. Смещение произошло и по малым сколам R', которые одновременно начали раскрываться.

Сдвиг на 21 мм. Продолжился сдвиг по сколам R и R'; при этом крупный скол R' изогнулся S-образно вследствие поворота его центральной части, которая увеличила свой угол с направлением сдвига до 85°. Малые сколы R и R' тоже S-образно изогнулись, при этом первые начали, а вторые продолжили раскрываться.

Примечательно появление *естественных* (возникших во время сдвигания) сколов R' под углом 80–85° к направлению сдвига, а также в очень незначительном количестве сколов R под углом около 15° к этому направлению. Не исключено, что естественные сколы R' возникли в самом начале сдвигания под тем же углом 75° к направлению сдвига, что и искусственные сколы R', но стали видимыми только на данном этапе сдвигания.

Сдвиг на 34 мм. Продолжились наметившиеся тенденции. Крупный скол R' в центральной части стал перпендикулярен к направлению сдвига. Крупный же скол R, помимо смещения вдоль него, испытал также раскрытие; при этом амплитуды смещения и раскрытия сочетаются таким образом, что материальная линия, расположенная на поверхности образца строго над сдвигом «фундамента», при пересечении скола лишь как бы «прервалась», но не изменила своего расположения. Естественные сколы R начинают доминировать над естественными R'-сколами.

Сдвиг на 47 мм. Продолжилась наметившаяся тенденция. Однако крупный скол R' попал в сектор сжатия, и его раскрытие прекратилось.

Таким образом, о трех главных параметрах сколов можно сказать следующее. Длина сколов изменилась мало. Угол, образуемый ими с направлением сдвига у сколов R практически не изменился, в отличие от сколов R'. Раскрытие вначале заметно у сколов R', но затем оно резко увеличивается у сколов R.

Сочетание двух последних параметров определяет разную выраженность сколов обоих типов на различных этапах их эволюции. На 1-м этапе доминируют сколы R', сохраняя относительную прямолинейность при более раннем раскрытии. На 2-м этапе они S-образно искривляются, при своем вращении приближаются к сектору сжатия и прекращают раскрываться. Сколы же R, сохраняя прямолинейность и увеличивая свое раскрытие, становятся доминирующей линейной текстурой.

Что касается первого параметра – длины сколов, – то отсутствие их существенного удлинения в процессе деформации ставит под сомнение вообще их возникновение в результате скалывания, как это обычно принято считать. В наших опытах мы создали их искусственно, взрезая образец. Естественным образом сколы мгновенно возникнуть не могут, а их возможное формирование из более мел-

ких и даже микроскопических сколов невозможно именно по причине их «неудлинения». О другом механизме формирования сколов говорилось в начале статьи и еще будет сказано ниже.

Одним из побочных результатов эксперимента оказалось то, что сколы обоих типов гораздо интенсивнее развивались на *активном*, движущемся крыле сдвига в деревянном «фундаменте», в отличие от пассивного, неподвижного крыла. Это подтверждает сделанный ранее вывод о наличии проблемы выявления абсолютной кинематики противоположных крыльев разрывных нарушений [Гончаров и др., 2007].

Версия генерации сколов под действием нормальных напряжений. Как говорилось выше, эта версия изложена в работе [Гончаров, Талицкий, 1998], где она получила экспериментальное подтверждение. Ее суть состоит в том, что сначала формируется эшелонированная система кулис мелких трещин отрыва, ориентированных по нормали к оси максимального растяжения σ₁ (см. рис. 1), а затем эти трещины объединяются в единую зону скола.

В экспериментах, в которых образцы были созданы из смеси песка с солидолом, эта версия получила прямое подтверждение [Короновский и др., 2009]. В образцах же из глины (в том числе описанных выше) сколы Риделя как будто бы возникают непосредственно в результате скалывания. Однако выше было отмечено, что возникшие естественным путем сколы R были ориентированы под углом 15° к направлению сдвига, как и искусственные сколы R, а сколы R' образовали с этим направлением угол 85°, превышающий аналогичный угол искусственных R'-сколов (75°). Соответственно биссектриса угла между естественными сколами обоих типов была ориентирована к направлению сдвига под углом 50°, с отклонением от оси максимального сжатия σ_3 в ту же сторону, в которую происходило вращение искусственных сколов R' в процессе последующего сдвигания. Это наводит на мысль о том, что в самом начале сдвигания естественные сколы R' уже возникли в виде кулис эшелонированных микроскопических трещин отрыва под углом 75° к направлению сдвига, а затем повернулись до угла 85°; при этом трещины отрыва в каждой кулисе объединились в видимый скол.

Для проверки этого предположения был проведен эксперимент с образцом, аналогичным вышеописанному, но без создания искусственных сколов. В результате сдвигания на его поверхности возникли естественные сколы с углами, отсчитываемыми от направления сдвигания – R (17°), R' (96°) – и с биссектрисой этих углов (56.5°). С помощью программы CorelDraw был произведен «обратный сдвиг» образца, в результате чего названные углы изменились до значений R (16°), R' (74.5°) и биссектриса (≈ 45°). Эти значения соответствуют углу скалывания 30° для тех искусственных сколов Риделя, о которых шла речь выше. Подтвердилось предположение о том, что сколы Риделя возникают в скрытом виде с самого начала процесса сдвигания, а затем поворачиваются, развиваются и становятся видимыми.

Для проверки предположения о возникновении сколов Риделя в виде систем кулис трещин отрыва был поставлен эксперимент, аналогичный описанному выше эксперименту с искусственными сколами. Однако на этот раз вдоль трасс будущих сколов были нанесены прорези, имитирующие трещины отрыва, ориентированные под углом 45° к направлению сдвигания и тем самым по нормали к будущей оси максимального растяжения σ_1 .

Сдвиг на 1.5 см. Трещины начали раскрываться, причем более интенсивно в кулисах, имитирующих будущие сколы R'. (Далее будущие сколы именуются, соответственно, как «кулисы R» и «кулисы R'»).

Сдвиг на 3.5 см. Кулисы R' стали S-образными из-за их поворота в зоне динамического влияния сдвигового «разлома в фундаменте» и отсутствия такого поворота вне этой зоны. Трещины же отрыва, составляющие эти кулисы, практически не повернулись, но продолжили раскрываться. В то же время центральные части трещины отрыва в R-кулисах испытали поворот, а сами трещины стали S-образными, в соответствии с теорией [Гзовский, 1975]. Вследствие такого поворота на них появились касательные напряжения, отсутствовавшие вначале, и вдоль этих трещин произошло смещение. Примечательно, что первоначально прямая линия, которая трассировала расположение трещин отрыва на каждой такой кулисе, испытала названное смещение вдоль трещин, в то время как блоки между трещинами вместе с отрезками этой линии повернулись таким образом, что «складчато-разрывное зеркало» (термин, введенный в статье [Короновский и др., 2009]) совпало с ранее непрерывной линией.

Сдвиг на 4 см. Сохранилась наметившаяся тенденция. Трещины отрыва в *R*-кулисах объединились, образовав непрерывную зону скола. Сдвиг на 4.6 см. При сохранении той же тенденции, по кулисе R произошло смещение, так что ее уже можно именовать «R-сколом». Одновременно возникли естественные сколы R, вдоль которых также зафиксированы смещения.

Выводы:

1) Получил теоретическое подтверждение давно установленный факт преобладания сколов *R* над сколами *R*' в обстановке горизонтального сдвига вдоль вертикальной плоскости.

2) Однако, если исходить из традиционной версии возникновения сколов в результате именно скалывания под действием касательных напряжений, то при отсутствии литостатического давления, характерного для лабораторных экспериментов, при углах сдвигания, не превышающих 15° , должны преобладать сколы R', что в экспериментах наблюдается далеко не всегда.

3) Если же исходить из предположения, что сколы зарождаются в виде эшелонированных кулис более мелких трещин отрыва, возникающих по нормали к оси максимального сжатия, то упомянутое противоречие между теорией и экспериментом устраняется.

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

- *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс. 2005. 572 с.
- *Гинтов О.Б., Исай В.М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. Думка. 1988. 228 с.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г. Зарождаются ли «трещины скалывания» путем скалывания? // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 3. С. 18-22.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет». 2005. 496 с.
- Гончаров М.А., Фролова Н.С., Рожин П.Н., Селезенева Н.Н. Проблема выявления абсолютной кинематики противоположных крыльев разрывных нарушений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 4. С. 12–19.
- Короновский Н.В., Гогоненков Г.Н., Гончаров М.А., Тимурзиев А.И., Фролова Н.С. Роль горизонтального сдвига вдоль горизонтальной плоскости при формировании структур «пропеллерного» типа разного ранга // Геотектоника. 2009 (в печати).

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 с.

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Изд. иностр. лит., 1954. Т. 1. 647 с.

- *Рогожин Е.А., Захарова А.И.* Сейсмотектоника очаговых зон цунамигенных землетрясений // Геофизические исследования. 2006. Вып. 6. С. 3-12.
- Ставрогин А.Н., Петросеня А.Г. Пластичность горных пород. М.: Недра. 1979. 300 с.

ОЦЕНКА ПРИМЕНИМОСТИ МЕТОДА ИНВЕРСИИ АМПЛИТУД ОБЪЕМНЫХ ВОЛН ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФОКАЛЬНЫХ МЕХАНИЗМОВ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ЮГА О. САХАЛИН

А.С. Сычёв

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Рассмотрены источники возможных ошибок при использовании вычислительных методов расчета фокальных механизмов, в частности выполнена оценка применимости метода инверсии амплитуд объемных волн для условий системы локальных наблюдений на юге о. Сахалин. Полученные результаты указывают на неустойчивость решений при сочетании мультипликативных помех, обусловленных искажением сигнала в среде, с недостаточным азимутальным окружением очага сейсмическими станциями.

Введение. Намечены этапы реконструкции тонкой сейсмотектонической структуры в районах, принадлежащих зонам Западно-Сахалинского и Апреловского активных тектонических разломов, где произошли сильнейшие землетрясения на юге о. Сахалин в современной истории цифровых сейсмологических наблюдений. Базовым материалом для подобных исследований являются данные о механизмах очага землетрясений. Частично эта задача решена в работе [Поплавская и др., 2007], в которой выявлена корреляция главных параметров сейсмодислокаций и для направлений сейсмического течения земной коры определенных по типу подвижки в очаге с данными мониторинга движений земной коры (фокальные механизмы определялись методом первых вступлений [Гоцадзе и др., 1957; Аптекмян и др., 1979]). Однако для полного тектонофизического анализа недостаточно подробных данных об отдельных низкомагнитудных событиях и событиях афтершоковых последовательностей.

С целью реализации для землетрясений юга о. Сахалин разрабатываются алгоритмы массового определения динамических параметров очага, в том числе фокальных механизмов главных событий и их афтершоков, базирующиеся на известных численных методах расчета параметров сейсмодислокаций. Использование данных методов в условиях неоптимальных систем наблюдений, характеризующихся малым числом эффективно действующих станций в сочетании с их выраженным меридиональным простиранием, требует учета особенностей каждого подхода и его устойчивости к различным ошибкам во входных данных. Применение вычислительных методов стало возможным благодаря внедрению современных ЭВМ и цифровой регистрирующей аппаратуры.

С целью выявления наиболее применимых к условиям системы локальных наблюдений на юге о. Сахалин, были рассмотрены широко распространенные подходы расчета фокального механизма и рассмотрены источники вероятных ошибок определений. Для проверки устойчивости определений фокального механизма был выбран метод инверсии амплитуд объемных волн [Barker, Langston, 1987]. Оценка применимости метода инверсии амплитуд выполнялась поэтапно, включая моделирование смещений для заданного фокального механизма и с учетом источников возможных ошибок.

Вычислительные методы определения механизма очага локальных землетрясений. К настоящему времени отечественными и зарубежными сейсмологами разработано множество вычислительных методов расчета фокальных механизмов, наиболее полно в качестве входных данных использующих волновые формы регистрируемых событий. В качестве примеров существующих подходов можно привести методы:

– использующие знаки первых вступлений объемных волн [Hardebeck, Shearer, 2002 и др.] и преобразование знаков компонент *S*-волны в знаки *P*-волн [Юнга, 1990];

- использующие значения амплитуд *P*- и *S*-волн [Barker, Langston, 1987 и др.];

– использующие значения отношений амплитуд *P*-и *S*-волн или спектры объемных волн [Kisslinger, 1980; Julian, Foulger 1996; Hardebeck, Shearer, 2003; и др.];

 использующие комбинацию данных, например знаки первых вступлений и значения отношений амплитуд объемных волн [Snoke et al., 1984 и др.];

- использующие значение угла поляризации S-волны [Stevens, 1967; Lukk et al., 1995];

– методы, использующие полную волновую форму землетрясения [Sipkin, 1986, 2001; Fukuyama, Dreger, 2000; Tajima et al., 2002 и др.].

Вычислительные методы обладают преимуществом высокой скорости обработки больших объемов данных в сочетании с высокой объективностью получаемых решений. Данные методы слабо чув-

ствительны к качеству записей, используют непрерывный диапазон значений амплитуд, их отношений и других параметров волновой формы, в отличие от бинарных данных в традиционном методе первых вступлений [Гоцадзе и др., 1957; Аптекмян и др., 1979], что повышает точность определений. Однако подходы, использующие параметры волновой формы имеют свои недостатки, так, например метод инверсии амплитуд объемных волн выявляет необходимость учета искажения сигнала при прохождении сейсмических волн сквозь среду, в том числе локальное затухание под пунктами наблюдений. Точность и достоверность решений фокальных механизмов также зависит от различных ошибок, обусловленных неточностью исходных данных и несовершенством методов регистрации сейсмической волны и расчета гипоцентра.

В качестве подхода для апробации на примере сахалинских землетрясений был выбран метод инверсии амплитуд объемных волн [Barker, Langston, 1987]. Данный алгоритм характеризуется низкой чувствительностью к качеству записей, не требует наличия четких вступлений в волновой форме и позволяет оценить общую применимость методов использующих амплитуды объемных волн и другие параметры формы записи колебания. Метод знаков первых вступлений объемных волн и комбинации методов с его использованием были отвергнуты вследствие недостаточного азимутального охвата и малого числа регистрирующих станций.

Вопросы точности экспериментального определения механизмов очагов слабых землетрясений в условиях юга о. Сахалин. Точность определения фокальных механизмов землетрясений зависит от многих факторов. Источниками возможных ошибок в методе определения механизма очага по амплитудам объемных сейсмических волн являются:

- аддитивные помехи на сейсмограмме;

 мультипликативные помехи, искажающие сигнал при распространении сейсмических волн от очага до станции (добротность среды, локальные грунтовые условия);

- неверная полярность приемной аппаратуры;
- ошибки определения координат гипоцентра очага землетрясения;
- ошибки в определении типа волны в первом вступлении (прямая, головная);
- неверный выбор скоростной модели земной коры;

– выход сейсмического луча из источника в существенно ином азимуте и под существенно иным углом по сравнению с расчетными в результате его возможного искривления за счет существования латеральных неоднородностей в земной коре.

Для условий системы локальных наблюдений на юге о. Сахалин аддитивными помехами в сигнале можно пренебречь, т.к. регистрационные возможности сети станций позволяют уверенно идентифицировать землетрясения, в том числе и слабые сейсмические события. Калибровка аппаратуры не вызывает сомнений. Верна также и полярность регистрируемого сигнала, т.к. для каждой сейсмической станции выполнен поляризационный анализ отдельных зарегистрированных событий. Вследствие того, что расчеты выполняются только для локальных сейсмических событий, идентификация типа сейсмической волны на сейсмограммах ограничена выбором эпицентральных расстояний, не превышающих 100 км, при этом погрешность в определении координат эпицентра невелика, т.к. станции расположены на небольшом расстоянии от регистрируемого события. Очевидно, что глубина очага является наиболее «уязвимым» параметром в расчетах. Неправильное определение глубины изменяет углы выхода из источника, а в сочетании с горизонтально слоистым строением земной коры эта ошибка может приводить также к изменению азимута выхода луча на обратный, что приведет к неверному определению механизма. В настоящее время в качестве базовой модели строения земной коры при гипоцентральных расчетах используется одномерная скоростная модель по данным ГСЗ [Лившиц, 1972].

Параметры затухания сейсмических волн можно оценить для каждой сейсмической станции и вносить соответствующие систематические исправления при расчетах механизма. Оценивая значения углов выхода и параметры затухания сейсмических волн, можно выбрать определенную группу сейсмических событий (считая удаление станции от рассматриваемой группы очагов землетрясений значительным), вследствие чего при определении механизмов этих событий область случайных ошибок будет иметь гораздо меньшую дисперсию.

Основной вклад в погрешность расчета фокального механизма в условиях юга о. Сахалин будет вноситься мультипликативными помехами, обусловленными рассеянием сейсмических волн на разномасштабных неоднородностях и поглощением в среде, а также ошибками в определении углов выхода сейсмического луча из очага землетрясения. **Оценка применимости метода инверсии амплитуд объемных волн.** Оценка применимости метода инверсии амплитуд выполнялась поэтапно, включая моделирование смещений для заданного фокального механизма и с учетом источников возможных ошибок. В качестве события, параметры которого использовались в расчетах, было выбрано Горнозаводское землетрясение 2006 г. (M_W =5.6), как одно из значимых проявлений современной активности Западно-Сахалинского разлома. Данное сейсмическое событие произошло в прибрежной зоне юга острова, что соответствует случаю неоптимальной системы наблюдений. Тип сейсмодислокации является наиболее распространенным для землетрясений, произошедших на юге о. Сахалин [Поплавская и др., 2007]. Параметры очага Горнозаводского землетрясения определены USGS и были использованы в расчетах: ϕ =46.583, λ = 141.857, h = 13.0 км, ϕ_s = 348°, δ = 43°, γ = 98°, где ϕ – широта, λ – долгота, h – глубина очага, ϕ_s – угол простирания, δ – угол падения, γ – угол скольжения.

В расчетах использовались выражения смещений в дальней зоне для волн *P*, *SV*, *SH*, и соответствующие выражения для направлений волн *P*, *SV*, *SH* [Аки, Ричардс, 1983]. Значение временной функции в источнике принималось единичным, плотность среды $\rho = 2400 \text{ кг/м}^3$, скорость *P*-волны $\alpha = 5.2 \text{ км/с}$, скорость *S*-волны $\beta = 3.0 \text{ км/с}$ согласно данным ГСЗ [Лившиц, 1972]. Алгоритмы моделирования механизма очага и графического вывода результатов расчетов были реализованы на программных языках FORTRAN и MATLAB, соответственно.

Поскольку оценка применимости метода инверсии амплитуд выполнялась для условий системы локальных наблюдений на юге о. Сахалин, в качестве источника модельных данных рассматривалась действующая сеть, включающая 10 цифровых сейсмических станций. Вследствие сезонных изменений регистрационных возможностей сейсмической сети, стохастических шумовых всплесков вблизи пунктов регистрации, эпизодических пропусков в непрерывной работе отдельных сейсмических станций и т.п., землетрясения с магнитудой $M_L \ge 2.5$ уверенно регистрируются в среднем шестью станциями. Поэтому в расчетах использовались модельные данные шести станций.

Параметры фокального механизма Горнозаводского землетрясения использовались для моделирования смещений на каждой сейсмической станции. Затем в соответствии с этими данными решалась обратная задача очага, и осуществлялся поиск механизма очага. При этом область случайных ошибок имела гораздо меньшую дисперсию, так в данном подходе определение выполнялось для условной группы кластеризованных сейсмических событий. При определении фокального механизма использовались исходные значения амплитуд объемных волн и значения амплитуд, измененные с учетом мультипликативных помех. Отдельно выполнялся поиск механизма с изменением угла выхода сейсмического луча. Мультипликативные помехи моделировались с помощью умножения исходных амплитуд на случайный коэффициент (от 0.7 до 1.3). Изменение угла выхода сейсмического луча производилось с помощью вариации глубины моделируемого очага землетрясения.

Устойчивость решений была оценена путем сравнения первоначально заданного и найденного. При этом рассматривались идеальный случай полного азимутального охвата очага (равноудаленное расположение пунктов наблюдений на расстоянии 30 км от очага) и случай истинной конфигурации локальной сети цифровых сейсмических станций СФ ГС РАН, характеризующихся стабильной работой (рис. 1).



Рис. 1. Эпицентр Горнозаводского землетрясения 2006 г. (M_W =5.6) и конфигурация локальной сети цифровых сейсмических станций СФ ГС РАН, инструментальные данные которых используются в расчетах: KRS – «Корсаков», OJD – «Ожидаево», BSK – «Белые Скалы», MLK – «Мальково», KHL – «Холмск», YSS – «Южно-Сахалинск».

Рассмотрим результаты определений фокального механизма модельного очага для каждого варианта расположения сейсмических станций.

1) Равноудаленное расположение пунктов наблюдений.

a) Поиск механизма выполнялся по исходным значениям амплитуд. Результаты демонстрируют совпадение рассчитанных параметров сейсмодислокаций с механизмом моделируемого очага.

б) Амплитуды сейсмических волн искажались путем умножения на случайный коэффициент (от 0.7 до 1.3), что соответствует случайным мультипликативным помехам, связанным как с эффектами рассеяния сейсмических волн на случайных неоднородностях и реверберациями в земной коре, так и с неправильным определением углов подхода объемных волн к сейсмической станции. Всего произведено 100 испытаний. Необходимо отметить, что в условиях сложного геотектонического строения района можно ожидать значительно большего искажения амплитуды. На рис. 2 изображены гистограммы для угла максимальной разницы в положении главных осей максимального сжатия P и максимального растяжения T фокальных механизмов. Из данного рисунка видно, что ошибки в определениях главных осей не превышают 10 градусов, что практически не искажает тектонофизическую интерпретацию механизмов. Отсюда следует вывод о достаточно высокой устойчивости работы вычислительного алгоритма, поскольку в 80% случаев из 100 сравниваемых решений тип механизма оказался достаточно похожим. На рис. 3 изображен один из рассчитанных механизмов из данной выборки.



Рис. 2. Гистограммы разницы углов в положении осей *Р* и *Т* для фокального механизма Горнозаводского землетрясения 2006 г. по данным USGS и механизмов полученных при расчете, при идеальном расположении станций с учетом искажения амплитуд.



Рис. 3. Механизм Горнозаводского землетрясения 2006 г. по данным USGS (а) и один из рассчитанных механизмов (б) для случая идеального расположения станций с учетом искажения амплитуд объемных волн.

в) Изменялся угол выхода сейсмического луча, с помощью вариации глубины моделируемого очага землетрясения, без искажения амплитуды объемных волн. Искомый механизм практически не отличался от первоначально заданного в интервале глубин от 8 до 18 км.

2) Истинное расположение пунктов наблюдений.

а) Поиск фокального механизма выполнялся по исходным значениям амплитуд. Ошибки в определениях максимальных углов для главных осей не превосходят 10 градусов (рис. 4).



Рис. 4. Механизм Горнозаводского землетрясения 2006 г. по данным USGS (а) и один из рассчитанных механизмов (б) для случая истинного расположения станций без искажения амплитуд объемных волн.

б) Амплитуды сейсмических волн искажались аналогично случаю 1, б. На рис. 5 изображены гистограммы для угла максимальной разницы в положении главных осей максимального сжатия P и максимального растяжения T. Отклонения в определениях главных осей сосредоточены в основном в интервале от 50 до 70 градусов, что очевидно из геометрической интерпретации механизма очага по отношению к группе сейсмических станций. На рис. 6 изображен один из рассчитанных механизмов из данной выборки.



Рис. 5. Гистограммы разницы углов в положении осей *Р* и *Т* для фокального механизма Горнозаводского землетрясения 2006 г. по данным USGS и механизмов полученных при расчете для случая истинного расположения станций с учетом искажения амплитуд.



Рис. 6. Механизм Горнозаводского землетрясения 2006 г. по данным USGS (а) и один из рассчитанных механизмов (б) для случая истинного расположения станций с учетом искажения амплитуд объемных волн.

в) На рис. 7 представлено сравнение углов максимальной разницы в положении главных осей максимального сжатия P и максимального растяжения T фокальных механизмов при изменении угла выхода сейсмического луча, соответствующем вариации глубины очага в диапазоне от 8 до 18 км, без учета искажения амплитуды объемных волн. Решение фокального механизма устойчиво в данном диапазоне глубин. Значительное расхождение между расчетным и исходным механизмами при значениях глубины очага за пределами указанного интервала, по всей видимости, связано с изменением углов выхода из очага.



Рис. 7. Сравнение углов максимальной разницы в положении главных осей *P*, *T* при вариации глубины очага в диапазоне от 8 до 18 км.

Обсуждение результатов. Метод определения механизма очага по амплитудам объемных волн демонстрирует высокую устойчивость решений к мультипликативным помехам в случае азимутального охвата группой сейсмических станций исследуемого события, и выдает крайне неустойчивое к этим помехам решение в случае неполного окружения эпицентра пунктами наблюдений. Некоторым преимуществом в этом плане, по всей видимости, может обладать метод отношения *S*/*P* амплитуд (или спектров). Для отношения *P*- и *S*-волн эффекты геометрического рассеяния и затухания компенсируются, ввиду близких значений добротности для разных типов объемных волн, что в итоге снижает влияние мультипликативных помех на решение фокального механизма, даже при использовании усредненной региональной функции затухания. В то же время очевидна устойчивость решений полученных при вариации угла выхода.

Применимость метода инверсии амплитуд к условиям системы локальных наблюдений на юге о. Сахалин определяется в основном географическим расположением сети сейсмических станций. Ввиду того, что землетрясения о. Сахалин преимущественно приурочены к крупным геотектоническим нарушениям [Кожурин, Стрельцов, 1995; Рогожин, 1996; Булгаков и др., 2002], область применимости данного метода на юге островного региона ограничена в основном территорией, прилегающей к Апреловскому разлому. Учитывая, что сильные сейсмические события юга острова преимущественно локализованы в прибрежном районе, в зоне Западно-Сахалинского разлома и поиск механизмов очагов соответствует случаю неоптимальной системы наблюдений, метод инверсии амплитуд неприменим ввиду недостаточного азимутального охвата станциями локальной сети изучаемого района. Реализация задачи массового определения фокальных механизмов сильных землетрясений юга о. Сахалин и их афтершоков, с использованием метода инверсии амплитуд может быть лишь частичной.

Для определения фокальных механизмов слабых землетрясений в неоптимальных по конфигурации системах наблюдений, планируется апробация метода инверсии отношения амплитуд объемных волн [Hardebeck, Shearer, 2003] и метода знаков первых вступлений [Юнга, 1990], использующего преобразование знаков *SH*- и *SV*-волн в знаки *P*-волн на условных станциях. Для данных методов необходимое число регистрирующих станций невелико (в случае локальных наблюдений не более 10 опорных станций) и наличие полного азимутального покрытия не является обязательным условием достоверных решений.

ЛИТЕРАТУРА

- *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х томах / пер. с англ. М.: Мир. 1983. 880 с.
- Аптекмян Ж.И., Желанкина Т.С., Кейлис-Борок В.И., Писаренко В.Ф., Поплавская Л.Н., Рудик М.И., Соловьев С.Л. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ // Вычислительная сейсмология. 1979. Вып. 12. С. 45-58.

- Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И., Кожурин А.И. и др. Активные разломы Сахалина. Геотектоника. 2002. № 2. С. 66-86.
- Гоцадзе О.Д., Кейлис-Борок В.И., Кириллова И.В. и др. Исследование механизма очага землетрясения. М.: Изд. АН СССР. 1957. 148 с.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 262 с.
- Кожурин А.И., Стрельцов М.И. Сейсмотектонические проявления землетрясения 27(28) мая 1995 г. на севере Сахалина // М., Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Инф.-аналит. бюлл. МЧС РФ, 1995. Спец. выпуск: Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995. С. 95-100.
- *Лившиц М.Х.* Глубинное строение Сахалина по геофизическим данным // Геофизический сборник. Южно-Сахалинск: 1972. Вып. 24, № 2. С. 16-25.
- Поплавская Л.Н., Рудик М.И., Сафонов Д.А., Нагорных Т.В. Поле упругих напряжений и сейсмодислокации западного побережья Южного Сахалин // Сб. тезисов докл. Межд. научн. симп. Южно-Сахалинск: 2007. С. 21-23.
- Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45-53.
- *Юнга С.Л.* Методы и результаты определения сейсмотектонической деформации. М.: Наука. 1990. 191 с.
- Barker J.S., Langston C.A. Inversion of teleseismic body waves for the moment tensor of the 1978 Thessaloniki, Greece, earthquake // Bull. Seism. Soc. Am. 1981. V. 71, No. 5. P. 1423-1444.
- *Fukuyama E., Dreger D.* Performance test of an automated moment tensor determination system for the future «Tokai» earthquake // Earth Planets Space. 2000. V. 52. P. 383-392.
- Hardebeck J.L., Shearer P.M. A new method for determining first-motion focal mechanisms // Bull. Seism. Soc. Am. 2002. V. 92, No. 6. P. 2264-2276.
- Hardebeck J.L., Shearer P.M. Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes // Bull. Seism. Soc. Am. 2003. V. 93, No. 6. P. 2434-2444.
- Julian B.R., Foulger G.R. Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios // Bull. Seism. Soc. Am. 1996. V. 86. P. 972-980.
- *Kisslinger C.* Evaluation of *S* to *P* amplitude ratios for determining focal mechanisms from regional network observations // Bull. Seism. Soc. Am. 1980. V. 70. P. 999-1014.
- Lukk A.A., Yunga S.L., Shevchenko V.I., Hamburger M.W. Earthquake focal mechanisms, deformation state, and seismotectonics of the Pamir-Tien Shan region, Central Asia // Journ. Geoph. Res. 1995. V. 100, No. 10. P. 20,321-20,343.
- Sipkin S.A. Estimation of Earthquake Source Parameters by the Inversion of Waveform Data: Global Seismicity, 1981-1983 // Bull. Seism. Soc. Am. 1986. V. 76. P. 1515-1541.
- Sipkin S.A. USGS Moment tensor software and catalog, this volume. 2001.
- Snoke J.A., Munsey J.W., Teague A.C., Bollinger G.A. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data // Earthquake Notes. 1984. V. 55, No. 3. P. 15.
- Stevens A. E. S-wave earthquake mechanisms equations // Bull. Seism. Soc. Am. 1967. V. 57. P. 99-112.
- Tajima F., Charles Megnin C., Douglas S.D., Romanowicz B. Feasibility of real-time broadband waveform inversion for simultaneous moment tensor and centroid location determination // Bull. Seism. Soc. Am. 2001. V. 92, No. 2. P. 739-750.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АЛЕКСАНДРОВСКОГО МЕГАВАЛА

И.И. Тищенко

Fugro Geoscience GmbH, Москва, itishchenko@fugro-jason.com

Изучаемая территория приурочена к северной части Александровского мегавала, входит в состав структуры I порядка Александровской гряды, ограниченной с запада Уренгойско-Колтогорским грабен-рифтом, с востока – Ларьякским мегапрогибом. В строении доюрского основания, согласно региональным исследованиям [Геологические основы прогноза..., 2002], выделяются 2 структурноформационных этажа (СФЭ), отчетливо выделяющихся по данным 3-х мерной сейсморазведки в районе работ. Нижний СФЭ подразделяется на два подэтажа, нижний из которых представлен отложениями ордовикского, силурийского и девонского возрастов, образованных морскими карбонатными образованиями с примесью терригенных фаций. Верхний СФЭ включает отложения каменноугольного и пермского возрастов. Нижнекаменноугольные отложения имеют морской генезис, в изучаемом районе преимущественно карбонатные. Верхнекаменноугольные и пермские отложения являются неморскими, преимущественно терригенного состава с включениями вулканитов. Верхний (раннеплатформенный) СФЭ представлен неморскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными триасовыми образованиями туринской серии.

По-мнению большинства исследователей, структурный план мезозойско-кайнозойского чехла Западной Сибирской плиты формировался под воздействием унаследованных движений структурных зон и блоков фундамента, образованных покровно-складчатыми системами рифейского, палеозойского возрастов и раннетриасовой рифтовой системой [Геология и полезные ископаемые России, 2000]. Для более точного понимания строения осадочного чехла изучаемого района, построена структурнотектоническая модель доюрского основания на основе детальной корреляции по данным 3Д сейсморазведки нарушений и определения по методу Л.А. Сим [Гогоненков и др., 2009] типа, направлений смещения по нарушениям, ориентации осей сжатия и растяжения, объяснения на этой основе геодинамическим обстановок.

Для корреляции разрывных нарушений был сделан ряд вспомогательных процедур. Корреляция горизонта А, соответствующего рифей-вендскому кристаллическому фундаменту, существенно помогла для определения положения разломов. Кроме того, изучались срезы куба когерентности с целью определения направлений простирания разломов и выделения основных зон тектонических нарушений.

Согласно «Тектонической карте MZ-KZ ортоплатформенного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы» площадь работ расположена в пределах Лабазного малого вала, осложняющего северовосточную часть Александровского мегавала. В пределах исследуемой площади находится крупная структура III порядка – Большая Лабазная крупная брахиантиклиналь, осложненная в свою очередь средними и мелкими структурами III и IV порядка: Лабазной I, Лабазной II и Северо-Лабазной. Южная периклиналь Пермяковского малого вала осложнена Южно-Лабазной структурой (рис. 1).

В результате проведенного анализа выделены четыре системы разломов: северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального простираний (рис. 2).

Эти направления хорошо коррелируются с простиранием основных структурных элементов в пределах Лабазного малого вала. Разломные зоны, приуроченные к северному замыканию структуры – Большая Лабазная крупная брахиантиклиналь и Лабазная I определяют основной структурнотектонический план площади. Эти структуры ограничены разломами широтного и меридионального простирания, кроме того, они осложнены разломами северо-восточного простирания.

В кайонозойско-мезозойское время, в периоды тектонической активизации Альпийско-Гималайского пояса, Западно-Сибирская плита испытывала сжатие в меридиональном направлении, что описано в работах [Сим, Брянцева и др., 2008; Трифонов и др., 2002].

На изучаемом месторождении выделен основной, для данной площади правосторонний сдвиг, имеющий северо-западное простирание, и сопутствующие ему сбросо-сдвиги северо-восточного простирания (рис. 2). Нарушения, оперяющие основной сдвиг, представлены как чистыми сдвигами, так и сдвигами со сбросовой компонентой. На рис. 3 видно, что разлом А выделяется в плане, как единое прямолинейное нарушение. В то время как разлом В представлен серией косых по отношению друг к другу нарушений, что, согласно Л.А. Сим, свидетельствует о наличии сбросовой компоненты. Система разломов, выделенная по кристаллическому фундаменту, также подтверждается современным



Рис 1 Основные тектонические элементы на изучаемой территории: А – Лабазный малый вал (структура II порядка), Б – Большая Лабазная крупная брахиантиклиналь (структура III порядка), В – Неразделенная подгруппа средних и мелких структур III и IV порядков: *1* – Восточно-Хохряковская, *2* – Северо-Лабазная, *3* – Лабазная II, *4* – Лабазная I, *5* – Южно-Лабазная. Г – разломные нарушения.



Рис. 2. Системы разломов выделенные на исследуемой территории: *1* – направления простирания основных разрывных нарушений, *2* – направления сдвигов.

рельефом, на основании изучения которого определялась геодинамическая обстановка и направления смещений по разломам [Гогоненков и др., 2009].

Данное разломно-блоковое строение вписывается в тектоническую модель сопредельных территорий [Еманов, 2006] и в новейшую сдвиговую тектонику Западной Сибири, представленной в работах Г.Н. Гогоненкова и А.И. Тимурзиева [Гогоненков и др., 2009].

На севере площади была выделена инверсионная структура. На момент формирования раннепалеозойского бассейна (соответствует поверхности А), в данном месте существовал высокоамплитудный прогиб. В триасовый период, на данной территории была активна вулканическая деятельность [Геологические основы прогноза..., 2002, Геология и полезные ископаемые России. 2000], подтвержденная сейсмическими разрезами. Зачастую современные озера по своему местоположению совпадают с положением триасовых вулканических кальдер. В триасовый период кальдера вулканической



Рис. 3. Фрагмент карты изучаемого месторождения: А – сдвиг, В – сдвиг со сбросовой компонентой.



Рис. 4. Фрагмент разреза через волновое поле: 1 – линии разломов, 2 – линии корреляции.

постройки, существовавшей на описываемом участке, обрушилась. В среднеюрскую эпоху отрицательная структура испытала существенное воздымание, за счет образования секторов сжатия при сдвиговых смещениях (рис. 4).

Таким образом, построение структурно-тектонической модели доюрских образований и реконструкция геодинамических обстановок способствовали решению проблем строения мезозойскокайнозойского осадочного чехла.

Автор выражает благодарность Л.А. Сим за консультации и помощь в определении геодинамических обстановок и решении проблем, связанных со строением изучаемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

Геологические основы прогноза нефтегазоносности палеозойских, триасовых и юрских отложений в пределах территории интересов ОАО «ННП» / Под рук. А.Э. Конторовича. Новосибирск: 2002. 230 с.

Геология и полезные ископаемые России. Западная Сибирь. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2000. 477 с.

Гогоненков Г.Н., Тимурзиев А.И. и др. Новейшая сдвиговая тектоника и нефтегазоносность Западной Сибири // Тезисы научно-практической конференции «Тюмень-2009».

- *Еманов А.А.* Сейсмические активизации блоковой структуры в условиях сжатия (на примере Алтае-Саянской области) // Автореф. канд. дисс., Новосибирск: 2006. 21 с.
- Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев А.В. О перестройке структурного плана севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала в новейший этап // Проблемы тектонофизики. М: ИФЗ РАН. 2008. С. 301-318.

Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Вострикова Г.А. Современная геодинамика Альпийского коллизионного пояса. М.: ГЕОС. 2002. 224 с.

Юрченко О.С., Сим Л.А. Сдвиговые деформации северной части Александровского свода // Проблемы тектонофизики. М: ИФЗ РАН. 2008. С. 413-428.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ДРАЖНЫЙ (ДОРА-ПИЛЬСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

И.Ю. Хлебалин, В.Н. Войтенко

СПбГУ, Геологический факультет, hlebalin@bk.ru

Дора-Пильское рудное поле расположено на границе между Иньяли-Дебинским синклинорием и Яно-Колымской складчатой системой, традиционно проводимой вдоль Адыча-Тарынской зоны разломов (рис. 1). Толщи верхоянского комплекса, вмещающие золоторудные объекты Дора-Пильского рудного поля, имеют позднетриасовый возраст (T3n2-3) и относятся к бургагчанскому и ненкалькому горизонтам региональной стратиграфической шкалы. Аналогичные по своему структурному положению и составу вмещающих пород золоторудные объекты широко распространены в Верхоянском складчато-надвиговом поясе и их главной особенностью является однородность вмещающих толщ, широкое развитие кливажа и многостадийность деформаций [Задорожный, 2002].

Основную сложность в расшифровку строения Дора-Пильского рудного поля вносит крайне слабая обнаженность, особенно его северо-восточный участок, расположенной в долине р. Бол. Тарын перекрытой мощными четвертичными отложениями, структура которого строится на основании данных бурения с неориентированным керном. Поэтому определение структурного положения рудопроявлений к той или иной СФЗ в пределах Дора-Пильского рудного поля имеет существенное значение для определения структурно-литологических факторов контролирующих оруденение.

В этой работе приведены результаты структурных наблюдений (ориентировки слоистости, сланцеватости и кливажа) в коренных обнажениях и керне скважин с последующей обработкой этих данных на азимутальных проекциях (рис. 2-3) и отдешифрированных материалов дистанционного зондирования. Структурные исследования рудопроявлений Дора-Пильского рудного поля проводились в рамках поисковых работ 2008 г. ГУ ГГП РС (Я) «Якутскгеология», ориентированными на выявление коренных источников крупной россыпи золота р. Большой Тарын (участок Дражный).

По результатам работ предшественников к северо-западу от исследуемого региона от р. Индигирки до р. Тобычан, Адыча-Тарынская зона разломов разделяет две структурно-фациальные зоны (СФЗ): Дербеке-Эльгинскую и Ниткан-Тобычанскую (рис. 1), различные по полноте и составу отложений, и складчато-разрывных дислокаций [Парфенов и др., 1988]. В результате работ на исследуемом объекте были выделены три крупных структурных участка: Левобережный, Правобережный и долины р. Бол. Тарын, структурные характеристики которых нами сопоставляются с выделенными ранее Дербеке-Эльгинской, Ниткан-Тобычанской СФЗ и Адыча-Тарынской зоной разломов, соответственно.

Зона Левобережная расположен к юго-западу от зоны Адыча-Тарынского разлома. На территории этого структурного участка были изучены коренные обнажения в долине руч. Дора, Пиль и Малютка, их водоразделов и на рудопроявлениях Дора и Пиль. Состав верхнетриасовых отложений представлен темно-серыми алевролитами и аргиллитами (зона Monotis scutiformis), сменяющиеся вверх по разрезу чередованием светло-серых песчаников и песчанистых алевролитов (зона Monotis ochotica). В структурном плане участок Левобережный представляет собой район наложенных складчато-разрывных дислокаций запад – северо-западного простирания на более ранние меридионального простирания (Пильская антиклиналь).

Ранние складчатые дислокации представлены крупной (ширина около 6 км) коробчатой антиклиналью меридионального простирания (350°), ядро которой осложнено складками более высоких порядков, имеющих ширину 0.6-0.7 км и амплитуду до 0.5 км. Шарниры складок второго порядка субгоризонтальные и круто (20-30°) погружаются на северо-запад (332°) только в непосредственной близи к зонам смятия северо-западного простирания. Крылья и замок Пильской антиклинали под значительными углами (40-80°) сечет субвертикальный трещинный кливаж, параллельный зонам смятия.

К замковой части антиклинали в переслаивающихся песчаниках и алевролитов приурочены пологозалегающие (230) межпластовые жилы мелкого месторождения Пиль, к восточному крылу в мощной пачке песчаников – внутрипластовые зоны прожилкования рудопроявления Дора, а к осевым частям складок более высоких порядков приурочены разломы взбросо-надвигового типа, которые сопровождаются зонами дробления с жильно-прожилковой минерализацией рудопроявлений Клык и Возвратный [Задорожный, 2002; Оксман и др., 2005].







Рис. 1. Схема геологического строения Эльгинского и Большетарынского сегментов Адыча-Тарынской зоны разломов. Отложения: *1* – карнийские, *2* – норийские, *3* – юрские, *4* – четвертичные; *5* – интрузивные и субвул-канические тела кислого состава; *6* – дайки разного состава; *7* – зона Адыча-Тарынского разлома: а – под покровом четвертичных отложений, б – наблюдаемая в коренных породах; 8 – населённые пункты; *9* – границы района работ.

Наложенные северо-западные складчато-разрывные дислокации проявляются в деформировании Пильской антиклинали разломами северо-западного простирания (308-338°), в результате чего свода и восточное крыло антиклинали подворачиваются к северо-западу и в висячем крыле разломов толщи залегают моноклинально с падением на северо-восток, с углами погружения шарниров от 18 до 40°.


Рис. 2. Азимутальные проекции плоскостных и линейных структур. Сетка Шмидта, нижняя полусфера. S0 – слоистость, S1 – сланцеватость, q-кварцевые прожилки; полюсы: πS0 – слоистости, πS1 – сланцеватости, πS0/S1 – слоистости и совпадающей с ней сланцеватости, πS2 – трещинного кливажа; шарниры складок: bS0/S1 – слоистости и совпадающей с ней сланцеватости; оси эллипсоида напряжений: σ₁ – растяжения, σ₃ – сжатия; Зона Правобережная: I – участок Микструн; Долина р. Бол. Тарын: II – полигон Мост, III – полигон Дражный, IV – Прохладный; Зона Левобережная: V – устье Дора, левый борт, VI – устье ручья Дора, правый борт, VII, VIII – устье ручья Дора, долина ручья, IX – г. Крошка.

Разломы северо-западного простирания взбросовой ранней и левосдвиговой поздней кинематики сопровождаются полосой (шириной до 250 м) сложнодислоцированных пород (зонами смятия): приразломными складками (аз. погр. шарниров 49-229°, углов погр. 33-63°), мощными зонами раздробленных и перетертых пород, в которых локализуется золоторудная жильно-прожилково-вкрапленная минерализация зоны Левобережная, рудопроявлений Малютка и Малыш. Более поздними, секущими все структуры, являются правосторонние сдвиговые нарушения северо-восточного простирания, определяемые по развороту плоскостных структур, например, в устье руч. Дора (рис. 2. V, VI).

Зона Правобережная расположена к северо-востоку от зоны Адыча-Тарынского разлома. На территории этого структурного участка по причине его слабой обнаженности были изучены коренные обнажения только в долине крупного руч. Микструн. Отложения представлены монотонным переслаиванием темно-серых алевролитов и аргиллитов, редко светло-бурых песчаников (зона Monotis ochotica). В структурном плане участок Правобережный характеризуется складчато-разрывными



Рис. 3. Азимутальные проекции плоскостных и линейных структур. Условные обозначения см. рис. 2; Зона Левобережная: Х – северо-западный фланг зоны смятия Левобережная, ХІ – устье ручья Малютка, левый борт, ХІІ – юго-восточный фланг зоны смятия Левобережная, ХІІ – истоки ручья Малютка, замок Пильской складки, XIV – рудопроявление Дора, XV – рудопроявление Пиль.

нарушениями выдержанного запад – северо-западного простирания (280-3100), хорошо прослеживаемые по материалам дистанционного зондирования и параллельные общему простиранию долины р. Бол. Тарын. Среди складок различаются прямые, наклонные и лежачие разновидности, с крутыми (37-460) погружениями шарниров на юго-восток (114-1280) и пологопадающими на северо-восток зонами надвигов (рис. 2). С смятых в складки толщах развит кливаж течения, также пологопадающий на северо-восток. Рудопроявлений золота и месторождений для этого участка не наблюдается.

Зона Адыча-Тарынского разлома на исследуемом участке расположена в широкой долине р. Бол. Тарын, перекрытой мощными аллювиальными золотоносными отложениями. На территории этого участка структурные исследования проведены на отработанных старательских полигонах («Мост»», «Дражный»), редких коренных русловых и прирусловых обнажениях и с керном пяти разведочных скважин. Отложения представлены монотонным переслаиванием темно-серых алевролитов и аргиллитов, редко светло-бурых песчаников (зоны Monotis ochotica и M. scutiformis). В структурном плане зона Адыча-Тарынского разлома является областью сочленения двух СФЗ описанных выше, плоскостные структуры которых деформированы сдвиговыми премещениями вдоль зоны Адыча-Тарынского разлома и представляет собой мозаичное расположение структурно однородных участков (доменов), несущих черты и Левобережной и Правобережной зон.

Так, самый юго-западный изученный структурный домен представлен крутозалегающими породами зоны М. scutiformis субмеридионального простирания, возможно являющийся фрагментом недеформированного северо-западными деформациями восточного крыла Пильской антиклинали. Северо-западный домен представлен моноклинально крутопадающей на юго-запад толщами зон M. scutiformis и M. ochotica север-северо-западного простирания (310-340°), с ундулирующими шарнирами (аз. погр 130-177-340, уг.погр. 7-13-25°). В породах этого домена наблюдается субвертикальный кливаж осевой плоскости, параллельно которому вокруг сульфидов наблюдаются метасоматические кварц-хлорит-серицитовые каймы обрастания. По наблюдениям за слоистостью и кливажем в керне скважин толщи секутся пологими хрупкими и хрупко-пластическими зонами сдвига северовосточного падения и зонами дробления мощностью до первых метров. Кливаж деформируется



Рис. 4. Модель региональной рудоконтролирующих деформационных структур для Большетарынской ветви Адыча-Тарынской зоны разломов. Оси эллипсоида напряжений: σ_1 – растяжения, σ_3 – сжатия.

пластическими полосами излома с вертикальными шарнирами, по которым оси сжатия имеют восток – северо-восточное простирание. По структурным характеристикам этот домен больше соответствует развернутым по часовой стрелке структурам Правобережной зоны, являющейся аналогом Ниткан-Тобычанской СФЗ.

Вышеописанные структурные домены разделены северо-западными зонами смятия с субвертикальными шарнирами (82-85°) погружающимися в северном направлении (22-320°), которые наряду с зоной смятия Левобережной являются системой кулисообразных складчато-разрывных нарушений, прослеживающихся в Левобережной зоне и долине р. Бол. Тарын. К пологим северо-восточного падения хрупким зонам сдвига и дробления приурочены рудные интервалы проявления Терассовое. К осевой зоне синклинальной складки, сформированной подвернутым крылом Пильской антиклинали и толщами северо-западного домена с хорошо выраженным кливажем осевой плоскости и деформированные северо-западной зоной смятия приурочено рудопроявление Дражное.

Структурное положение рудных месторождений Адыча-Тарынской зоны разломов хорошо изучено на характерных золото-сурьмяных месторождениях. В целом отмечается наложенный характер рудоконтролирующих структур и их связь со сдвигами, а проницаемые для рудоносных растворов участки располагаются в острых углах, образованных пересечением северо-западных и субширотных сдвигов [Парфенов и др., 1988].

Выявленные структуры для Левобережной зоны позволяют предположить о самых ранних деформациях – образовании Пильской антиклинали, фиксирующей субширотное сжатие. Деформации второго этапа выражались в северо-восточном сжатии с подворотом восточного крыла Пильской антиклинали, с формированием взбросов по субширотным разломам и являлись основными для Правобережной зоны. На третьем этапе происходит разворот структур северо-западного простирания в Правобережной зоне и долине р. Бол. Тарын, а тажке формирование левых сдвигов (зон смятия) по субширотным разломам в Левобережной зоне и долине р. Бол. Тарын и возможно в слабообнаженных участках Правобережной зоны вдоль крупных притоков (например, руч. Микстурн). Самыми поздними являются субвертикальные полосы пластического излома, деформирующие плоскости кливажа указывающие на позднюю левосдвиговую кинематику для Большетарныской ветви Адыча-Тарынской зоны разломов.

В изученных нами структурах долины р. Бол. Тарын наблюдаются только субширотные (запад – северо-западные) зоны разрывных дислокаций, север – северо-западные дислокации представлены плоскостями широко развитого кливажа осевой плоскости, а северо-восточные дислокации – границами пластических зон изгиба (кинк-зон). Выявленный парагенезис структур позволяет сформировать модель региональной деформации (рис. 4) для юго-восточного окончания Адыча-Тарынской зо-

ны разлома, в целом представляющую лево-сдвиговую крупную зону сдвига, в которой проницаемыми участками пологие хрупко-пластические зоны сдвига, падающие на северо-восток и субширотные зоны смятия.

ЛИТЕРАТУРА

Задорожный Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской сереброносной провинции. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. МГУ. М.: 2002.

Оксман В.С., Суздалова Н.И., Краев А.А. Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индигирского района. Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН. 2005. 204 с.

Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 90-102.

МОДЕЛИРОВАНИЕ НА ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТАХ ПРОЦЕССОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ГЕНЕЗИСА В БЛОКОВОЙ СРЕДЕ

Ф.Н. Юдахин¹, Н.К. Капустян^{1,2}, Е.В. Шахова¹, Г.Н. Антоновская¹

¹-Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, <u>shahovaev@yandex.ru</u>

²-Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, <u>nkapustian@gmail.com</u>

Изменение напряженно-деформированного состояния среды, в том числе, параметров эндогенного сейсмического излучения при изменяющихся внешних воздействиях в естественных условиях изучить очень сложно, поэтому одним из путей исследования является моделирование основных процессов на натурном объекте. Натурная модель поведения блоковой среды под нагрузкой должна удовлетворять следующим требованиям: известное строение среды объекта, известные величина и характер внешней нагрузки, минимальный фон помех. В Архангельской обл. есть уникальное место, где техногенный шум минимален – это территория Соловецких о-в в Белом море. В низкочастотной части спектра микросейсмический фон «приподнят» за счет влияния моря, но для моделирования это не помеха, т.к. основные микроимпульсы имеют большую частоту и обработка ведется в высокочастотной области.

Для моделирования были выбраны два натурных объекта для исследования: это валунная морская дамба между островами Б. Соловецкий и Б. Муксалма и валунно-земляная дамба (малая дамба), расположенная на о. Б. Красное. На данных объектах изучались два принципиально разных процесса: морская дамба постоянно подвержена воздействию приливов – это медленное, плавное и постоянно присутствующее воздействие; на малой дамбе нами производились удары кувалдой, моделирующие ударные явления, т.е. аналог резких изменений в среде.

<u>Морская дамба</u> представляет собой сооружение из валунов, размером более 1 м, соединенных песчано-глиняным наполнением (длина дамбы около 1 км, высота 6-7 м, около 2 м находится под водой). Дамба может служить натурной моделью сильно раздробленной блоковой геологической среды. Основным воздействием на коротких временных интервалах при штиле является действие морского прилива. Немаловажно, что район дамбы практически необитаем, т.е. отсутствует техногенная компонента как в воздействии, так и в сейсмическом сигнале. Сейсмометрические наблюдения велись в центральной части дамбы с помощью малоканальной цифровой баро-сейсмической станции, сейсмометры СМ-3, регистрация по трем направлениям: вертикальная (Z) и две горизонтальные, ориентированные вкрест (X) дамбы и вдоль (Y) нее, частотный диапазон от 0.5 до 70 Гц. Регистрация – в течение трех часов во время максимальной фазы прилива – подъема воды и начала ее спуска, т.е. моделировалось действие знакопеременной нагрузки.

На рис. 1 приведены примеры характерного участка записи микросейсм и типичные спектры мощности для компонент X, Y, Z. Видно, что сигнал на X-компоненте (вкрест дамбы) существенно





а – участок трехкомпонентной записи (* – отмечены микроимпульсы), б – спектры мощности.

отличается от Y и Z, особенно по высокочастотной составляющей. На записях отмечено несколько микрособытий, которые хорошо выделяются на Z и Y, на X их вступления маскируются практически непрерывный поток импульсов. На спектрах мощности этот поток представлен в виде интенсивных широкополосных максимумов (основная частота 47 и 66 Гц). Характерная частота для отмеченных на записи индивидуальных микроимпульсов составляет примерно 40 Гц, что отражено на спектрах X, Y, Z компонент локальными максимумами на этой частоте. Заметим, что именно эта величина (40 Гц) оценивается как собственная частота колебаний блоков с размером 1 м [Кочарян, Спивак, 2003].

Сейсмическое излучение в интервале 45-55 Гц характерно только для Х-компоненты, т.е. может быть обусловлено процессами, связанными с подъемом-спуском уровня воды, действующим именно в этом направлении. На более высоких частотах присутствуют максимумы, совпадающие по частотам для Z, Y компонент и частично для X (выше 60 Гц), что может быть связано с «шевелением» валунов под действием прилива. При обработке материала была применена разрабатываемая нами методика [Юдахин и др., 2005; Юдахин и др., 2008], основанная на расчете функций когерентности для пар компонент Z-X, Z-Y, X-Y, анализ первых двух пар позволяет судить об эндогенных процессах в виде потоков микроимпульсов, а третьей – снимать действие поверхностных источников.

На рис. 2 приведены кривые изменения во времени (временного хода) следующих величин: мощности микросейсм на X-компоненте, наиболее подверженной действию прилива, и функций когерентности для пар Z-X, Z-Y, т.е. для вертикальных сечений дамбы соответственно вкрест и вдоль нее. Оценки мощности и когерентности аналогичны величинам, применяемым для характеристик сейсмичности – выделившейся энергии и количества событий в единицу времени [Мирзоев и др., 1987]. Из сопоставления временного хода кривых видно следующее:

– интенсивность микросейсм в низкочастотной части спектра практически «не чувствует» действия прилива. В высокочастотной части (срез на частоте 40 Гц) временной ход более выражен, но зависимость от вариаций уровня воды не простая – при подъеме наблюдается нарастание интенсивности, при спуске сначала ослабление, а затем нарастание. Существенно, что подобный эффект отмечался неоднократно для районов наведенной сейсмичности от искусственных водохранилищ ГЭС [Мирзоев и др., 1987]. Показано, что существенную роль играет как уровень воды, так и скорость изменения уровня,

– срезы когерентности на частоте 40 Гц для пар Z-X, Z-Y, характеризующие потоки слабых событий – микроимпульсов (например, как на рис. 1), имеют явный временной ход. Кривые для пар Z-X, Z-Y по форме подобны, что может указывать на действие на этих частотах механизма стесненного поворота при изменении нагрузки [Кочарян, Спивак, 2003],

– обращает внимание то, что кривые мощности и когерентности изменяются во времени как бы в «противофазе». Рассмотрим этот вопрос более детально.



Рис. 2. Параметры эндогенного сейсмического излучения при воздействии прилива.

Временной ход: а – мощности в низкочастотной (н.ч.) и высокочастотной (в.ч.) области, б – функций когерентности; распределения когерентности для пар компонент Z-X (в) и Z-Y (г), на (в) и (г) тонкая линия – для всего временного интервала, толстая – для подъема воды, пунктир – для спуска воды; отмечены участки кривых, которые обсуждаются в тексте. На участке I (соответствует высшей точке прилива), интенсивность сейсмического излучения высокая при низкой когерентности, т.е. при малом соотношении сигнал-помеха для отдельных импульсов. Здесь высокая интенсивность достигается большим потоком относительно слабых импульсов. На участках II и IV (спуск воды) – ситуация обратная, тут отдельные импульсы относительно сильные, но их мало и они суммарно дают низкий уровень сейсмического излучения. На участке III наблюдается подъем интенсивности сопровождаемый спадом когерентности, т.е. увеличением числа слабых событий. По существу переход от участка II к III соответствует ситуации «обмена» более сильных сейсмических событий на серию слабых при изменении скорости нагружения [Садовский и др., 1981]. В частности, данный эффект выявлен для района Нурекского водохранилища при изменении скорости сработки воды в водоеме [Мирзоев и др., 1987], причем локализация эффекта относится именно к наиболее раздробленной области [Капустян и др., 1998].

Для приведенных на рис. 2 кривых когерентности были построены гистограммы значений: для всего интервала в целом и с разделением на участки подъема и спуска воды (рис. 2*в*, *г*). Видно, что распределения различны, причем для сечения вкрест дамбы (Z-X), совпадающем с направлением воздействия, отличия большие, чем для пары Z-Y. Кроме того, различны и формы распределения для пар Z-X, Z-Y, хотя соответствующие кривые временного хода разнятся не так заметно.

Количество значений когерентности только по одному значению частоты участвующих в статистике, как видно из рис. 2, явно недостаточно для определения наклона правого края распределения. Мы использовали данные, полученные по набору статистически независимых сечений на высоких частотах, пользуясь тем, что излучение достаточно широкополосное. На рис. 3 приведены распределения значений когерентности k, построения по наборам в N = 37000 (рис. 3, *в*) и N = 7000 (рис. 3*а*, *б*) событий, (кривые нормированы на общее число N). Характер кривых близок к линейному, что позволяет говорить о наклоне кривых (наклона графика когерентности k).

Сопоставление графиков, построенных для последовательных по времени интервалам наблюдений показывает, что наклон графиков отслеживает изменение уровня воды (кривые 1,2 – последовательные стадии подъема, 3 – высший уровень, 4, 5 – спуск). Таким образом, используемая оценка – распределение функций когерентности – оказалась чувствительной к слабым изменениям полей напряжений (менее 0.1 бар), действующих на блоковую структуру. Сравнение рисунков 3*a* и 3*б* для разных сечений (Z-X, Z-Y) показывает их различие, т.е. методика чувствительна не только к величине воздействия, но и к направлению. Суммирование данных для двух ситуаций – подъема и спуска воды (рис. 3, e) – подчеркивает отмеченную закономерность.





а – для пар компонент Z-X и б – Z-Y, для последовательных временных интервалов, соответствующих изменению уровня воды (1-5); в – для пар Z-X и Z-Y на суммарных интервалах подъема и спуска воды. Использование аппаратуры, калиброванной в абсолютных уровнях, позволяет оценить величину сбрасываемых напряжений ($\Delta\sigma$) при сейсмическом излучении. В соответствии с представлениями о процессах при стесненном повороте [Кочарян, Спивак, 2003], который является наиболее вероятным механизмом в данном случае: $\Delta\sigma = v_0 NG/L\pi f$, где, приняв $v_0 \approx 100$ нм/с, – максимальная амплитуда импульсов на частоте 40 Гц, N = 5 – число фаз записи, $G = 2 \times 10^{10}$ Па (гранит), L = 1 м – характерный размер блока, f = 40 Гц, получаем $\Delta\sigma \approx 100$ $\Pi a = 10^{-3}$ бар. Эта оценка хорошо согласуется с определениями сброса напряжений в ряде районов, в том числе для Ловозерского массива, что также указывает на достаточно хорошее подобие исследуемой натурной модели и истинной геодинамической ситуации. Учитывая оценку величины действующей на среду нагрузки (0.1 бар) можно оценить, что в высокочастотном сейсмическом излучении сбрасывается примерно 1% от действующей нагрузки.

<u>Малая озерная дамба</u> сложена из местных крупнозернистых песков и валунов, являющихся основным материалом укрепления берегов озера и каналов. С двух противоположных сторон дамба зажата берегами, т.е. она работает как своеобразная диафрагма. Длина дамбы составляет около 280 м, максимальная высота 3 м [Научный архив...]. Немаловажно отметить, что район этой дамбы необитаем, т.е. техногенная компонента в сейсмическом сигнале отсутствует. Сейсмометрические наблюдения велись примерно 2 часа с помощью двух акселерометров CMG–5T, 3-компонентных, ориентированных по горизонтали вкрест и вдоль дамбы. Основным воздействием являлись удары кувалдой, одиночные и сериями, в связи с выполнением малоглубинной сейсморазведки вдоль дамбы.

При обработке анализировалась форма записи микросейсм, энергетические спектры, для всего интервала наблюдений рассчитывались функции когерентности попарно для всех компонент и были построены когерентно- и спектрально-временные диаграммы (КВАН и СВАН). На рис. 4 представлены СВАН- и КВАН-диаграммы для направлений вдоль и вкрест дамбы. Из рисунка видно, что перед первым ударом дамба, находящаяся в спокойном состоянии, излучает микроимпульсы, распределенные по полю диаграмм примерно равномерно (светло-серые области).

После первого удара отчетливо видно увеличение количества микроимпульсов в диапазоне частот от 20 Гц и выше. Можно проследить ослабление во времени потока импульсов, причем дольше всего присутствуют в волновом поле именно высокочастотные импульсы, что отражает перераспределение воздействия с крупных отдельностей среды на более мелкие. Отметим, что характер ослабления потока импульсов вдоль и вкрест дамбы в этом случае примерно одинаков. Одним из объяснений данного явления может служить процесс сброса энергии, закаченной в среду ударным воздействием. Отметим, что именно для блоковой среды характерен такой длинный «хвост» последействия.

После продолжительной серии ударов (удары примерно через 1-2 секунды, участок 2 на рис. 4) среда, «накопив» энергию, сбрасывает ее более медленно, чем на участке 1 (отмечено черным пунктиром). Примечательно, что в облаке микросейсм уже проявляются импульсы, имеющие более высокие энергии (светло-серые точки на КВАН-диаграммах).



Рис. 4. Перераспределение напряжений в блоковой среде.



Рис. 5. Временной ход мощности потока импульсов.

Обратим внимание на ситуацию после последнего удара (участок 3) и сравним его с участком 1. Тут наблюдается существенно больший «хвост» последовательности микроимпульсов. Заметим, что КВАН-диаграммы вкрест и вдоль дамбы различаются существенно по характеру ослабления потока импульсов со временем (отмечено черным пунктиром): вдоль дамбы процесс затухает во времени значительно медленнее, чем вкрест нее. Такой характер можно объяснить условиями закрепления дамбы берегами – внутреннее напряжение вдоль дамбы значительно выше, чем вкрест нее.

Отмеченные закономерности можно также проиллюстрировать временным ходом количественной характеристики – мощность потока импульсов (количество импульсов в единицу времени), построенных путем когерентно-временного анализа для сечений вкрест и вдоль дамбы (рис. 5).

Из рис. 5 видно, как меняется мощность потока импульсов из среды в разных направлениях. Пунктирной линией показан уровень потока импульсов в спокойном состоянии дамбы, сплошной кривой – обработка скользящим средним (средний поток импульсов). Отчетливо видно превышение потока импульсов при ударном воздействии. Из рис. 5 также видны те закономерности, что наблюдаются и на рис. 4, а именно, после окончания ударных воздействий остаточный средний фон в направлении вдоль дамбы превышает таковой в направлении вкрест дамбы, т.е. сбрасывание средой «запасенной» от ударов энергии в виде потока микроимпульсов происходит дольше. Это происходит потому, что в поперечном направлении дамба не закреплена, в продольном – существует дополнительное поле внутренних напряжений из-за закрепления дамбы у берегов. Полученный экспериментальный результат еще раз подчеркивает роль внутренних тектонических напряжений на процесс высвобождения сейсмической энергии.

Геодинамическим «приложением» рассмотренных натурных моделей может быть следующее. Используя модель тектоники плит и механизм раздвижения срединно-океанических хребтов (в нашем случае северная часть Срединно-Атлантического хребта) естественно предположить совокупность двух типов подвижек – плавный и резкий. При воздействии на блоковые структуры окружающих территорий, в том числе, раздробленные зоны разрывных нарушений, такие подвижки будут приводить к усилению сейсмического отклика в этих структурах, причем при детальных наблюдениях по предлагаемой методики представляется возможным различать плавные и резкие геодинамические процессы. Таким образом, проводя наблюдения на разломах можно осуществлять своеобразный мониторинг глобальных геодинамических процессов. Приведенные примеры показывают также как нужно построить микросейсмические наблюдения, чтобы увидеть эти процессы по сейсмическим откликам среды.

От довольно ясных и простых натурных моделей перейдем к более сложной – действию медленных геодинамических процессов на цилиндрическое включение. В качестве объекта рассмотрим кимберлитовую трубку, приуроченную к зоне разрывных нарушений. Тут трубка может рассматриваться как своеобразный «датчик», замороженный в среду. Помимо фундаментального аспекта немаловажен и практический – поиск кимберлитовых трубок по их специфическому отклику на внешние тектонические воздействия. В настоящее время на территории Архангельской алмазоносной провинции сложился следующий подход к методике поисков кимберлитовых рудопроявлений – анализ магнитного поля, выделение перспективных аэромагнитных аномалий и их так называемая «заверка» в комплексе с опробованием на минералы-спутники. Хотя сейчас фонд высококонтрастных магнитных аномалий уже практически исчерпан, допускалось, что поисковые работы на слабоконтрастных магнитных аномалиях рано или поздно могут привести к открытию кимберлитовых тел с низкими индикационными магнитными свойствами. Но количество слабоконтрастных аэромагнитных аномалий составляет несколько тысяч и заверка их бурением финансово неоправданна. Необходимо применять новые геофизические методики при разбраковке выделенных аномалий на наличие кимберлитовых тел.

Пример лежит в русле работ, направленных на выявление с использованием разрабатываемой микросейсмической методики фундаментальных особенностей кимберлитовых рудопроявлений в сейсмических полях. Ожидается, что в местах расположения перекрытых наносами кимберлитовых тел будут регистрироваться микроимпульсы, возникающие по многим причинам, в том числе, в связи с циркуляцией подземных вод по стволам этих тел и под влиянием внешних воздействий перераспределением напряжений, образующихся на границах кимберлитовых тел и вмещающих пород за счет резкого различия в физических свойствах.

Опыт выявления разрывных нарушений мы попытались перенести на кимберлитовую трубку – по нашим гипотезам аномально «шумящую». В качестве тестового объекта была выбрана ранее выделенная по аэромагнитной съемке и заверенная одной скважиной кимберлитовая трубка Ненокского поля (Архангельская обл.), мощность перекрывающих отложений 47.4 м.

Измерительно-аппаратурный комплекс включал две цифровые сейсмические станции GSR-24 с акселерометром CMG-5T (переносной) и широкополосным велосиметром CMG-3ESPC (опорный) по компонентам север-юг (N-S), восток-запад (E-W) и вертикальный Z. Синхронизация времени обеспечивалась приемниками GPS.

Пространственно-временная схема наблюдения для исследований микросейсмическим методом была заложена на основании имеющихся данных по наземной детальной съемке магнитного поля и результатам заверочного бурения и возможности установки сейсмоприемников на местности. В соответствии с [Юдахин и др., 2008], наблюдения проводились в виде площадных измерений микросейсмического поля переносным сейсмическим датчиком в 21 точке; регистрация – до 60 минут в каждой точке в частотном диапазоне от сотых долей герца до 100 Гц. Обработка микросейсм – расчет спектров мощности $S_{ij}(f)$ для каждой из компонент регистрации (i, j = Z, E-W, S-N) и функций когерентности $k_{ij}(f)$ попарно для компонент: $k_{ij}(f)=|S_{ij}(f)|/(S_{ii}(f)\cdot S_{ij}(f))^{1/2}$ для каждой точки измерения в частотном диапазоне от 0 до 20 Гц в скользящем временном окне. Последующая интерпретация основана на статистическом анализе значений функции когерентности, который позволяет получать аналог закона Гутернберга-Рихтера («графика повторяемости») для микросейсмических событий [Юдахин и др., 2008].

В результате статистического анализа данных для дальнейшей характеристики микросейсмического излучения кимберлитовой трубки были выбраны два опорных значения на «графиках повторяемости» для каждой точки ($k_1 = 0.3$ и $k_2 = 0.6$) в широтном (EW-Z) и меридиональном (NS-Z) сечениях – по существу это параметры интенсивности потоков эндогенного микросейсмического излучения – количество микроимпульсов разных энергий. Диаграммы разброса (k_1, k_2) , отражающие наклон «графика повторяемости» (характер выделения сейсмической энергии, т.е. различия процессов в среде), представлены на рис. 6. Если нет общего механизма, то точки на рис. 6 расположатся широким облаком. При сходных процессах точки должны быть близки к линии, учитывая отсутствие нормировки «графиков повторяемости», наклон прямой «положительный» (пунктир рис. 6) говорит о едином процессе, «отрицательный» (сплошная) – о наличии общего процесса, но со сменой активности в точках. Анализ графиков показывает, что вне трубки точки на диаграммах разброса как в широтном, так и в меридиональном направлениях между собой не связаны (рис. 6*a*, б). Внутри трубки: в широтном направлении – наклон «графика повторяемости» в разных точках наблюдения один и тот же, но он может «ходить» вверх-вниз, т.е. интенсивность в этих точках разная, но она подчиняется одному закону (рис. 6, *a*), в меридиональном направлении – нет четкой взаимосвязи, там «хаос» (рис. 6, δ). На границе (широтное направление, рис. 6, a) – наклон может резко меняться, т.е. при движении по границе трубки сильно меняется сейсмический режим излучения микроимпульсов, в меридиональном направлении имеем общий режим, но с подъемом или опусканием интенсивности (рис. $6, \delta$).

В результате был построены отношения k_2/k_1 в широтном сечении к таковому в меридиональном на криволинейном профиле (рис. 7), начало которого – вне трубки, далее проходим через границу трубки, выходим за ее пределы и снова, пройдя через границу, попадаем в трубку. К видим, для точек







Рис. 7. Составной криволинейный профиль – отношение интенсивности потоков микроимпульсов в широтном и меридиональном направлениях.

на границе трубки может быть «отскок» – как резкое уменьшение так и резкое увеличение параметров сейсмический режим излучения микроимпульсов.

Таким образом, мы получаем обнадеживающие результаты, указывающие на возможность экспериментального подтверждения гипотезы о том, что процессы на границе кимберлитовой трубки проявляются в сейсмическом шуме и могут наблюдаться при специальных микросейсмических площадных наблюдениях.

На натурных моделях, свойства которых соответствуют природной блоково-неоднородной среде, показано, что точечные малоканальные сейсмометрические наблюдения с использованием анализа эндогенного излучения позволяют выявить геодинамические процессы, вызванные слабыми изменениями полей напряжений. Данный эксперимент можно рассматривать как своеобразную калибровку методики оценки состояния и свойств блоковой среды, пригодной для поиска разрывных нарушений и мониторинга их активности, а также комплексе методов при поиске кимберлитовых тел.

Исследования выполнены при частичной поддержке Программы № 16 фундаментальных исследований Президиума РАН, проект «Опасные геодинамические процессы, изменение климата и состояние многолетних мерзлых пород, негативных геологических воздействий на окружающую среду на Севере европейской части России (на примере Архангельской области)»; руководитель – чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., профессор Ф.Н. Юдахин.

ЛИТЕРАТУРА

Капустян Н.К., Сидорин А.Я., Фихиева Л.М. Воздействие Нурекского водохранилища на геофизическую среду // М.: ОИФЗ РАН. 1998. 24 с.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород / Под ред. Адушкина В.В. // М.: ИКЦ «Академкнига». 2003. 423 с.

- *Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Дастури Т.Ю.* Влияние механических вибраций на характер высвобождения сейсмической энергии в районе водохранилища Нурекской ГЭС // Сейсмические исследования в районах строительства крупных водохранилищ Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1987. С. 101-119.
- *Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Симпсон Д., Соболева О.В.* Возбужденная сейсмичность в районе водохранилища Нурекской ГЭС. Душанбе: Дониш. 1987. 402 с.

Научный архив ФГУК СГИАПМЗ ф. 1, оп. 1, ед. хр. 119-2 (01-03).

- Садовский М.А., Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Саломов Н.Г. Влияние механических микроколебаний на характер пластических деформаций материалов // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1981. № 6. С. 32-42.
- *Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Шахова Е.В.* Выявление слабоактивных разломов платформ с использованием наносейсмической технологии // ДАН. 2005. Т. 405, № 4. С. 1-6.
- *Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В.* Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН. 2008. 128 с.



ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ



ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИЗУЧЕНИЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Mocквa, reb@ifz.ru

Введение. В этой статье в краткой форме будут изложены главные определения и положения, а также фундаментальные результаты, лежащие в основе тектонофизических методов исследований, которые необходимо знать при изучении природных напряженных состояний. Кроме этого в ней будут показаны возможности анализа параметров напряженного состояния с использованием диаграммы Мора, которая в силу своей простоты должна являться основным инструментом геолога, геофизика и сейсмолога, решившего использовать тектонофизические методы.

Исследования напряжений, действующих в земной коре, и оценка деформаций, возникающих в горных массивах под действием этих напряжений, базируются на трех основных составляющих: 1) лабораторные эксперименты по деформированию вплоть до разрушения образцов горных пород; 2) результаты полевых наблюдений, включающие данные in-situ методов, методов структурной геологии и тектонофизических методов; 3) математическое и физическое моделирование деформаций тектонических объектов. При этом первое направление, а также методы прямого измерения напряжений и деформаций (in situ), относящиеся к геомеханике, всегда рассматриваются как основной – базисный материал для интерпретации напряжений, действующих в земной коре и мантии. Как правило, именно на их основе осуществляется выбор свойств модельных материалов в физическом и математическом эксперименте. Именно эти данные используются прежде всего при интерпретации геофизических и сейсмологических данных.

Не оспаривая важность лабораторного эксперимента, заметим, что размер объектов, по которым производятся оценки напряжений геомеханическими методами, составляет десятки сантиметров (образцы) и первые метры. В то же время интерпретация геофизических и сейсмологических данных, а также геодинамические модели, получаемые в результате тектонофизического эксперимента, относятся к тектоническим объектам от сотен метров до десятков и сотен километров, и влияние масштабного фактора на прочность и другие механические свойства горных пород может быть очень велико. В силу этого тектонофизические методы, в рамках которых исследуются разномасштабные напряжения в природных горных массивах в их естественном состоянии [Ребецкий, 2007], являются необходимым элементом, дополняющим результаты геомеханического изучения деформационной реакции массивов горных пород на нагружение.

Разработка таких методов оценки природных напряжений предопределяет проведение исследований на стыке нескольких научных дисциплин: экспериментальной и теоретической геомеханики, тектонофизики, сейсмологии и геологии. Сейсмологические и геологические данные о геометрии и кинематике (морфологии) сдвиговых структур земной коры – землетрясений, разрывов, трещин – являются исходными данными подобных методов и имеют свои специфические параметры и особенности представления, незнакомые механикам. Установление взаимосвязи этих параметров с характеристиками напряженно-деформированного состояния требуют от сейсмологов и геологов знания базовых положений механики и результатов изучения закономерности хрупкого разрушения, полученных в лабораторных экспериментах. Сам объект исследования – крупные массивы горных пород с размерами в сотни метров и десятки километров – существенно отличается от образцов (первые сантиметры и десятки сантиметров), с которыми обычно имеет дело экспериментальная механика, и поэтому разрабатываемые методы анализа природных напряжений требуют развития новых подходов и творческого осмысления устоявшихся понятий и определений.

О хрупком разрушении и влиянии флюидного давления. Кроме отмеченного выше масштабного фактора при изучении роли напряженно-деформированного состояния в формировании тектонических объектов следует помнить о том, что в зависимости от глубинной зональности деформационных процессов горные породы проявляют себя в них по-разному. Породы земной коры могут демонстрировать разный тип реакции на внешнее нагружение, характер которой зависит не только от их структуры и состава, температуры (до 600-900°) и всестороннего давления в твердом каркасе (до 12-18 Кбар), но и от величины *флюидного давления* (fluid pressure) в трещинно-поровом пространстве. В зависимости от соотношения всестороннего (изотропного) давления в твердом

каркасе и во флюиде при нагружении в лабораторных условиях образцы пород размером в первые сантиметры – десятки сантиметров могут разрушаться хрупко без пластического деформирования, разделяясь на несколько крупных кусков, либо испытывать большие остаточные деформации, вызываемые рассеянной макро- и микротрещиноватостью или пластическим течением на микроуровне, осуществляемом за счет внутризерновых и внутрикристаллических дислокаций [Mogi, 1964; Byerlee, 1967; Handin, 1972; Rummel, et al., 1978; Stesky, 1978; Ставрогин, Протосеня, 1992]. Чем ниже уровень всестороннего давления в каркасе пород или выше уровень флюидного давления, тем более хрупко деформируются породы на завершающей стадии нагружения и более динамично сбрасываются напряжения при достижении некоторого предельного уровня (рис. 1).



Рис. 1. Результаты лабораторных экспериментов по разрушению образцов горных породах при высоких давлениях [Stesky, 1978]: *a* – диаграмма нагружения при разном уровне бокового обжатия (confining pressure), Дифференциальные напряжения – разность осевой нагрузки и нагрузки бокового обжима; *б* – зависимость предельных касательных напряжений на плоскости скалывания от нормальных напряжений и флюидного давления. Резкий сброс напряжений для пород при боковом обжиме менее 1.5 Кбар (*a*) определяет хрупкое их разрушение.

В первом приближении роль флюидного давления на деформирование и хрупкое разрушение (brittle destruction)) учитывается путем использования в определяющих соотношениях механики так называемого эффективного всестороннего давления p^* (effective isotropic pressure) и эффективных напряжений σ_{ii}^* (effective normal stress), которые получаются как разница между соответствующими характеристиками напряжений в твердом каркасе пород (p, σ_{ii}) и флюидным давлением p_{fl} [Терцаги, 1961]:

$$p^* = p - p_{fl}, \ \sigma_{ii}^* = \sigma_{ii} + p_{fl}, \ i = x, \ y, \ z .$$
(1)

Заметим, что в классической механике за положительные нормальные напряжения принимают напряжения растяжения, а всестороннее – изотропное давление определяется как среднее напряжение (mean stress) σ_0 , взятое со знаком минус:

$$p = -\sigma_0 = -(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz})/3.$$
⁽²⁾

Поскольку сжимающее давление флюида также принято за положительное (гидромеханика, геомеханика), то именно это различие в определении положительных значений напряжений и всестороннего давления приводит к разным знакам в выражениях (1) перед p_{fl} . В геомеханике, где за положительные нормальные напряжения принимаются напряжения сжатия, выражение (2) имеет перед скобкой знак плюс, а в выражении (1) для σ_{ii}^* перед p_{fl} будет стоять знак минус. Подобные

различия в знаках напряжений существуют и в работах тектонофизиков и сейсмологов. Как правило, за рубежом используют определения, принятые в геомеханике, а в российской школе – определения классической механики.

Скорость нагружения в соотношении с релаксационными свойствами пород также определяет тип реакции геосреды. Одни и те же породы при низкой скорости нагружения будут деформироваться пластически, но разрушаться хрупко при высокой. Скорость деформирования фактически определяет уровень *девиаторных напряжений* (deviatory stresses), под которыми понимают разницу между нормальными напряжениями σ_{ii} и средним напряжением σ_0 :

$$s_{ii} = \sigma_{ii} - \sigma_0, \ s_{ii} = \sigma_{ii} \text{ при } j \neq i \ (i, j = x, y, z).$$

$$(3)$$

Как видно из (3), касательные напряжения (shear stresses) для тензора полных σ_{ii} и девиаторных

*s*_{*ii*} напряжений одинаковые.

Область катакластического деформирования на диаграмме Мора. Подобная неоднозначная реакция пород на нагружение с увеличением масштабов исследуемых явлений и соответственно масштабов осреднения механических и прочностных параметров геосреды еще более усложняется. Понимая влияние масштаба на механические свойства геосреды, следует говорить об эффективных упругих модулях (effective elastic modules) и эффективных параметрах прочности (effective strength), отвечающих своему масштабу осреднения напряженно-деформированного состояния. В масштабе, характеризующем свойства отдельных слоев земной коры, можно говорить о падении несущей способности горных массивов в сравнении с прочностью образцов, вызванном существованием в них большого числа частично залеченных разрывов сплошности. Для масштаба осреднения большего, чем макроскопический, формирование остаточных деформаций в большей степени обуславливается трещинным – катакластическим течением (cataclastic flow), возникающим в областях высокой степени дробления пород (разломные зоны). Для пород коры течение, выглядящее при больших линейных размерах осреднения как пластическое, распадается на разрывные смещения на трещинах и упругие деформации внутри блоков, трещинами ограниченными, когда увеличивается детальность исследования пространственных изменений деформаций. Эти остаточные деформации дополняются также и истинно пластическими деформациями, формирующимися в отдельных участках на макроскопическом уровне за счет микроскопических дефектов.

В задачах геодинамики, так же как и при оценке сейсмической опасности, мы обычно оперируем масштабами с характерными размерами в десятки и сотни километров. Между эти масштабом и масштабом, характеризующим процессы на уровне кристаллов и зерен, лежит целый спектр масштабов: *микроскопический* – внутрикристаллический и зерновой уровень (до сотен микрон); *макроскопический* – уровень образцов горных пород (до первых сантиметров); *мегаскопический* – крупные отдельности пород или участок обнажения, охватываемый невооруженным глазом наблюдателя (до первых метров); *сублокальный* – обнажение горных пород (до первых сотен метров); *локальный* – локальная геологическая структура (первые километры); *субрегиональный* – крупная тектоническая структура (десятки километров); *региональный* – участки сочленения литосферных плит (сотни километров); *мегарегиональный* – структуры одной литосферной плиты (тысячи километров). Различие характерных линейных размеров для соседних масштабов составляет 1.5-2 порядка. Заметим, что в классической механике [Оберт, 1976] обычно существуют только три масштаба: микроскопический, макроскопический и мегаскопический.

Влияние эффективного всестороннего давления на характер деформационного поведения массивов горных пород для масштабов выше микроскопического, находящихся в условиях нагружения верхних слоев земной коры, наиболее достоверно может быть описано моделью упругохрупкого тела с критерием по Кулону – Мору:

$$\left|\tau_{n}\right| \leq \tau_{c} - k_{c} \sigma_{nn}^{*} \operatorname{прu} \sigma_{nn}^{*} \leq 0.$$

$$\tag{4}$$

Здесь τ_c и k_c – соответственно предел внутренней эффективной прочности (cohesion) на сдвиг в отсутствии нормальных к разрыву напряжений σ_{nn}^* и коэффициент внутреннего трения (inner friction). Анализ различных напряженных состояний, отвечающих хрупкому разрушению, упругому и пластическому состояниям удобно осуществлять с использованием *диаграммы Mopa* (Mohr diagram),

представленной на рис. 2. В общем случае параметры прочности могут зависеть от σ_{nn} , что определяет криволинейный вид огибающей, во внутренней области которой расположены все реализуемые в данном породном массиве напряженные состояния.

При касательном напряжении τ_n строго меньшем правой части выражения (4) появление (активизация) хрупких разрывов линейного размера, соответствующего масштабу осреднения анализируемого поля напряжений и параллельных плоскости *внутреннего трения* (inner friction), невозможно. Для данной плоскости достигается максимальная прочность на сдвиг. Эта плоскость проходит через ось промежуточного *главного напряжения* (principal stress), и нормаль к ней составляет с осью алгебраически наибольшего главного напряжения σ_1 острый угол $\alpha_c = 0.5$ *аñ* tan k_c ($\varphi_c = a \tan k_c$).



Рис. 2. Диаграмма Мора с огибающей предельной эффективной прочности и линиями минимального сопротивления сухого трения (пунктир). Направо откладываются отрицательные значения эффективного нормального напряжения. Область серой заливки отвечает набору напряженных состояний на разноориентированных плоскостях, для которых произойдет активизация ранее существовавших трещин. Стрелка показывает направление смещения большого круга Мора при увеличении флюидного давления при неизменных параметрах напряжений в твердом каркасе пород.

Пусть первоначально трещиноватые горные массивы деформируются упруго без активизации разрывных смещений вдоль трещин с линейным размером, большим масштаба исследуемого напряженного состояния. Тогда большой круг Мора на диаграмме Мора не пересекает линию минимального сопротивления сухого трения (пунктирные линии на рис. 2):

$$\left|\tau_{n}\right| \leq -k_{s} \sigma_{nn}^{*} \operatorname{при} \sigma_{nn}^{*} \leq 0, \qquad (5)$$

где k_s – коэффициент сухого статического трения (static friction) вдоль существующих трещин и разрывов.

Таким образом область, заключенная между огибающей предела прочности и линией минимального сопротивления сухого трения, определяет все возможные напряженные состояния на плоскостях существующих трещин. При выполнении предельного соотношения:

$$\left|\tau_{n}\right| = \tau_{s} - k_{s} \sigma_{nn}^{*} \operatorname{при} \sigma_{nn}^{*} \leq 0 \tag{6}$$

соответствующие трещины активизируются, по ним происходят сдвиговые смещения. В выражении (6) $\tau_s \leq \tau_c$ – прочность сцепления уже существующих трещин с линейным размером, большим чем масштаб исследуемого напряженного состояния. В работе [Ребецкий, 2007] предлагалось область, заключенную на диаграмме Мора между предельной огибающей и линиями сухого трения, именовать областью хрупкого разрушения.

Если на участке массива, имевшего в какой-то момент времени напряженное состояние, для которого трещины не могут активизироваться (круг Мора в правой части диаграммы Мора рис. 2), происходит увеличение флюидного давления в трещинно-поровом пространстве пород без изменения

напряженного состояния в твердом каркасе породы, то эффективное нормальное напряжение уменьшается, круг Мора начинает смещаться влево. После пересечения им линии минимального сопротивления сухого трения появляется набор плоскостей, для которых возможна активизация ранее существовавших трещин (область серой заливки на рис. 2), если их прочность сцепления отвечает соотношению (6). Ввиду большой длительности действия тектонических напряжений и проявления процессов снижения прочности во времени – *длительная прочность* [Гзовский, 1975; Журков, Нарзулаев, 1953] трещины, совпадающие по ориентации с данными плоскостями, следует рассматривать как трещины, по которым в какой то момент времени произойдет активизация разрушения, подновление сдвиговых смещений.

Пока эта область мала, подобные плоскости мало отклоняются от положения плоскости, отвечающей *углу сухого трения* уже существующих трещин $\alpha_s = 0.5 \ ac \tan k_s$. С повышением флюидного давления большой круг Мора исследуемого напряженного состояния продолжает смещаться налево, увеличивая область пересечения с линией минимального сопротивления сухого трения, т.е. увеличивается угол, на который могут отклоняться плоскости с различным напряженным состоянием от плоскости, отвечающей углу сухого трения. Максимальная вариабильность подобных плоскостей достигается, когда большой круг Мора касается внешней огибающей.

Диаграмма Мора – эффективный инструмент изучения напряжений для геолога. Следует заметить, что верхний и нижний участки диаграммы Мора (выше и ниже горизонтальной оси эффективного всестороннего давления) симметричны и отвечают разным знакам касательных напряжений. В силу того, что знак касательных напряжений в отличие от знака нормальных напряжений зависит от выбранной системы координат [Надаи, 1969; Ребецкий, 2007], вместо двусторонней диаграммы Мора, имеющей области с разными знаками касательных напряжений, можно изображать одностороннюю диаграмму Мора с областью только положительных τ_n . Выражения, определяющие предельные состояния (4) – (6), также можно записывать, опуская знак модуля для касательных напряжений, оговаривая их положительность в силу произвольности выбора системы координат на наклонных площадках.

Как следует из результатов экспериментов на образцах горных пород (рис. 1, *a*), при повышении уровня всестороннего обжатия хрупкое разрушение становится все менее эффективным механизмом сброса напряжений, накопленных в упругих деформациях, что на диаграммах деформирования (область напряжения – деформации) выражается в уменьшении вертикального участка, следующего за достижением предельного состояния. Величина *сброшенных касательных напряжений* (stress drop) на трещине (разрыве) может быть оценена на основе результатов решения задачи о трещине с трением на берегах [Осокина, Фридман, 1987], где было показано, что нормальные к разрыву напряжения до (σ_{nn}^{o}) и после (σ_{nn}^{1}) его возникновения (активизации) не изменяются. Дополняя этот результат предположением о неизменности величины флюидного давления, можно определить разницу между касательными напряжениями, действовавшими на разрыве до его возникновения (τ_n^{o}) и после (τ_n^{1}), т.е. величину сброшенных напряжений:

$$\Delta \tau_n = \tau_n^o - \tau_n^1, \ \tau_n^0 = \tau_c - k_c \sigma_{nn}^{0*}, \ \tau_n^1 = -k_k \sigma_{nn}^{1*} \text{ при } \sigma_{nn}^{0*} = \sigma_{nn}^{1*} = \sigma_{nn}^*.$$
(7)

где k_k – коэффициент кинематического трения.

Из соотношений (7) находим:

$$\Delta \tau_n = \tau_c - (k_c - k_k) \sigma_{nn}^* \,. \tag{8}$$

Подобные соотношения также можно записать для уже существующих трещин, предельное состояние которых достигается при меньшем уровне хрупкой прочности. В этом случае в выражениях (7) и (8) следует заменить параметры прочности τ_c и k_c на τ_s и k_s .

Как следует из вида предельной огибающей на диаграмме Мора (рис. 3) для некоторого начального ее участка $k_c > k_k$. Здесь с ростом эффективного давления имеет и место увеличение величины сброшенных напряжений $\Delta \tau_n$. Далее наблюдается уменьшение коэффициента эффективного внутреннего трения k_c при некотором росте внутреннего сцепления τ_c . На диаграмме

Мора достаточно просто на основе геометрического анализа оценить величину сброшенных напряжений и понять тенденции их изменений при изменении эффективного давления. Поскольку в нашем анализе – выражения (7), (8) эффективные нормальные напряжения до и после активизации разрыва не изменяются, то длина вертикального отрезка, соединяющего точку на диаграмме Мора, для которой достигнуто предельное состояние с линией сухого кинематического трения (при $k_s > k_k$), и определяет величину сброшенных напряжений (см. рис. 3). Заметим, что построения рис. 3, так же как и выражения (7) и (8), содержат предположение о совпадении ориентации касательного напряжения, действовавшего на плоскости будущей трещины до ее формирования (активизации), с направлением реализованного смещения в процессе хрупкого разрушения. Если это условие не выполняется, то это означает, что величина сброшенных на трещине напряжений будет меньше, чем это следует из выражения (8) и геометрического анализа рис. 3. На диаграмме Мора в этом случае вертикальный отрезок, определяющий величину сброшенных напряжений, не будет доходить до линии *кинематического сухого трения*.



Рис. 3. Диаграммы Мора, определяющие величину сброшенных напряжений (точечный пунктир) на трещине для случая: a - ee формирования вдоль плоскости эффективного внутреннего трения (точка A); $\delta - u$ для напряженного состояния, не достигающего предельной огибающей, с ориентацией активизирующейся трещины (точка B), не совпадающей с плоскостью максимального сцепления существующих трещин (точка C). Обозначения те же, что и на рис. 2 с добавлением линии кинематического сухого трения (короткий пунктир) и малых кругов Мора, отсекающих в большом круге Мора области возможных напряженных состояний на произвольно ориентированных наклонных площадках для данного тензора напряжений σ_i (i = 1, 2, 3). Серой заливкой показаны состояния для наклонных площадок, где возможна активизация ранее существовавших трещин.

Диаграмма Мора в некоторых случаях позволяет достаточно просто оценить измененное напряженное состояние, возникающее после разрушения, с масштабом осреднения порядка длины трещины. Одним из таких случаев является смещение по трещине, плоскость которой содержит ось промежуточного главного напряжения σ_2 . На диаграмме Мора геометрическим местом точек нормалей для таких плоскостей является дуга большого круга. Участок этой дуги, заключенный между точкой на большом круге Мора и точкой, определяющей значения алгебраически наибольшего и наименьшего эффективного главного напряжений σ_1^* и σ_3^* , соответствует удвоенному значению угла между данной осью главного напряжения и нормалью к анализируемой площадке скалывания.

Принимая во внимание сделанные выше предположения о неизменности флюидного давления до и после разрушения и о совпадении направления касательного напряжения на плоскости трещины с направлением смещения, реализуемом в процессе сдвигания ее бортов, замечаем, что сброшенное на плоскости трещины напряжение $\Delta \tau_n$ (отрезок AB) не приведет к изменению напряжений вдоль оси σ_2 ($\sigma_2^{0*} = \sigma_2^{1*} = \sigma_2^*$), и одинаковым образом уменьшит абсолютные величины напряжений σ_1^{0*} и σ_3^{0*} , действовавшие вдоль главных площадок до активизации трещины:

$$\sigma_{1}^{1*} = \sigma_{1}^{0*} + \Delta\sigma_{11}, \ \sigma_{3}^{1*} = \sigma_{3}^{0*} + \Delta\sigma_{33} \text{ при } \Delta\sigma_{11} = -\Delta\sigma_{33} = -\Delta\tau_{n} \sin 2\phi^{0}, \ \Delta\tau_{n} > 0.$$
(9)

При этом данные площадки уже не являются главными после активизации трещины, т.к. на них появляются касательные напряжения $\tau_1 = \Delta \tau_n \cos 2\phi^0$ ($2\phi^0$ – угол между горизонталью и линией ОА на диаграмме Мора рис. 4, ϕ^0 – угол между нормалью к плоскости трещины и осью главного напряжения σ_1 в трехмерном пространстве до активизации трещины). Поскольку на диаграмме Мора точки, отвечающие ортогональным к друг другу площадкам (противоположные точки диаметра

большого круга Мора), получат одинаковые по модулю, но противоположные по знаку дополнительные нормальные напряжения, то это означает, что положение центра большого круга Мора σ_o^* останется неизменным. Последнее позволяет провести новый большой круг Мора, проходящий через точку В (см. рис. 4), и определяющий значения алгебраически максимального и минимального главных напряжений нового напряженного состояния. В случае, когда эта дуга оставляет точку промежуточного главного напряжения σ_2^* во внутренности своей области (рис. 4, *a*), точки ее пересечения с горизонтальной осью дают значения новых главных напряжений σ_1^{1*} и σ_3^{1*} . При этом ориентация в трехмерном пространстве, индекс и положение на диаграмме Мора главного промежуточного напряжения σ_2 остаются неизменными, но изменяется ориентация в трехмерном пространстве и положение на диаграмме Мора двух других главных осей напряжений.

Оценить отклонения новых главных осей σ_1^1 и σ_3^1 от их ориентации до активизации разрыва σ_1^0 и σ_3^0 также можно используя диаграмму Мора. До активизации трещин ось алгебраически наибольшего главного напряжения σ_1^0 составляла с нормалью плоскости трещины угол ϕ^0 (на диаграмме Мора $2\phi^0$), после ее активизации новая ориентация оси σ_1^1 составляет с нормалью к этой же плоскости трещины угол ϕ^1 (на диаграмме Мора $2\phi^1$). Если на диаграмме Мора от точки, определяющей угол нормали к плоскости трещины нового напряженного состояния (точка В на дуге большого круга), отложить $2\phi^0$ в сторону положения бывшей оси главного напряжения σ_1^0 , то полученная точка С определит значения нормального и касательного напряжения вдоль бывшей площадки главного напряжения. Соответственно точка, отстоящая на дуге большого круга на 180° от точки С покажет нормальные и касательные напряжения на площадке, отвечающей бывшему положению оси алгебраически наименьшего из главных напряжений σ_3^0 .



Рис. 4. Диаграммы Мора, определяющие измененное напряженное состояния масштаба осреднения, отвечающего линейному размеру активизирующейся трещины – дуги точечного пунктира: *a* – без переиндексации промежуточного главного напряжения; *б* – с переиндексацией промежуточного главного напряжения. Обозначения те же, что и на рис. 3.

Если точка промежуточного главного напряжения $\sigma_2^{0^*}$ окажется за пределами этой дуги, то это означает, что после сброса напряжений происходит **переиндексация оси** промежуточного главного напряжения σ_2 (рис. 4, δ). Для рис. 4, δ значение алгебраически наименьшего главного напряжения нового напряженного состояния σ_3^1 будет равно промежуточному главному напряжению $\sigma_2^{0^*}$ предыдущего напряженного состояния. Все указанные выше процедуры для определения нового положения главных напряжений необходимо проделать, учитывая эту переиндексацию.

Поскольку реальные горные породы являются средой, в которой трение на внутренних поверхностях играет важную роль, то в процессе хрупкого разрушения активизируются прежде всего трещины, поверхности которых находятся вблизи угла внутреннего и максимального поверхностного трения (точка A и C на рис. 3, *a*, *б* соответственно), а это, как показал выполненный выше анализ, приводит не просто к уменьшению интенсивности двух главных напряжений, но и смене ориентации их осей. Если бы разрушение произошло по площадке максимального касательного напряжения (точка на большом круге Мора с максимальным значением τ_n , $\phi^0 = 90^o$), то результатом сброса

напряжений на трещине явилось бы только изменение уровня алгебраически максимального и минимального напряжений масштаба осреднения, отвечающего размеру трещины. В научной литературе, посвященной вопросу интерпретации хрупких разрывов, можно найти много примеров, когда исследование взаимосвязи морфологии трещин и напряженного состояния, а также оценка эволюции напряженного состояния происходит именно на основе положения о том, что плоскость трещины совпадает с плоскостью максимальных касательных напряжений. Различие в ориентации осей главных напряжений конечного (после активизации трещины) напряженного состояния не столь велико, однако при решении обратной задачи, когда по данным об ориентации хрупких разрывов восстанавливаются ориентации главных осей напряжений [Парфенов, 1984; Zoback, 1992], подобный подход приводит к существенным ошибкам.

Согласно геометрическому анализу рис. 3 увеличение эффективного всестороннего давления приводит к уменьшению величины сброшенных напряжений на хрупких разрывах так, что после пересечения линии сухого трения предельной огибающей (эта точка на рис. 3 и 4 не показана, см. далее рис. 10) силы трения будут препятствовать возникновению хрупких сколов с линейными размерами, отвечающими масштабу осреднения исследуемого напряженного состояния. Хрупкое разрушение данного масштабного уровня становится неэффективным механизмом релаксации напряжений. Процесс релаксации спускается на более низкий иерархический уровень. Если исследуемое напряженное состояние отвечало масштабу осреднения макроскопического уровня, то более эффективным механизмом становится пластическое течение, возникающее за счет возникновения и перемещения дислокаций в кристаллах и зернах, а также 3a счет Трещины макроскопического микротрещиноватости по границам зерен. масштаба не активизируются. Если исследуемое напряженное состояние отвечало большим линейным размерам окна осреднения (больший масштаб – меньшая детальность), то помимо отдельных участков массива, где может наблюдаться пластическое течение, вся его область будет охвачена катакластическим – трещинным течением при наличии исходной трещиноватости соответствующих размеров.

Пластическое поведение образцов горных пород. В механике для макроскопического масштаба осреднения пластическим – тягучим (ductility) поведением определяют состояние образцов, при котором в них в результате нагружения возникают остаточные изменения формы (фиксируются после снятия нагрузки) без образования сколь-либо заметных трешин. При достижении некоторого предельного уровня девиаторных напряжений – предел упругости образцы горных пород испытывают мгновенные значимые необратимые деформации, происходит их *пластическое* (ductile) [Рэйнер, 1963] деформирование. Ниже предела упругости появление необратимого изменение формы возникает, если нагрузка приложена в течение длительного времени. Первые эксперименты по длительному нагружению образцов горных пород, выполненные в условиях постоянства напряжений [Griggs, 1939; Phillip, 1948; Ержанов, 1962], показали, что при низком уровне девиаторных напряжений, много меньших напряжений предела упругости (стандартные значения при температурах ниже 100° и давлениях более 1 Кбар: мрамор – 3.5 Кбар; известняк – 2 Кбар [Берчь и др., 1949]), в породах возникают неупругие деформации, появление которых можно заметить лишь на относительно больших временах нагружения (первые часы). На больших временах поведение пород под нагрузкой выглядит как течение. В реологии по аналогии с течением, наблюдаемым в вязких жидкостях, явление тягучего деформирования как до предела упругости, так и после его достижения определяются как пластическое поведение среды (ductile behavior) под нагрузкой. Интенсивность тензора девиаторных напряжений определяется скоростью деформирования и связывается с ней с помощью коэффициента вязкости (viscous coefficient), который в общем случае зависит от температуры, давления, скорости деформирования и состава пород. В механике пластическими деформациями называют мгновенные неупругие деформации, возникающие при напряжениях, превышающих предел упругости, а процесс накопления неупругих деформаций при напряжениях ниже этого предела именуют *ползучестью* (creep).

С увеличением всестороннего давления положение точки смены линейного участка связи между напряжениями и деформациями изменяется. Происходит повышение значений предела упругости (см. рис. 1, *a*). С ростом температуры величина предела упругости снижается. Так в экспериментах на монокристаллах кальцитах вариация температур от 0 до 800°С [Besser, Spier, 1997] приводит к снижению предела упругости на полтора – два порядка (от 2 Кбар до 20 бар). Увеличение температуры также приводит к снижению вязкости горных пород, в единицу времени при одной и той же нагрузке образцы горной породы получают большие неупругие деформации. Определенным критическим значением здесь является температура, равная половине значения температуры

плавления, после достижения которой часто наблюдается новое качество вязкого течения. Генезис этого явления связан с механизмом формирования остаточных деформаций в минеральных зернах породы. При нагрузках, определяющих формирование напряжений, близких к пределу упругости, накопление во времени неупругих деформаций также ускоряется. Существует понятие «*напряжение текучести*» (рис. 5), отвечающее уровню девиаторных напряжений, при котором наблюдается наибольшее снижение коэффициента ползучести (нелинейной вязкости) [Гзовский, 1975]. Это явление также связано с процессами, происходящими в зернах минералов на микроуровне. Таким образом, при нагрузках выше предела текучести пластические деформации, развивающиеся во времени, – деформации ползучести имеют наибольшую интенсивность.



Рис. 5. Диаграмма зависимости вязкости от интенсивности девиаторных напряжений.

Получение в длительных экспериментах больших неупругих деформаций горных пород и на их основе достоверных данных для параметров, определяющих реологические законы (законы характеризующие реакцию тела на приложенную нагрузку), наталкивается на проблемы, связанные с низкой скоростью деформирования, наблюдаемой в реальных геологических объектах. Данные инструментальных геодезических наблюдений показывают, что вне зон разломов скорость деформирования (горизонтальные и вертикальные градиенты) составляет, $10^{-9}-10^{-7}$ год⁻¹ ($10^{-17}-10^{-15}$ сек⁻¹) и менее [Кузьмин, 1999]. При пересечении зон разломов скорость деформирования резко увеличивается, достигая значений $10^{-5}-10^{-4}$ год⁻¹ ($10^{-13}-10^{-11}$ сек⁻¹), и по мере сгущения пунктов измерений скорость деформировании еще более возрастает [Кармалеева, Кузьмин, 2009].

В лабораторных экспериментах, как правило, задают скорости деформирования 10^{-4} – 10^{-6} сек⁻¹ [Rutter, 1939; Post, Tullis, 1999]. Весь период наблюденной в таких экспериментах ползучести составляет несколько суток, недель. Редки эксперименты, в которых заданы постоянными не скорости деформирования, а напряжения (осевая нагрузка). В последних получаемые скорости деформирования 10^{-10} - 10^{-13} сек⁻¹ значительно ближе к реальному процессу, а время проведения эксперимента составляет от нескольких месяцев до 1-2 лет.



Рис. 6. Схема кинетики деформаций горных пород при постоянных нагружающих напряжениях (из монографии [Гзовский, 1975]). γ_I – первая часть упругой деформации (условно-мгновенная) и мгновенной пластической деформации; γ_{II} – вторая часть упругой деформации (упругое последействие); γ_{III} – деформация ползучести (пластическая деформация нарастающая во времени); θ_{II} – время, при котором достигается 0.63 от предельной величины γ_{II} ; β – угол, величина которого приближенно характеризует скорость пластической деформации; *а*, δ – момент начала и момент прекращения действия постоянных напряжений.

Накопление неупругих деформаций приводит к выполаживанию кривой деформирования на диаграмме напряжения – деформации (см. кривые рис. 1, *a*, полученные при больших значения бокового обжатия). Как выше уже говорилось, после предела упругости происходит переход от линейного участка взаимосвязи между напряжениями и деформациями к нелинейному. Однако в реальности не вся нелинейность может быть связана с неупругими деформациями. Установлено, что

после мгновенного упругого деформирования при нагрузках ниже предела упругости на достаточно небольших временных отрезках постепенно начинает нарастать дополнительная упругая деформация. При снятии нагрузки эта дополнительная упругая деформация снимается не сразу, а за некоторый промежуток времени (см. рис. 6) [Гзовский, 1975]. Этот эффект увеличивается с ростом напряжений. Наличие *упругого последействия* при нагружении и разгрузке значительно осложняет исследование поведения горных пород. Проведенные эксперименты (см. рис. 7) при постоянной нагрузке и последующей разгрузке показали, что время проявления упругого последействия (θ_{II} , рис. 6) при нагружении может составлять от первых часов для низкомодульных горных пород до нескольких суток и даже десятков суток для высокомодульных пород.

В экспериментах с постоянной скоростью нагружения нет возможности установить, какой вклад в компоненту скорости деформаций вносит тот или иной механизм. В свое время на эту проблему обращал внимание М. Рэйнер [1963], высказав пессимистический взгляд на возможность достоверного определения параметров вязкости горных пород из стандартных экспериментов с малым по времени периодом наблюдений. В экспериментах с постоянными напряжениями существует возможность путем последовательного изучения параметров различных механизмов (упругость, упругое последействие, ползучесть) вычленить влияние каждого из факторов, если длительность их проведения будет достаточной. Также не следует забывать, что на реологические свойства горных пород, получаемых в экспериментах на образцах, будут оказывать влияние размеры образцов, так же как это имеет место при определении хрупкой прочности. При малых размерах образцов десятки миллиметров фактически исследуется ползучесть отдельных зерен вещества. При больших размерах на ползучесть влияет не только сочетание свойств матрицы и зерен в ней, но и самой структуры вещества (расстояния между зернами, ориентация зерен и др.). При больших деформациях структура вещества изменяется, зерна могут входить в контакт, определяя изменение (увеличение) вязкости, упругих модулей [Гзовский, 1975].



Рис. 7. Упругое последействие при нагружении и разгрузке чистого цементного камня [Рэйнер, 1963].

Механизмы пластического поведения. Пластическая макродеформация, выглядящая как непрерывное течение без видимых разрывов сплошности (трещин), на микроуровне может иметь генезис, связанный как разрывными смещениями вдоль микротрещин и по границам зерен (включая их вращение), переползаниям дислокации в кристаллах, так и изменениями, «размазанными» по объему – диффузия атомов, молекул и вакансий.

Интенсивность скорости неупругого деформирования при напряжениях значительно меньших предела упругости при обычных условиях (комнатная температура и давление, сухая порода) достаточно низкая, поскольку основным механизмом ползучести является перенос (диффузия) вакансий, атомов кристаллической решетки, отдельных молекул, именуемый *диффузионным крипом* (diffusion creep). Скорость диффузионного крипа зависит от температуры, размеров зерен [Жарков и др., 1971] и степени флюидизации пород [Вернон, 1980; Николя, 1992]. Для *диффузионной вязкости* (diffusion viscous) часто используют линейный или близкий к нему закон связи между девиаторными напряжением и скоростью деформации [Гзовский, 1975; Николя, 1992]. При низком уровне флюидизации пород и низкой температуре диффузионная вязкость – максимальная вязкость пород. Она наблюдается в экспериментах на ползучесть при низком уровне девиаторных напряжений, и

поэтому ее параметры сложно определить. Эксперимент должен длиться годы и десятки лет. Известно, что фундаменты колонн и крупных сооружений древности, простоявшие тысячи лет при уровне девиаторных напряжений 5-7 кГ/см² (бар), не имеют замеряемых деформаций. Для оценки коэффициента эффективной диффузионной вязкости применялись косвенные геофизические методы на основе ее корреляции с коэффициентом поглощения упругих колебаний [Осокина, 1971]. По результатам исследований для горных пород и силикатного стекла диффузионная вязкость составляет порядка 10^{22-24} Па с, а для плавленого кварца – 10^{28-32} Па с.

Значения коэффициента диффузионной вязкости сильно зависит от размеров зерен и кристаллов. С уменьшением этих размеров увеличивается удельная площадь поверхности кристаллов, что ускоряет диффузионные процессы. Отмечается влияние флюида на диффузионный механизм ползучести, обеспечивающего ускорение переноса вещества из участков повышенного уровня девиаторных напряжений в области «тени напряжений» – механизм растворения под давлением. Присутствие флюида, смачивающего тончайшей пленкой (2-3 молекулярных расстояния) внутри- и межзерновые границы, резко увеличивает интенсивность поверхностной диффузии. Деформируясь под действием приложенных напряжений, кристалл изменяет свою форму в результате диффузии быстрее, чем за счет дислокаций [Николя, 1992]. Увеличении температуры приводит к ускорению диффузии и падению коэффициента диффузионной вязкости.

При низком уровне девиаторных напряжений дислокации зерен практически не вносят своего вклада в механизм ползучести. По мере повышения девиаторных напряжений дислокации в зернах и кристаллах становятся более активными, их движение, возникновение новых дислокаций приводит к накоплению остаточных неупругих деформаций за счет этого дислокационного механизма. При девиаторных напряжениях, достигающих 40-50% от предела упругости, вкладом дислокационного механизма в накопление неупругих деформаций во времени (ползучесть) уже нельзя пренебрегать. При этих напряжениях в дополнение к механизму диффузионной ползучести следует учитывать действие механизма *дислокационной ползучести* (dislocation creep), который чувствителен к уровню девиаторных напряжений и практически не зависит от размеров зерен. Его интенсивность резко возрастает (см. рис. 5) после достижения предела текучести (упругости). Дислокационную пластичность часто именуют истинной пластичностью. Поскольку основу данного механизма пластического течения составляет перемешение дислокаций, то формирующиеся в процессе их движения взаимные пересечения, сплетения и нагромождения дислокаций приводят к необходимости приложения все более возрастающего напряжения для обеспечения переноса дислокаций. Происходит *упрочнение* (hardening) кристаллических зерен (образцов) в результате накопления остаточных деформаций. На микроуровне механизм формирования мгновенных истинных пластических деформаций и деформаций ползучести один и тот же, поэтому, как выше это уже отмечалось, обе эти деформации в реологии именуют пластическими.

Помимо диффузионного и дислокационного механизма пластического деформирования существуют также *регенерация* (recovery) зерен и их *рекристаллизация*. Первый механизм происходит без образования центров кристаллизации новых зерен. Обычно возникают свободные от внутренних девиаторных напряжений субзерна – идет грануляция породы. Регенерация осуществляется медленно при низких температурах и возрастает по мере ее повышения. При действии этого механизма упрочнение в процессе деформирования незначительно. Оно практически полностью исчезает при достижении температурой некоторого критического значения. Рекристаллизация проявляется при более высоких температурах по сравнению с регенерацией. Точка перехода между двумя этими процессами располагается вблизи половины от температуры плавления пород. Рекристаллизация заключается в образовании центров кристаллизации и изменению формы крупных зерен. Она происходит как с изменением, так и без изменения фазового состава. В результате действия обоих этих механизмов старый материал с действовавшими в нем внутренними напряжениями заменяется новым, лишенным девиаторной части напряжений. Движущей силой этих механизмов является внутренняя энергия, накопленная в упругих деформациях зерен. Если в процессе рекристаллизации происходит изменение химического состава, то в движущую силу свободная энергия [Вернон, 1980]. Первичная значительный вклад также вносит химическая рекристаллизация в конечном счете приводит к исчезновению внутрикристаллических дислокаций. Другим источником энергии для рекристаллизации является поверхностная энергия зерен. Рост зерен уменьшает удельную поверхностную энергию и приводит ко вторичной кристаллизации.

Экспериментальные исследования параметров ползучести. Последние годы в западной научной литературе, посвященной изучению реологии горных пород (деформированию во времени),

представлены в основном результаты исследований, полученные в экспериментах на образцах, где задавались постоянными скорости деформирования в диапазоне $10^{-4} - 10^{-7}$ сек⁻¹. На рис. 8 представлены результаты таких экспериментов на горных породах в условиях температур 800-1000°C. Отметим здесь, что при скорости нагружения 10^{-5} сек⁻¹ в первые 600-1000 секунд достигается предел упругости, а все время проведения эксперимента (деформация 0.1-1) занимает от нескольких часов до чуть более суток.

Результаты этих экспериментов показывают, что существуют три основных типа соотношения между скоростью деформирования и уровнем девиаторных напряжений, которые отражают разные механизмы релаксации напряжений и ползучести горных пород [Pluijm, 1991] с законом взаимосвязи между напряжениями и скоростями деформаций от близкой к линейной до существенно нелинейной с экспоненциальным и степенным законами:

1) диффузионный крип (GSS – grainsize-sensitive power law creep)

$$\dot{\gamma}_{p} = 10^{-5} d^{-3} \exp(-51000/RT) \sigma^{1.7};$$
(10)

2) низкотемпературный дислокационный крип с экспоненциальным законом (power-law creep)

$$\dot{\gamma}_{p} = 10^{-0.12} \exp(\sigma/114 - 62000/RT);$$
(11)

3) дислокационный крип со степенным законом (GSI – grainsize-insensitive power law creep)

$$\dot{\gamma}_{p} = 10^{-1.33} \exp(-71000/RT) \sigma^{4.7}$$
 (12)

Здесь $\dot{\gamma}_p$ и σ – скорость пластической деформации сдвига и максимальные дифференциальные напряжения (удвоенные максимальные касательные напряжения) соответственно, d – размер зерен породного материала, R – газовая постоянная, а T – температура по Кельвину. Реологические законы (10) – (12) представлены в виде, отвечающем напряженному состоянию однородного чистого (простого) сдвига. Из них можно получить выражение для коэффициента вязкости $\eta = 0.5\sigma/\dot{\gamma}_p$, который согласно предыдущим выражениям будет представлять собой функцию от дифференциальных напряжений.



Рис. 8. Диаграммы деформирования для: *a* - альбита [Post, Tullis, 1999] (темп. 900°С, скорости деформирования 10^{-4} - 10^{-6} сек⁻¹), δ – мрамора [Rutter, 1999] (скорости деформирования 10^{-4} - 10^{-5} сек⁻¹). По вертикали – дифференциальные напряжения, по горизонтали – проценты деформаций (*a*), логарифм деформации (δ).

На рис. 9, *a*, взятом из работы [Pluijm, 1991], показаны области приложения реологических законов (10) – (12) для известняка в пространстве: дифференциальные напряжения и размеры зерен. Резкое снижение коэффициента вязкости происходит при переходе от экспоненциального закона дислокационного крипа к степенному. Напряжения, которые отвечают этому переходу 200-300 МПа (2-3 Кбар), следует считать условным пределом текучести. Ниже этого уровня напряжений коэффициент вязкости более 10^{16} Па с, а выше менее 10^{14} Па с. Согласно этим данным время релаксации указанных пород будет несколько недель для первого значения вязкости и несколько часов для второго (при модуле упругости 500 Кбар).

На рис. 9, б, взятом из работы [Carter, Tsenn, 1987], для оливина показаны области разных механизмов диссипации энергии упругих деформаций в пространстве: температура (глубина),

напряжения, скорости деформаций. Влияние скорости нагружения, температуры и флюида приводит к тому, что основные механизмы диссипации (трещинное течение механической энергии, накопленной в упругих деформациях, дислокационная и диффузионная ползучесть) закрывают на диаграмме состояний области, в которых они получают преимущество над другими механизмами. Диффузионная ползучесть Набаро-Херринга (N-H creep), обеспечиваемая объемной (решетчатой) диффузией и Кобле (Coble creep), обеспечиваемая поверхностной диффузией, характеризуются близким к линейному законом связи между скоростью деформирования и девиаторными напряжениями (GSS – grainsize-sensitive power law creep). Первый режим течения, развивается при высоких температурах и низких девиаторных напряжениях за счет диффузии вакансий вдоль градиента напряжений, второй режим осуществляется за счет диффузии атомов через границы зерен, характерный для течения в милонитах.

При приложении результатов экспериментов по ползучести к реальным горным массивам следует помнить о разномасштабной неоднородности горных пород, которая особенно проявляется для пород коры. Здесь широко представлены крупные – региональные участки локализованных сдвиговых деформаций – зоны разломов, ограничивающие более цельные участки породного массива. При более детальном рассмотрении внутри этих блоков также выделяются зоны локализации сдвиговых деформаций меньших линейных размеров, разделяющие крупный блок на более мелкие домены и т.д.



Рис. 9. Схема областей влияния различных деформационных механизмов для известняка [Pluijm, 1991] (*a*) и влажного оливина [Carter, Tsenn, 1987] (*б*) в пространстве температуры (глубины), дифференциальные напряжения, скорости течения. В линии (*a*) вписан показатель степени для вязкости (Па с), римские цифры – порядковый номер механизма текучести из выражений (10) – (12).

Эксперименты на ползучесть горных пород, представленные в работах [Шкурина и др., 1984; Фалалеев, 1990], проводились в условиях постоянных напряжений при длительном (от нескольких месяцев до нескольких лет) выдерживании под нагрузкой при комнатной температуре и без приложения обжимающего давления. Установлено, что достаточно большая часть деформаций (более 30-50%), отвечающая нелинейной стадии деформирования связана с упругим последействием. Выявлен уровень напряжений, при котором происходит резкое снижение вязкости – условный предел текучести. Условный предел текучести составляет: 50 бар для пород низкой прочности (200-300 бар – гипсы, алевролитистый песчаник и др), 0.25-0.5 Кбар для пород средней прочности (0.6-0.9 Кбар – мраморизованный известняк, мрамора и др.), 0.6-0.7 Кбар для пород высокой прочности (1-2.4 Кбар – скаполит, аркозовый и рогунский песчаник, гранит и др.). Этот условный предел текучести для более прочных пород составлял около 30-50% от предела хрупкой прочности пород на одноосное сжатие. Полученные значения предела текучести для пород средней прочности на половину порядка ниже его значений в экспериментах при постоянной высокой скорости деформирования [Post, Tullis, 1999; Rutter, 1939], полученные при значительно больших температурах. Это связано с тем, что в экспериментах Шкуриной К.П. и Фалалеева Г.Н., выполнявшихся без бокового обжатия, ползучесть пород за условным пределом текучести была связана с микротрещинным течением, т.е. хрупкими (brittle) деформациями. В этих экспериментах предел прочности пород определялся достижением кулоновыми напряжениями значения внутренней прочности, а условный предел текучести отвечал состоянию, при котором большая часть микродефектов начинала активизироваться. Таким образом, эти эксперименты показали, что катакластическое ползучее течение (cataclastic creep) может эффективно действовать в горных породах, когда уровень кулоновых напряжений приближается к 30-50% от их внутренней прочности.

Вероятно, именно катакластическое течение, возникающее сразу после приложения нагрузки, также в большей степени определяет зависимость предела упругости макроскопического напряженного состояния образцов от всестороннего давления (см. рис. 1, *a*). Только при очень интенсивном всестороннем обжатии, когда сопротивление сухого трения становится столь велико, что запрещает смещение по микротрещинам, возникают предпосылки к истинному пластическому течению, связанному с движениями дислокаций.

Наши исследования тектонических напряжений [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др. 2008] (см. далее) показывают, что уровень девиаторных напряжений в породах земной коры значительно ниже предела текучести горных пород, что прежде всего связано с наличием в коре разломов. Согласно концепции В.Н. Николаевского [1996] истинное пластическое состояние достигается в земной коре на границе Мохоровичича. В силу этого дислокационный механизм ползучести, как и истинное пластическое деформирование, возможно лишь для локальных участков вблизи контакта резко неоднородных по свойствам фрагментов породы, ее агрегатов и зерен. Вполне очевидно, что условия в которых находятся породы разломных зон и блоков различны. В разломах наблюдается не только повышение трещиноватости, но и увеличенное содержание флюида, что приводит и повышению в нем флюидного давления. Увеличенное содержание флюида разломных зон должно приводить к ускорению процесса диффузионной и рекристаллизационной ползучести. Эти же механизмы ползучести в условиях более цельных – менее трещиноватых доменов имеют значительно больший коэффициент вязкости.

Взаимосвязь различных напряженно-деформированных состояний на диаграмме Мора. Обобщая все выше сказанное, на рис. 10 на параметрической области Мора в системе координат максимальные касательные напряжения и эффективное давление показаны участки, определяющие различное поведение породы [Стефанов, 2002; Rudnicki, 2004] в процессе упруго-пластического деформирования для напряженного состояния макроскопического масштаба осреднения при низких температурах (менее 1/3 от температуры плавления пород – условия верхней и средней коры). Начальный участок диаграммы состояний, определяющий существование растягивающих нормальных напряжений, соответствует набору напряженных состояний, где в трешиноватых горных породах возможно формирование отрывов. Область, заключенная между внешней огибающей и линией минимального сопротивления сухого поверхностного трения, исходящей из начала координат диаграммы Мора, определяет набор напряженных состояний, для которых возможна активизация трещин с линейным ранее существовавших размером порядка первых сантиметров (макроскопические трещины). Здесь в породе происходят большие сдвиговые деформации, что в силу имеющейся в нем вещественно-структурной неоднородности сопровождается интенсивной дилатансией (неупругое увеличение объема) [Николаевский, 1996]. Для данного масштаба (образцы горных пород) при дилатансии появляются открытые микротрещины в концевых частях соответствующих секторов [Осокина, 1987] макро- и микроскопических трещин скола или пустоты вблизи контактирующих зерен минералов.

Точки на внешней огибающей левее точки А отвечают напряженным состояниям, при которых формируются макротрещины на участках породы максимальной прочности, т.е. в зонах, содержащих наименьшую плотность дефектов на микроуровне. Точки на внешней огибающей правее точки А определяют предельные состояния, для которых наступает разрушение после пластического течения. Сама точка А характеризует напряженное состояние, при котором разрушение происходит сразу же после достижения предела упругости. Линия различных значений предела упругости, зависящего от уровня всестороннего эффективного сжатия, отделят область начала компакции от упругой области. Правее этой линии в горных породах на микроуровне происходит уплотнение трещинно-порового пространства. Начинает разрушаться контакт матрикса с зернами и агрегатами, что приводит к уплотнению горных пород за счет более равномерного распределения напряжений (до этого большую их часть воспринимали на себя более жесткие зерна, а матрикс был менее нагружен). Область, в пределах которой происходит компакция, определяет начальную стадию пластического поведения среды. Чем выше уровень девиаторных напряжений, тем уже по горизонтали область компакции. Чем меньше девиаторные напряжения, тем больший уровень всестороннего обжатия требуется для начала разрушения вдоль границ зерен. В области компакции макропластическое поведение на микроуровне обусловлено хрупкими микросколами на границах зерен, и поэтому эту стадию деформирования на самом деле следует определить как квазипластическую. Правее этой

области начинаются напряженные состояния, отвечающие истинно пластическому поведению материала.



Рис. 10. Обобщающая диаграмма Мора (максимальные касательные напряжения и изотропное эффективное давление), для напряженного состояния макроскопического масштаба осреднения малых образцов горных пород, объясняющая взаимосвязь уровня девиаторных и изотропных напряжений с механизмами диссипации энергии упругих деформаций. Внутри области, заключенной между криволинейная огибающей - предел эффективного внутреннего трения породного массива и линией сопротивления с минимальным сухим трением (нулевое поверхностное сцепление) заключены состояния на наклонных площадках, отвечающие возможности возникновения новых разрывов и активизации старых – область катакластического течения и катакластической ползучести. А – точка, разделяющая предельные состояния хрупкого и пластического разрушения для участков пород максимальной макроскопической прочности Область высокого уровня всестороннего давления при невысоком и среднем уровне девиаторных напряжений – область пластической компакции (микротрещины вдоль границ зерен). Между этими областями (высокий уровень девиаторных напряжений при высоком уровне всестороннего давления) находится область квазипластического течения, здесь породы, находящиеся в милонитовом состоянии, текут с вращением отдельностей. В истинно пластическом состоянии (здесь преобладает дислокационный механизм ползучести) возможно некоторое упрочнение (повышение уровня девиаторных напряжений), но в реальных породах, где увеличение всестороннего давления сопровождается и увеличением температуры, предел пластической прочности может оказаться ниже предела истинной упругости при температурах средней коры. В области упругого состояния девиаторных напряжений не хватает для активизации уже существующих микротрещин. Здесь механизм ползучести связан с диффузионным крипом. На участке компакции механизм регенерации, а при повышении температуры и механизм рекристаллизации становятся эффективным природным инструментом создания более плотной упаковки при одновременной релаксации девиаторных напряжений.

В каждой из представленных на диаграмме характерных областей существует преимущественный механизм формирования неупругих деформаций во времени (см. подрисуночную подпись рис. 10). Это не означает, что в других областях эти механизмы ползучести совсем не проявляются (в частности, диффузионный механизм действует на всей параметрической области Мора), просто здесь они вносят основной вклад в накопление остаточных деформаций. С повышением температуры область распространения в качестве преимущественного механизма диффузионной ползучести и рекристаллизационной ползучести расширяется, захватывая всю область пластического состояния.

Максимальные размеры образцов, для которых получен полный набор данных о деформациях и нагрузках, отвечает первым сантиметрам (эксперименты по трехосному нагружению [Byerlee, 1968; Brace, 1978; et al.]), иногда 10-30 сантиметрам, и очень редко 1-2 метрам. В последнем случае использовались уникальные прессы, позволяющие развивать нагружающее усилие в сотни тонн. Поэтому для расширения наших представлений о деформационной реакции на нагрузку больших участков горных пород необходимо опираться на результаты экспериментов на образцах, дополняя их опытом *тектонофизической реконструкции* природных напряжений, выполняемой на основе данных о разрывных смещениях в очагах сильных землетрясений [Ребецкий, 2007] и теоретическими представлениями о возможном влиянии масштабного фактора.

В общих чертах поведение трещиноватого массива горных пород в мегаскопическом масштабе и в других масштабах, следующих за ним (см. выше), похоже на поведение образца горных пород сантиметровых размеров с макроскопически однородным полем напряжений. Различия заключаются в величинах напряжений и в генезисе деформационного поведения. Будем при построении характерных областей на диаграмме Мора для напряженных состояний больших, чем макроскопический уровень осреднения, исходить из поведения дефектов (трещин) с линейным размером- *рангом*, отвечающим масштабу исследуемого напряжения, при переходе от упругого к упруго-хрупкому состояниям, а при переходе от упругого в упруго-пластическое – следить за поведением дефектов предыдущего ранга. На основе такого анализа можно получить диаграмму подобную рис. 11. Существующие различия между диаграммами рис. 10, 11 связаны с тем, что для объектов больших размеров всегда имеются небольшие области с напряженным состоянием меньшего масштаба, где уровень напряжений выше среднего и, следовательно, эти области при соответствующих условиях могут доставлять вклад в общее деформационное поведение, отличное от того, что определяет средний уровень напряжений данного объекта.

Вследствие этого диаграмма деформирования для больших масштабов осреднения напряжений не будет иметь ярко выраженного излома при переходе от упругого к хрупко-упругому и к упругопластическим состояниям (рис. 12) так, как это имеет место на рис. 1, а для напряжений макроскопического масштаба осреднения (образцы). Диаграмма деформирования с масштабом осреднения напряжений большим макроскопического перед появлением хрупкого разрыва ранга, отвечающего масштабу исследуемых напряжений, может предваряться накоплением остаточных деформаций за счет дефектов (трещин и дислокаций в кристаллах) нескольких иерархических уровней (для мегаскопического – макро- и микроскопический масштабы и т.д.). Это приводит к появлению ярко выраженного нелинейного участка перед сбросом напряжений при хрупком разрушении (см. рис. 12). Такой же нелинейный участок возникнет задолго до истинного предела упругости при высоком уровне всестороннего обжатия, «запрещающем» возникновение хрупких разрывов наивысшего ранга для данного масштаба осреднения. Отметим, что в этом анализе мы не учитываем нелинейность небольшого участка диаграммы для макроскопических образцов, возникающую за счет нелинейной упругости (упругое последействие [Гзовский, 1975]), которая также будет давать вклад в нелинейность деформирования, но не за счет остаточных деформаций предыдущих иерархических уровней напряженного состояния.



Рис. 11. Диаграмма состояний на параметрической области Мора, определяющая различные типы напряженнодеформированных состояний для масштабов осреднения, больших макроскопического, реализующихся в процессе нагружения массива горной породы. Обозначения те же, что и на рис. 10. Пунктиром показаны характерные линии, отвечающие макроскопическому масштабу (см. рис. 10).

Таким образом, чисто упругая область, выделяемая на диаграмме Мора (рис. 10) как область отсутствия активизации трещин ранга, отвечающего исследуемому масштабу напряжений (большего макроскопического), содержит состояния, для которых могут активизироваться трещины меньших рангов. Фактически это означает, что ее следует именовать условно упругой областью.

Линия сухого трения для трещин рангов больших макроскопического также может иметь меньший угол наклона из-за возможности формирования в зоне крупных трещин и теле разрывов прослоек минеральных образования, резко снижающих коэффициент трения.

Предел эффективной внутренней прочности при хрупком разрушении, определяющий формирование трещин и разрывов наивысшего ранга для исследуемого масштаба напряжения, имеет меньший уровень, чем для макроскопического масштаба, т.к. такие трещины будут включать в себя активные трещины меньших рангов.

Область трещинного – катакластического течения будет содержать в себе активные трещины всех рангов, ниже максимального ранга трещин для исследуемого масштаба напряжений.

Явление компакции для масштабов, больших макроскопического, будет связываться с перегруппировкой отдельностей и блоков внутри исследуемого массива, имеющих граничную прочность ниже, чем прочность по границам зерен. Поэтому линия начала компакции будет смещаться на диаграмме Мора влево в сравнении с таковой для напряжений макроскопического масштаба.

Область пластического течения следует именовать как эффективно – условно пластическую, т.к. в него большой вклад могут вносить трещины на ранг ниже тех, что активизируются в области катакластического течения.



Рис. 12. Диаграммы условно упруго-хрупкого и упругопластического деформирования (интенсивность напряжений – деформаций) для массивов горных пород при масштабе осреднения больше макроскопического.

Следует заметить, что для всех масштабов осреднения большую роль в положении характерных областей на диаграмме Мора и в механизмах ползучести, с ними связанными, будет играть приуроченность исследуемых объектов к более менее консолидированным блокам или к разломным зонам. В последних, где уровень флюидизации и раздробленности во много раз выше механизм регенерации и рекристаллизации будет более эффективно действовать во всей области пластического течения, замещая механизм дислокационной ползучести, интенсивно внедряясь и в область катакластического деформирования.

Теоретические оценки напряжений в земной коре. Представленные выше результаты экспериментальных наблюдений, выполненные в рамках геомеханических исследований, интерпретировались для решения проблем геодинамики. Эти исследования, как правило, выполняются физиками, изучающими реологию коры и мантии. В подобных исследования для хрупкой части коры при низком уровне всестороннего давления (менее 2.5 Кбар) в соотношении (1) значения коэффициента внутреннего трения принимались равными 0.75 при нулевой величине сцепления, а для высокого давления эти параметры были соответственно: 0.6 и 0.5 Кбар. В этом виде соотношение именуемое законом Дж. Байерли, определяет предельные (1).значения дифференциальных напряжений, действующих в земной коре. При расчетах дополнительно используются предположения: 1) вертикальные напряжения, приложенные к горизонтальным площадкам, равны весу вышележащего столба горных пород; 2) флюидное давление в трещиннопоровом пространстве по глубине изменяется по закону гидростатики (вес столба жидкости на данной глубине); 3) ориентация главных напряжений отвечает двум крайним по уровню девиаторных напряжений геодинамическим режимам: горизонтальное сжатие (вертикальна ось максимального девиаторного растяжения, горизонтальна ось максимального девиаторного сжатия), горизонтальное растяжение (вертикальна ось максимального девиаторного сжатия, горизонтальна ось максимального девиаторного растяжения). Эти предположения определяют пять уравнений (три уравнения следствие задания ориентации главных напряжений, одно уравнение – данные о значении вертикального напряжения и еще одно уравнение – соотношение Дж. Байерли (1)), необходимых для определения шести неизвестных компонент тензора напряжений. Недостающее уравнение восполняет не упоминавшаяся в указанных работах гипотеза о типе тензора напряжений, отвечающего чистому сдвигу (коэффициент Лоде – Надаи μ_{σ} равен нулю) [Ребецкий, 2007]. Эти шесть уравнений позволяют получить следующие соотношения для максимальных касательных напряжений и всестороннего давления в той части коры, где предельные напряжения определяются хрупкой прочностью пород:

$$\tau = \frac{\tau_f + k_f (Hg\rho - p_f)}{\csc^2 \alpha_f - k_f [(1 - \mu_\sigma)\ell_{1z}^2 - (1 + \mu_\sigma)\ell_{3z}^2 + \mu_\sigma]},$$

$$p = Hg\rho + \tau [(1 - \mu_\sigma)\ell_{1z}^2 - (1 + \mu_\sigma)\ell_{3z}^2 + 2\mu_\sigma / 3],$$
(13)

где ℓ_{iz} (*i*=1, 3) – косинусы угла между осями алгебраически максимального (σ_1) или алгебраически минимального (σ_3) главных напряжений и осью на зенит, g – ускорение свободного падения, ρ – средняя плотность столба горных пород мощностью H, а $ctg2\alpha_c = k_c$. Соотношения (13) даны здесь

в более общем виде, чем они приведены в известных работах [Sibson, 1974; Govers et al., 1992]. В (13) учтена зависимость предельных значений максимальных касательных напряжений от коэффициента Лоде–Надаи, определяющего соотношение между собой главных значений тензора напряжений ($\mu_{\sigma} = 2(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3) - 1$) или вид эллипсоида напряжений [Ребецкий, 2003, 2007]. Согласно этим оценкам напряжений породы коры способны выдержать килобары дифференциальных напряжений (см. рис. 12). В областях, где ось главного напряжений девиаторного сжатия субгертикальна, а девиаторного растяжения субгоризонтальна (области рифтового режима напряжения), дифференциальные напряжения в низах коры (40 км) могут достигать 5-8 Кбар (0.5-0.8 ГПа), а там, где эти оси меняются местами (области конвергенции литосферных плит), дифференциальные напряжения субгоризонтальна напряжения суберных плит), дифференциальные напряжения приближаются к 6-8 Кбар (1.5-2 ГПа).

При построении диаграмм предельного уровня напряжений в литосфере (рис. 13) учитывается закон степенной ползучести (12), определяющий значения девиаторных напряжений при заданной скорости деформирования. Для тех глубинных уровней литосферы, где хрупкая прочность оказывается больше девиаторных напряжений, отвечающих предполагаемым скоростям деформирования, последние и определяют предельный уровень напряжений.

Еще раз обратим внимание на высокий уровень девиаторных напряжений, полученный из представленных теоретических оценок. Он связан прежде всего с прямым переносом результатов лабораторных экспериментов, полученных на образцах сантиметрового линейного размера, на массивы горных пород, и не учетом понижения прочности эффективного сцепления, возникающего за счет уже существующей разномасштабной трещиноватости, а также (в основном) из-за постулирования уровня флюидного давления в виде гидростатического по глубине закона распределения. Современные данные, полученные по результатам скважинных наблюдений в том числе и на сверхглубоких скважинах, показывают, что флюидное давление в осадочных бассейнах начиная с глубин в 1-2 км может резко подниматься, достигая иногда литостатических значений [Sibson, 1992], в кристаллических породах подобное повышение флюидного давления наблюдается на глубинах 4-5 км [Кременецкий и др., 1987].



Рис. 13. хрупко-Вид диаграммы пластической прочности литосферы для геодинамических режимов горизонтального сжатия и растяжения, отвечающей определенному тепловому режиму литосферы и ее возрасту. По горизонтали дифференциальные Нелинейные участки в напряжения. сердцеобразных основаниях областей образованы множеством кривых, разным скоростям отвечающих ползучести, а наклонные ребра – участки, прочность которых связана с хрупким разрушением

Природные напряжения по результатам исследований горняков. В рамках геомеханических исследований, связанных с обеспечением устойчивости скальных оснований промышленных и жилых сооружений, а также безопасной эксплуатации горных выработок существует большая группа методов in situ, ориентированных на прямые замеры деформаций в массивах горных пород или анализ возникающих структур разрушения после активных воздействий на него. К ним прежде всего относятся: методы гидроразрыва скважины и наблюдения за деформациями ее стенок; метод анализа дискования керна из скважин; методы щелевой разгрузки, деформации целиков и тензометрии стенок в горных выработках и др. Первые работы по изучению природных напряжений методами прямого измерения in situ (метод дискования керна) были выполнены Н. Хастом в Скандинавии, Ирландии, Канаде, Замбии (Африка) [Hast, 1969]. В этих экспериментах, а также в экспериментах большой группы других исследователей [Bjorn, 1970] установлено, что как в скальных породах, так и в напряжения осадочных массивах вертикальные близки к весу вышележащих пород (литостатическое давление). Рядом могут сосуществовать области с ориентацией максимального сжатия в горизонтальном и вертикальном направлении. В образованиях чехла платформ наибольшее сжимающее напряжение ориентировано в основном вертикально, хотя регистрируется (15-20%) и субгоризонтальное положение максимальных сжимающих напряжений (см. рис. 14). В складчатых областях и щитах на одних и тех же глубинах в горизонтальном направлении действуют большие по величине сжимающие напряжения, чем в чехле платформ. Отмечается приуроченность проявления высокого уровня горизонтальных сжимающих напряжений к зонам тектонических поднятий земной коры [Марков, 1977; Панин и др. 1996].



Рис. 14. Соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений для складчатого и кристаллического фундамента (*a*) и в породах чехла платформ (*б*) по данным Г.А. Маркова.

В скальных породах кристаллического и складчатого фундамента земной коры напряжения горизонтального сжатия обычно превосходят вертикальные сжимающие напряжения (около 60%). При этом превышение горизонтального сжатия над вертикальным может быть 5-10-ти кратное (на Хибинских рудниках такое превышение в некоторых случаях 20-ти кратное [Савченко, 2003]). В скальных массивах горно-складчатых сооружений наблюдается периодическая пространственная изменчивость режимов напряженного состояния, наибольшее проявление которой приурочено к зонами контакта этих областей с геоструктурами платформ. В складчатых областях и щитах на одних и тех же глубинах в горизонтальном направлении действуют большие по величине сжимающие напряжения, чем в чехле платформ. Отмечается приуроченность проявления высокого уровня горизонтальных сжимающих напряжений к зонам тектонических поднятий земной коры [Панин и др., 1996, Савченко, 2003]. В зонах опусканий и медленных погружений земной поверхности горизонтальные сжимающие напряжения практически всегда меньше вертикальных.

Как видно из представленных данных на рис. 15, для глубин до 1000 м отношение среднего значения горизонтальных напряжений к вертикальным может быть более 2, имея разброс от 0.3 до 3.5. С глубиной разброс отношения горизонтальных напряжений к вертикальным уменьшается. На больших глубинах (2-3 км) горизонтальные сжимающие напряжения уже не превышают вертикальные, их максимальное отношение близко к 0.8. При этом нижний порог их отношения на всем диапазоне глубин близок к 0.3 – значениям. Отметим имеющееся отклонение значений вертикальных напряжений от веса столба вышележащих горных пород, которое мало зависит от глубины и может превышать значение литостатического давления на 20 МПа (200 бар) или быть меньше его на 5-10 МПа (50-100 бар). Больший разброс подобных отклонений приурочен к глубинам менее 1500 м. Следует отметить данные, полученные в результате исследования кернового материала Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, которые также определяют отношение средней величины горизонтальных напряжений к вертикальным на глубинах около 12 км близким к 0.8 [Савченко, 2003, 2004].

Объяснение полученных результатов – преобладание горизонтального сжатия над вертикальными напряжениями – Н. Хаст видел в рамках неоконтракционной гипотезы, связывавшей происхождение складчатости земной коры с влиянием уменьшения объема Земли в ходе постепенного ее охлаждения. Возникающие вследствие этих явлений дополнительные напряжения горизонтального сжатия тектонические напряжения – могут обеспечить их превышение над вертикальными сжимающими. Другой источник формирования напряжений, также связанный с активными современными горизонтальными движениями, находят в движениях литосферных плит, рассматриваемом в рамках гипотезы тектоники литосферных плит. Достаточно типичным для горняков является объяснение возникновения дополнительных горизонтальных сжимающих напряжений передачей воздействия со стороны достаточно удаленных границ литосферных плит, областей столкновения плит (зоны коллизии и субдукции) и их «раскрытия» (зоны рифтов) (см. например работу [Kozyrev, Savchenko, 2000]. С более общих позиций генезис тектонических напряжений верхних слоев земной коры как следствие дифференцированности современных движений определен в работах [Гзовский, 1963; Марков, 1967, 1972]. В работах Ю.Г. Леонова [1991, 1995] в рамках исследования проблемы геодинамики платформенных областей и внутриплитовых орогенов рассматривается механизм генерации повышенных горизонтальных сжимающих напряжений, связанный с внутренними источниками механической энергии, к которым прежде всего были отнесены литогенетические и метаморфические процессы. В рамках всех этих концепций считается, что в земной коре тектонические напряжения накладываются на гравитационное напряженное состояние, создавая в условиях неоднородности механических свойств пород наблюдаемые вариации современных напряжений. Однако существующие особенности пространственного распределения режимов напряженного состояния, их латеральную мозаичность и вертикальную периодичность [Айтматов, 2003] – сложно объяснить в рамках гипотезы дополнительного бокового сжатия. Перепады дополнительных напряжений в соседних участках могут отличаться на порядок и больше, в то время как вариации упругих модулей пород верхних слоев коры укладываются в 1.5-3 отношения.

Отметим, что результаты прямых измерений говорят об уровне значений максимальных касательных напряжений в верхних горизонтах коры (глубины в первые километры) не более 300-400 бар (есть отдельные замеры больших напряжений, но они мало представительны). Для этих глубин согласно теоретическим оценкам физиков-реологов (выражения (5)) также можно получить величину этих напряжений порядка 500 бар. Однако при интерпретации результатов [Brady, Bzown, 2004], представленных на рис. 15, прежде всего следует обратить внимание на снижение вариабельности значений напряжений горизонтального сжатия по мере увеличения глубины. Если для глубины до 1000 м разброс значений этих напряжений составляет от 0.3 до 3.5 от литостатического давления, то при глубине более 2500 м он сужается к диапазону от 0.3. до 0.8. Меньшее значение для обоих глубинных уровней отвечает упругой реакции горных пород на массовые силы [Ребецкий, 2008]. Повышенные в сравнении с 0.3, но меньшие единицы значения для больших глубин определяют либо упругопластическую реакцию горных пород на массовые силы, либо действие дополнительного бокового давления со стороны сопредельных участков. Последний вариант следует рассматривать менее достоверным, т.к. уменьшение максимальных значений горизонтального сжатия от 3.5 до 0.8 по отношению к литостатике должно было бы приводить к приложению больших значений боковых нагрузок вблизи дневной поверхности. Это трудно себе представить исходя из концепции литосферных плит, основной движущий источник которой определяется конвекцией в мантии.



Рис. 15. Распределение по глубине вертикальных напряжений (*a*) и отношения полусуммы горизонтальных напряжений (*б*) из работы [Brady, Bzown, 2004].

Тектонофизические исследования природных напряжений. Результаты тектонофизических исследований долгие годы в качестве конечного продукта поставляли только данные об ориентации осей главных тектонических напряжений и соотношения девиаторных компонент [Гзовский, 1956; Angelier, 1984; Гущенко, 1979; Николаев, 1992; Юнга, 1990; Ребецкий, 1997]. Эти исследования опирались на количественные данные о сдвигах (ориентация плоскости и направление относительного смещения бортов разрыва, трещины), получаемые по результатам геологических и сейсмологических (механизмы очагов землетрясений) наблюдений (см. рис. 16).

В основе методик тектонофизической *реконструкции напряжений* (этот термин определяет тот факт, что параметры тензора напряжений рассчитываются на основе решения обратной задачи – определении сил, ответственных за наблюденные сколовые трещины) лежат закономерности

хрупкого разрушения образцов горных пород (методы М.В. Гзовского, П.Н. Николаева, Л.А. Сим, О.В. Гинтова, В.Н. Даниловича и др.), а также некоторых положений теории пластичности (методы О.И. Гущенко, С.Л. Юнги, Ю.В. Ризниченко, Ж. Анжелье, Дж. Гефарда и др.). Получаемые в рамках этих методов данные об ориентации главных осей тензора напряжений или осей тензора приращений сейсмотектонических деформаций важны для понимания возможных механизмов формирования тектонических объектов однако, их недостаточно для выяснения природы сил, ответственных за деформационный процесс.



результатов Рис. 16. Пример тектонофизической реконструкции современных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений (а) и палеонапряжений по геологическим данным о бороздах скольжений хрупких сколов (б, в – разные временные этапы напряженного состояния) для Северо-Западного Кавказа и Крыма из работы [Angelier et al., 1994]. Показаны: a - проекции траекторий осей главных сжимающих (сплошная линия), растягивающих (точечный пунктир) и промежуточных (пунктир) девиаторных напряжений (в западной геологической литературе индексы главных напряжений σ_i отличны, от используемой в России и в этой работе); б – оси максимального сжатия в пунктах замеров морфологии разрывных нарушений; на верхних полусферах представлены исходные данные о плоскостях трещин (дуги большого круга) и ориентация вектора скольжения (тонкие стрелки), а также выходы на полусферу главных осей тензора напряжений (крупные звездочка, треугольник и квадрат), толстая стрела – ориентация максимального субгоризонтального сжатия.

Новый этап в разработке тектонофизических методов оценки природных напряжений наступил тогда, когда в них стали привлекать результаты полученных при изучении закономерности хрупкого разрушения образцов [Angelier, 1989], а также сейсмологические данные о величинах напряжений, сброшенных в очагах сильных землетрясений [Hardebeck, Hauksson, 2001]. Метод катакластического анализа (МКА) разрывных нарушений [Ребецкий, 2001, 2003], объединивший в себе все основные

достижения известных подходов и опирающийся на первом этапе реконструкции (определение ориентации осей главных напряжений) на сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений, позволяет рассчитывать все компоненты тензора напряжений в масштабе осреднения, соответствующем магнитудному диапазону землетрясений и плотности их пространственного распределения, а также оценивать флюидное давление и эффективные параметры эффективной прочности массивов горных пород. С этой целью в МКА используется представление о возможности хрупкого разрушения для тех доменов земной коры, напряженное состояние которых определяет попадание большого круга Мора на диаграмме Мора в полосу, заключенную между предельной огибающей и линией минимального сухого трения (см. рис. 10).





Рис. 17. Параметры поля природных напряжений земной коре Курило-Камчатской в субдукционной области. Ориентация осей сжимающих напряжений (*a*). максимальных построенных в направлении их погружения, поле значений (в барах) максимальных касательных напряжений (б) и соотношение между собой нормированных максимальных касательных эффективного давления напряжений и *(в)*. Прямоугольный контур (б) – очаг Симуширского землетрясения по данным USGS, а точечный пунктир – ось желоба.

Это положение позволяет, используя соотношения, аналогичные (1), определять относительные компоненты шаровой и девиаторной частей тензора напряжений. Данные о величине напряжений, сбрасываемых в очаге сильного землетрясения, размеры которого больше линейного размера, определяющего масштаб осреднения реконструированных напряжений, вместе с данными о рельефе поверхности и средней плотности горных пород коры, позволяют на следующих этапах реконструкции МКА перейти к оценке эффективной прочности сцепления массивов горных пород и абсолютным значениям тектонических напряжений. В качестве примера результатов оценки величин напряжений на рис. 167, δ представлено поле относительных значений максимальных касательных напряжений для земной коры Курило-Камчатского участка Тихоокеанской субдукции [Ребецкий, 2009]. При расчете абсолютных значений напряжений использовались данные о снимаемом напряжении ($\Delta \tau_n \approx 0.9$ МПа) в
очаге Симуширского землетрясения 15.11.2006 ($M_w = 8.3$). В соответствии с алгоритмом МКА было получено также значение эффективной внутренней прочности горных массивов $\tau_f \approx 1$ МПа (10 бар). Величина эффективного всестороннего давления при больших значениях напряжений почти вдвое превосходит значение максимальных касательных напряжений (рис. 17, *в*).

Подобные уровни девиаторных напряжений и эффективного сцепления массивов горных пород получены и для Японского сегмента Тихоокеанской субдукционной области (использовались данные о сброшенных напряжениях для землетрясения Токачи Оки 2003 г. М_w = 8.3) и для западного фланга Зондской дуги (Суматра-Андаманское землетрясение 2004 г. $M_w = 9.3$) [Ребецкий, Маринин, 2006]. Величина флюидного давления здесь существенно выше (вдвое) гидростатических значений, приближаясь в областях подготовки катастрофических землетрясений к 0.95-0.98 от литостатики. Во всех этих районах наиболее предпочтительным механизмом генерации напряжений представляется конвекция в мантии. обеспечивающая пододвигание океанической литосферы пол субконтинентальную, что отражается в соответствующей устойчивой ориентации осей главных напряжений (рис. 17, а).



Рис. 18. Параметры поля природных напряжений в земной коре Центрального Тянь-Шаня. Ориентация осей максимальных сжимающих напряжений (*a*), построенных в направлении их погружения, поле значений (в барах) максимальных касательных напряжений (δ). Треугольник место землетрясения с M = 5.2, данные о котором служили источником оценки эффективного сцепления массивов горных пород. Точечный пунктир – региональные разломы.

Иная ситуация наблюдается для внутриплитных горноскладчатых областей. Результаты реконструкции современного поля напряжений, выполненные по алгоритму МКА для земной коры Алтае-Саянской области и Центрального Тянь-Шаня [Ребецкий, и др, 2007; Ребецкий, Сычева, 2008] показали как меньшую устойчивость в ориентации осей главных напряжений, так и значительно более высокий уровень девиаторных напряжений (рис. 18, *a*). Здесь наряду с преимущественной

субмеридиональной ориентацией осей максимального сжатия имеются участки субвертикального их положения. Максимальные касательные напряжений достигали 1200 бар при 300-400 бар как наиболее представительное значение (рис. 18, δ). Более высокий уровень касательных напряжений для внутриплитных областей коррелирует с наблюдаемым здесь повышенным уровнем сбрасываемых напряжений в очагах по сравнению с событиями для границ океанических плит. Величина эффективного сцепления составляет 80-120 бар, что почти на порядок выше чем для коры субдукционных областей. Для внутриплитных областей флюидное давление носит более изменчивый характер, чем для субдукционных, варьируя величину от гидростатических значений, до близлитостатических (0.9-0.95) при наибольшем представительстве доменов с 0.6-0.8 от литостатики.

Важные данные для анализа механизма генерации коровых напряжений получены после расчета всестороннего тектонического, действующего в твердом каркасе горных пород. Установлено, что для исследованных границ литосферных плит отношение тектонического давления к литостатическому (p/p_{t}) находится в диапазоне от 0.75 до 1.3 при среднем значении 1.09-1.12 (рис. 19, *a*), при этом большим значениям тектонического давления отвечают домены коры с большим уровнем максимальных касательных напряжений. Подобное соотношение отвечает представлениям о боковом давлении в качестве источника воздействия на океаническую литосферную плиту (конвекция в мантии формирует горизонтальное сжатие до океанического желоба). Для внутриплитных областей отношение p/p_1 изменяется в диапазоне 0.77 до 1.28 при среднем значении 1, а для Алтае-Саян и от 0.78 до 1.21 при среднем значении 1.02 для Центрального Тянь-Шаня (рис. 19, б). Видна симметрия в разбросе значений *p/p*_t, что определяет взаимно уравновешенность областей положительного и отрицательного значений всестороннего надлитостатического давления. Полученный результат показывает, что внешние воздействия, увеличивающие тектоническое давление в сравнении с литостатикой, здесь минимально. Основной вклад в напряженное состояние внутриплитных горноскладчатых орогенов оказывают внутрикоровые и мантийные неоднородности. Влияние внешнего воздействия на напряженное состояние можно оценить в 10-15%.



Рис. 19. Взаимосвязь отношения p/p_{tt} с интенсивностью максимальных касательных напряжений τ (в барах) для слоя земной коры на глубине 10 км. Оттенки серого цвета определяют разный тип напряженного состояния в доменах, для которых получены данные о напряжениях. Большим значениям p/p_{tt} отвечают в основном области горизонтального сжатия, а меньшим – области горизонтального растяжения. Для областей, где отношение p/p_{tt} близко к единице, тип напряженного состояния горизонтальный сдвиг

Заключение. Различия в механических свойствах кристаллических пород коры определяются разными глубинными уровнями, причем в большей степени изменение свойств предопределяется не вещественными отличиями, а разными температурными, структурными и флюидными условиями. Кроме того свойства и поведения пород тел разломов существенно отличаются от пород в блоках. Ползучесть и пластичность пород в блоках верхней коры определяется диффузионным механизмом текучести, а также микротрещинным деформированием. Следствием этого является пониженный предел напряжений, определяющий начало катакластического течения (условный предел упругости связан с кулоновыми напряжениями), выглядящего на определенном масштабе осреднения подобным пластическому. В средней коре и в зонах разломов повышенная трещинная пористость и высокое флюидное давление предопределяет большую подвижность пород, вызванную в большей степени рекристализационной ползучестью. В нижней коре трещинная пористость локализуется в полосы уплотнения, в которых микроразрушение развивается вдоль границ зерен. Повышение температуры и

давления приводит к приближению состояния пород к пределу истинной упругости и повышению роли дислокационного механизма ползучести.

Представленные в работе данные о напряжениях в литосфере разнородны и имеют разную степень обоснованности. Наиболее достоверными являются данные, полученные в результате использования в горном деле in situ методов. Оценки напряжений, полученные в тектонофизических исследованиях, имеют большой масштаб осреднения и для приложения к исследованию структур земной коры нуждаются в большей детализации (меньшего масштаба осреднения).

Работа поддержана РФФИ 06-05-64410, 07-05-64998 и программой ОНЗ РАН №6.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Айтматов И.Т. Роль остаточных напряжений в горных породах в формировании очагов горных ударов и техногенных землетрясений // Геодинамик и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Материалы второго международного симпозиума, Бишкек, 29 октября 3 ноября 2002 г. Бишкек-Москва: Изд. Prnthouse. 2003. С. 209-221.
- 2. Берчь Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. 1949. М.: Ин. Лит. 302. с.
- 3. *Гзовский М.В.* Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях // Современные движения земной коры. М.: 1963. № 1. С. 37-63.
- 4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Изд. Наука. 1975. 535 с.
- 5. Гзовский М.В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. № 11.
- 6. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
- 7. Ержанов Ж.С. К исследованию ползучести горных пород // Вестн. АН КазССР. 1962. № 1.
- 8. Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоненко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. 1971. М.: Наука. 384 с.
- 9. Журков С.Н., Нарзулаев Б.Н. Временная зависимость прочности твердых тел // ЖТФ. 1953. № 23, вып. 10. С. 17-29.
- 10. Кармалеева Р.М., Кузьмин Ю.О. Геоинформационный мониторинг сейсмоактивных и асейсмичных районов // «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия». Материалы Всероссийского совещания, 18-21 августа 2009г, г. Иркутск. 2009. Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН. С.156-158
- 11. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Нартикоев В.Д., Лапидус И.В. Комплекс геохимических и петрологических исследований глубоких и сверхглубоких скважин // Глубин. исслед. недр в СССР. Докл. Сов. геол на XXVII сессии Межд. Геол. конгр. Л.: 1989. С. 212-226.
- *12. Кузьмин Ю*.О. Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: АЭН. 1999. 220 с.
- 13. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.
- 14. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3-20.
- 15. Марков Г.А. Напряженное состояние пород в условиях влияния тектонических сил. канд. дисс. Апатиты-Москва. 1967.
- 16. Марков Г.А. Напряженность пород в Хибинских рудниках и ее связь с современными тектоническими движениями земной коры // Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне (результаты исследования по международным геофизическим проектам). М.: Наука. 1972. С. 147-152.
- 17. Марков Г.А. Тектонические напряжения и горное давления в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. Ленинград. Отд. 1977. С. 211.
- 18. Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир. 1969. Т 2. 863 с.
- 19. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 294 с.
- 20. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М. Недра. 1996. 446 с.
- 21. Николя Н. Основы деформации горных пород. 1992. Москва.: Мир. 167 с.
- 22. Оберт Л. Хрупкое разрушение горных пород. В кн. Разрушение. Т 7. М.: Мир. 1976. С. 59-128.

- 23. Осокина Д.Н. О корреляции между затуханием упругих колебаний и сдвиговой вязкостью у твердых тел и жидкостей // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука. 1971. С. 72-90.
- 24. Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 120–135.
- 25. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74–119.
- 26. Панин В.И., Иванов В.И., Савченко С.Н., Панин В.И. и др. Управление горным давлением в тектонически напряженных массивах. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1996. Ч.1. 160 с.
- 27. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60-72.
- 28. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т 1, № 11. С. 66-73.
- 29. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009. в печати.
- 30. Ребецкий Ю.Л. Парагенезы квазипластического деформирования трещиноватых сред // Материалы совещания «Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС. 1997. С. 144-146.
- 31. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.
- 32. Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т 388, № 2. С. 237-241.
- 33. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
- 34. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Тектонические напряжения земной коры Алтая и Саян // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Международная геологическая конференция, г.Казань, 13-16 ноября 2007 г. Казань. Изд. Казанский гос. Университет. 2007. Т 1. С. 155-154.
- 35. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006. Т 47, № 11. С. 1192-1206.
- 36. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Современное поле напряжений Центрального Тянь-Шаня // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы четырнадцатой международной конференции, г. Петрозаводск, 27-31 октября 2008 г. Петрозаводск: Изд. КНЦ РАН. 2008. Ч. 2. С. 146-150.
- 37. Рэйнер М. Деформация и течение. 1963. М.: Гос. Науч.-техн. Изд. 381 с.
- 38. Савченко С.Н. Оценка величины горизонтальных тектонических напряжений по данным кернового бурения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 // ФТПРПИ. 2003. № 4. С. 19-26.
- 39. Савченко С.Н. Оценка напряженного состояния горных пород в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины // ФТПРПИ. 2004. № 1. С. 27-34.
- 40. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра. 1992. 223 с.
- 41. Стефанов Ю.П. локализация деформаций и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физ. Мезомех. 2002. Т.5, № 5. С. 107-118
- 42. Терцаги К. Теория механики грунтов. М.: Госстройиздат. 1961. 507 с.
- 43. Фалалеев Г.Н. Реологические свойства горных пород и их корреляция с основными физикомеханическими характеристиками. Диссерт. на соиск. учен. степ. канд. техн. наук. Фрунзе: 1990.
- 44. Шкурина К.П., Фалалеев Г.Н., Вазетдинова Ф.З. Реологические свойства горных пород и прогнозирование устойчивости подготовительных выработок. Фрунзе: Илим. 1984. 77 с.
- 45. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 190 с.
- *46. Angelier J.* From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. V. 11, N1/2. P. 37-49.
- 47. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // Geophys. Res. 1984. N 89, B7. P. 5835-5848.

- 48. Angelier J., Gusthtenko O.I., Rebetsky Y.L., Sainto A., Ilyin A., Vassiliev N., Yakovlev F., Malutin S. Relationships between stress fields and deformation along a compressive strike -slip belt: Caucasus and Crimea (Russia and Ukraine) // C. R. Acad. Sci. Paris. 1994. V 319, s II. P. 341–348.
- 49. Besser J.H.P.De., Spier C.J. Strength characteristics of the r, f, and c slip system in calcite // Tectonophysics 1997. V. 272. P. 1-23.
- 50. Bjorn L.J. Natural stress value obtained in different parts of Fennosscandien rock masses // Proc. 2-nd Congf. Int. Soc. Rock Mech. Beograd: 1970. N 1. P. 209-212.
- 51. Brace W.F. Volume changes during fracture and frictional sliding // A Rev. Pure and Applied geoph. 1978. V. 116. P. 603–614.
- 52. Brady B. Bzown E. Rock mechanics for underground mining. Third edition. Kluwer Academic Publishers. 2004. 688 p.
- *53. Byerlee J. D.* Frictional characteristics of granite under high confining pressure // J. Geophys. Res. 1967. V. 72, N 14. P. 3639-3648.
- 54. Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 14. P. 4741-4750.
- 55. Carter N.L., Tsenn N.C. Flow properties of continental lithosphere // Tectonophysics. 1987. V. 136. P. 27-63.
- 56. Govers R., Wortel J.R., Cloethingh S.A.P.L, Stein C.A. Stress Magnitude estimates from earthquakes in oceanic plate interiors // J. Geophys. Res. 1992. V 97, N B8. P. 11749-11759.
- 57. Griggs D.N. Creep of rocks // J. Geol. 1939. V. 47, No 3.
- *58. Handin J.* ARPA Seismic coupling conference. ARPA-T10-71-13-1. Columbus (Ohio), Battelle. 1972. 259 p.
- 59. Hardebeck J. L., Hauksson E. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. V 106, N B10. P. 21859–21882.
- 60. Hast N. The state of stresses in upper part of Erath' crust // Tectonophysics. 1969. V. 8, No 3. P. 169-211.
- 61. Kozyrev A.A., Savchenko S.N. The Eurasia lithospheric plate horizontal tectonic stress modeling // Geoecology and Computers. Rotterdam. Brookfild. 2000. P. 432-435.
- 62. Mogi K. Deformation and fracture of rocks under confining pressure (2) compression test on dry rock sample // Bulletin of the earthquake research institute, University Tokyo. 1964. V 42, Part 3. P. 491-514.
- 63. Phillips D.W. Tectonics of mining // Colliery Engr. June-Oct. 1948.
- 64. Pluijm Ben A. Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms // J. Struc. Geol. 1991. V. 13, No 10. P. 1125-1135.
- 65. Post A., Tullis J. A recrystallized grain size piezometer for experimentally deformed feldspar aggregates // Tectonophysics. 1999. V. 303. P. 159-173.
- 66. Rudnicki J.W. Shear and compaction band formation on elliptic yeld cap // J. Geophys. Res. B. 2004. V. 109. P. 03402. doi: 10.1029/2003JB002633.
- 67. Rummel F., Alheid H.J., Frohn C. Dilatancy and fracture Induced velocity changes in rock and their relation to friction sliding // Pure and applied geophysics. 1978. V 116. P. 743-764.
- 68. Rutter E.H. On the relationship between the formation of the shear zone and the form of the flow for rocks undergoing dynamic recrystallization // Tectonophysics. 1999. V. 303. P. 147-158.
- 69. Sibson R. N. Implication of fault-value behaviour for rupture nucleation and recurrence // Tectonophysics. 1992. V. 211. P. 283-293.
- *70. Sibson R.H.* Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature. 1974. V. 249, No 5457. P. 542-544.
- 71. Stesky R.M. Rock friction-effect of confining pressure, temperature, and pore pressure // Pure App. Geophys. 1978. V. 116. P. 691-704.
- 72. Zobak M.L. First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // J. Geopys. Res. 1992. V. 97, N B8. P. 11703-11728.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

К.Ж. Семинский

Институт земной коры CO PAH, Иркутск, seminsky@crust.irk.ru

Введение. В статье представлены основные закономерности развития структуры континентальных разломных зон разного типа и ранга, установленные в ходе целенаправленных многолетних исследований. Они проводились при сочетании методов и принципов анализа из отдельных физических и тектонических дисциплин (механики, реологии, структурной и региональной геологии). Такой тектонофизический подход позволил проанализировать известные и вновь полученные особенности организации структуры разломных зон разного типа и ранга с точки зрения общих законов деформации реальных тел, к которым, в частности, относится и литосфера. Это не только дало возможность представить весь объем, казалось бы, разрозненных знаний о разрывообразовании в единой системе, но и выявить качественно новые свойственные широкому кругу природных объектов особенности строения и развития.

В основе сделанных обобщений лежит большой объем информации, который, кроме материалов собственных работ, включает результаты исследований российских и зарубежных специалистов, посвященные различным аспектам тектонофизики разломов: Е.М.Андерсона [Anderson, 1951], М.В. Гзовского [1963], А.В. Лукьянова [1965], Дж. С. Чаленко [Tchalenko, 1970], Р.Г. Сибсона [Sibson, 1977], С.И. Шермана с соавторами [1977; 1991; 1992; 1994], В. Ярошевского [1981], С.Н. Чернышева [1983], Л.М. Расцветаева [1987], Дж. Мандла [1988], А.В. Михайловой [1989], Д.Н. Осокиной [1989], К.Г. Шольца [Scholz, 1990], П.Н. Николаева [1991], В.В. Ружича [1997], Ю.-С. Ким с соавторами [Кіт et al, 2003], О.Б. Гинтова [2005], М.А. Гончарова с соавторами [2005], Ю.Л. Ребецкого [2007] и многих других. В ходе реализации тектонофизического подхода к исследованию разломных зон использовался комплекс взаимосвязанных понятий, основанный на принятой в работах перечисленных авторов терминологии и дополненный при проведении исследований.

Прежде всего, следует отметить, что статья посвящена процессу механического разрушения (деструкции) различных по масштабам объемов литосферы, а не режиму ее формирования (конструкции) путем различных видов аккреции. В связи с этим в ней не рассматриваются швы, сутуры, содвиги, стилолиты и подобные им структурные элементы, а главное внимание уделяется разломам и трешинам, т.е. поверхностям механического нарушения сплошности, образующиеся в деформируемом теле под действием внешних сил. Термин «разломная зона» при тектонофизических исследованиях трактуется широко, так как объект включает не только тектониты разломного сместителя, но и существенно большие по размерам объемы горных пород, в которых имеют место генетически связанные с его формированием пластические и разрывные деформации. Разломная зона, как объемный деформационный элемент, характеризуется внутренней структурой, под которой понимается совокупность структурных элементов, определяющих специфику ее строения в отличие от окружающих пространств. Поскольку полосы распространения тектонитов вдоль образующих разломную зону (в широком понимании) сместителей составляют в сумме незначительную часть ее общих размеров, вызванные тектоническими подвижками преобразования вещества не рассматриваются в данной статье. Основной акцент сделан на изучении разнообразных разрывов, вносящих наибольший вклад в структуробразование, особенно в пределах наиболее важной для человека верхней части земной коры.

Главным элементом структуры разломной зоны является *магистральный сместитель* – разрывное нарушение, единая поверхность которого рассекает деформируемый объем полностью. Это разлом в узком понимании данного термина, который в зоне является разрывом 1-го порядка. Первоочередное внимание в статье уделяется *разрывам 2-го порядка*, в возникновении и развитии которых определяющее значение играет структурный элемент более низкого порядка. Внутреннее строение разломных зон определяется существованием различных *структурных парагенезисов*, каждый из которых представляет совокупность разрывных систем, образовавшихся в одной динамической обстановке и составляющих в плане единые, чаще всего, линейно вытянутые зоны. По разрывным нарушениям, входящим в состав парагенезиса, происходят подвижки в течение определенного этапа формирования внутренней структуры разломной зоны (существования определенной динамической обстановки), что позволяет относить их к категории активных, хотя, очевидно, что трактовка этого термина в данном случае отличается от принятой в геодинамике. Вид деформации, определяющий с позиций механики состояние структуры разломных зон, – это скалывание, причем оно сравнительно редко является простым, для которого, как известно, характерно симметричное (под углом 45°) положение осей σ_1 и σ_3 по отношению к простиранию зоны (здесь $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, причем положительные значения характеризуют сжатие, а отрицательные – растяжение; т.е. σ_1 – ось сжатия, а σ_3 – ось растяжения). Для интересующих нас условий разрывообразования, преобладающих в верхней части литосферы, скалывание в разломной зоне изначально является сложным. В наиболее общем случае объемного сжатия горных пород деформация в разломной зоне по виду относится к транспрессивному скалыванию, возникающему, когда на простое скалывание накладывается дополнительное поперечное сжатие, и σ_1 ось располагается по отношению к оси зоны под углом, превышающим 45°.

Наиболее распространенные типы эшелонированных разрывов и складок, образующихся при данном виде деформации, показаны на рис. 1 для левосдвиговой разломной зоны. Кроме разрывов растяжения *e*-типа и широко известных сколов *R*'-, *R*-, *P*-, и *Y*-типов, парагенезис включает попарно сопряженные пары сколов *n*'- и *n*-, а также *t*'- и *t*-типов. Их образование связано с возникающим при транспрессивном скалывании напряженным состоянием, близким к осесимметрическому, которое характеризуется примерным равенством абсолютных значений двух из главных нормальных напряжений (в данном случае σ_2 и σ_3). В этих условиях после возникновения *сколов 1-ой серии (R' и R* на рис. 2, А) может происходить *переиндексация* осей главных нормальных напряжений, то есть изменение их величин при сохранении пространственного положения направлений действия. В результате образуются *сколы 2-ой серии (n' и n* на рис. 2, Б) или *сколы 3-ей серии (t' и t* на рис. 2, В), соответствующие всем возможным вариантам индексации осей напряжений. Исключение составляет лишь случай переиндексации σ_1 и σ_3 , реализации которого (в данном случае – изменение типа подвижек в зоне с левосдвиговых на правосдвиговые) препятствует направление действия внешних сил.

Режим переиндексации, а значит и состав парагенезиса разрывов 2-го порядка, определяется степенью осесимметричности напряженного состояния, скоростью восстановления напряжений за счет действия внешней нагрузки, а также реологией и степенью подверженности субстрата формированию тех или иных разрывных систем. В связи с этим в конкретной разломной зоне могут отсутствовать сколы 2-ой и (или) 3-ей серий. Более того, природные парагенезисы редко являются полными, уже по одной той причине, что далеко не все разломные зоны имеют магистральный сместитель, нарушающий весь деформируемый объем. Присутствуя, например, на глубине, он может отсутствовать на по-



Рис. 1. Типы эшелонированных разрывов и складок, образующихся в зоне скалывания с небольшим транспрессивным эффектом (на примере левого сдвига).

1 – система сдвигов (Y) магистрального сместителя; 2 – попарно сопряженные (R', R) и одиночные (P) системы сдвигов; 3 – попарно сопряженные системы сбросов (n', n); 4 – попарно сопряженные системы взбросов или надвигов (t', t); 5 – система разрывов растяжения (e); 6 – система складок (f); 7 – эллипс, в который преобразовалась окружность в ходе деформации; 8 – направление перемещения субстрата на периферии зоны скалывания



Рис. 2. Положение на круговых диаграммах систем сопряженных сколов 1-ой (**A**), 2-ой (**B**) и 3-ей (**B**) серий, возникающих в левосдвиговой разломной зоне при переиндексации осей главных нормальных напряжений в ходе разрывообразования.

l – правые и левые сдвиги R'- и R-типов; 2 – сбросы n'- и n-типов; 3 – надвиги t'- и t-типов; 4 – выходы на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений σ_1 (а), σ_2 (б) и σ_3 (в); 5 – направление перемещения крыльев сдвиговой зоны.

верхности, где разломная зона представлена сгущением иногда сравнительно мелких (по отношению к протяженности зоны) разрывов. В этом случае специфика внутренней структуры (в том числе характер парагенетических взаимоотношений между разнотипными системами разрывов), явно выраженная локализация деформации (в том числе увеличение интенсивности нарушенности от периферии к оси) и другие признаки позволяют считать рассматриваемую зону разломной.

При отсутствии четких признаков наличия магистрального сместителя (разлома, как такового) на глубине или в стороне от участка наблюдений дизъюнктивная структура может классифицироваться как *«зона сдвига», «зона сжатия»* или *«зона растяжения»* без определения «разломная». Эти термины при обозначении наиболее крупных объектов исследования аналогичны используемым в зарубежной литературе понятиям «strike-slip fault system», «thrust system» и «extensional fault system», под которыми понимаются зоны действия существенно скалывающих напряжений, где, соответственно, сдвиг, сжатие и растяжение литосферы происходят с наибольшей интенсивностью посредством эволюции закономерно организованной разрывной сети.

Исследования разноранговых континентальных зон сдвига, сжатия и растяжения проводились нами в пределах природных областей сдвига (Восточный Саян, Вьетнам), сжатия (Памир, Южный Тянь-Шань, Западный Саян) и растяжения (Прибайкалье) литосферы, а также при экспериментальном воспроизведении данных динамических обстановок на специальном лабораторном оборудовании. Тектонофизический анализ полученных материалов показал, что, несмотря на различия, основные закономерности формирования их структуры (в том числе состав парагенезиса разрывов 2-го порядка, виды неравномерности в нарушенности субстрата, характер стадийности) являются едиными, так как обусловлены фундаментальными свойствами реализующейся при разломообразовании деформации. В связи с этим наиболее общие закономерности организации внутренней структуры разломных зон представлены ниже как отражение вида, способа распространения и кинетики прогрессирующей деформации транспрессивного скалывания.

Универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка в разломных зонах континентальной литосферы. Вид деформации (скалывание с дополнительным боковым сжатием), наиболее часто реализующийся в разломных зонах и по большому счету не зависящий от ее ранга и ориентировки, является определяющим фактором существования универсального парагенезиса разрывов 2-го порядка, представленного на рис. 3 в виде систематики. При учете характера движений и пространственного положения дизъюнктива парагенезис позволяет получить полные наборы систем, составляющих структуру разломных зон сжатия, растяжения или сдвига в их тектоническом понимании. Важной особенностью деформации скалывания в разломных зонах является ее прогрессирующий (или прогрессивный) характер, когда динамика процесса существенно меняется во времени. В связи с этим универсальный парагенезис нарушений 2-го порядка состоит из серии частных наборов разрывных систем, формирующихся на последовательно сменяющих друг друга стадиях развития разломной



Рис. 3. Универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка в континентальных разломных зонах

зоны. На примере надвиговой разломной зоны процесс схематично отражен на рис. 4, что наглядно иллюстрирует описание представленной выше систематики.

Как видно из рис. 3, полный парагенезис разрывов 2-го порядка в разломной зоне включает группы опережающих, оперяющих и сопутствующих нарушений, главные отличия которых являются следствием специфики взаимоотношений с магистральным сместителем. Опережающие разрывы – это разрывные нарушения 2-го порядка, возникающие и эволюционирующие в разломной зоне до появления в ее пределах магистрального сместителя (разрыва 1-го порядка). Оперяющие разрывы – это разрывные нарушения 2-го порядка, возникающие и эволюционирующие в разломной зоне в реэто разрывные нарушения 2-го порядка, возникающие и эволюционирующие в разломной зоне в результате трения блоков по поверхности уже образовавшегося магистрального сместителя (разрыва 1-го порядка). Сопутствующие разрывы – это разрывные нарушения 2-го порядка, возникновение и эволюция которых в разломной зоне прямо не связаны с подготовкой формирования или трением блоков по магистральному сместителю (разрыву 1-го порядка), а определяются наличием гравитационных эффектов или кинематической необходимостью в трансформации перемещений по сети опережающих или оперяющих нарушений.

Наибольшую значимость в структурообразовании имеет группа опережающих нарушений, характеристики которых практически полностью определяются спецификой протекания деформации скалывания, имеющей место в разломной зоне до появления магистрального сместителя. Зонам ранних и поздних этапов развития свойственны отличающиеся наборы опережающих разрывов, что обусловлено эволюцией напряженного состояния в процессе структурообразования. Вначале это сколы 1-ой (R', R), 2-ой (n', n) и 3-ей (t', t) серий, возникающие в обстановке осесимметричности при переиндексации осей напряжений, причем, естественно, что наиболее благоприятные условия складываются для образования в разломной зоне сколов R'- и R-типов, в меньшей степени t'- и t-типов и наиболее редко – для *n*'- и *n*-типов (см. рис. 2, 4). Сколы 1-ой серии по морфогенетическому типу соответствуют характеру движения по разломной зоне в целом, причем одна из сопряженных систем разрывов является синтетической (R), а другая – антитетической (R'). Сколы 2-ой серии в зонах сдвига ориентируются под углом к общему простиранию и представлены системами сбросов с противоположным падением. В зонах растяжения это косоориентированные к общему простиранию Х-образные системы сдвигов, а в зонах сжатия – поперечные взбросы (надвиги) двух систем, характеризующихся противоположным падением. Сколы 3-ей серии в зонах сдвига ориентируются под углом к общему простиранию и представлены системами взбросов (надвигов) с противоположным падением. В зонах сжатия это косоориентированные к общему простиранию Х-образные системы сдвигов, а в зонах растяжения – поперечные сбросы двух систем, характеризующихся противоположным падением.

Определенной спецификой отличается процесс переиндексации для трещин, составляющих внутреннюю структуру разломов наименьшего масштабного ранга. В общем случае небольшие объемы земной коры, находящиеся в условиях трехосного сжатия, разрушаются под действием тектонических сил с образованием вначале двух сопряженных систем трещин. Угол скалывания, как зависимый главным образом от окружающего давления параметр, при этой существенно упругой деформации достаточно велик и в среднем составляет 35°. В то же время резкое падение напряжений в нагруженном локальном объеме после их образования вызывает в новой индексации осей напряжений формирование не двух сколовых, а одной отрывной системы трещин (рис. 5).



Рис. 4. Круговые (верхняя полусфера) и блок-диаграммы, представляющие системы разрывов, которые развиваются на главных стадиях разломообразования, составляя в совокупности полный парагенезис нарушений 2-го порядка для надвиговой разломной зоны.

Принципиальные схемы внутренней структуры надвиговой зоны, показанные на блок-диаграммах, соответствуют трем главным дизъюнктивным стадиям ее развития (I – ранняя, II – поздняя, III – стадия полного разрушения) и трем характерным отрезкам кривой «нагрузка (σ) – деформация (ϵ)»: *АВ* – упрочнение; *BC* – ослабление; *CD* – разрушение. Индексы, обозначающие системы разрывов 2-го порядка, даны в соответствии с рис. 3.

1 – границы разломной зоны; *2* – магистральный сместитель и его наиболее крупные сегменты; *3-5* – разрывы 2-го порядка сдвигового (*3*), сбросового (*4*) и взбросового или надвигового (*5*) типов; *6* – полоса распространения сопутствующих гравитационных разрывов.



Рис. 5. Принципиальные схемы (план) внутренней структуры правосдвиговой (**A**), взбросовой (**Б**) и сбросовой (**B**) разломных зон, основу которой составляет парагенезис из трех примерно перпендикулярных друг другу систем трещин.

l – магистральный сместитель сдвиговой (а), взбросовой (б) или сбросовой (в) разломных зон; *2* – ось, разделяющая подзоны с противоположным падением главной системы трещин тройственного парагенезиса у взбросовой (а) и сбросовой (б) разломных зон; *3* – мелкая и более крупная трещина, принадлежащая к одной (а) или ко второй (б) из двух взаимно перпендикулярных систем, являющихся в зависимости от интенсивности проявления на площадке наблюдения главной или второстепенной в тройственном парагенезисе; *4* – мелкая и более крупная трещина дополнительной системы тройственного парагенезиса; *5* – направление падения у наиболее крупных трещин в системе; *6* – круговая диаграмма (верхняя полусфера), на которой для произвольно выбранных участков разломной зоны (оконтурены точками) отражено поле напряжений (треугольник – σ_1 ; кружок – σ_2 ; квадрат – σ_3), а также пространственное положение образовавшегося в нем парагенезиса из трех примерно перпендикулярных систем трещин (Γ – главная, B – второстепенная, Д – дополнительная)

Таким образом, наиболее часто встречающийся случай переиндексации осей (соответствующий образованию сколов 1-ой и 3-ей серий в зонах сравнительно крупных разломов) дает три системы примерно ортогональных (вариации в зависимости от угла скалывания – 15-20°) опережающих трещин, которые и составляют основу разрывной сети в зонах мелких тектонических нарушений. Вблизи разломов с перемещением крыльев по падению (сбросы, взбросы, надвиги) главная (наибольшей густоты) и второстепенная системы трещин параллельны в плане сместителю, но падают в противоположные стороны. У сдвигов это две системы субвертикальных разрывов, одна из которых также совпадает с простиранием разломной зоны. Третья дополнительная система трещин у сбросов и взбросов (надвигов) субвертикальна, а у сдвигов – субгоризонтальна. Таким образом, зоны сдвигов, с одной стороны, а зоны надвигов (взбросов) и сбросов – с другой, могут быть отличаемы друг от друга по общей ориентировке в пространстве тройственного парагенезиса, составляющего их внутреннюю структуру. Идентификация разломов, формирующихся в условиях сжатия (надвиги, взбросы) и растяжения (сбросы), возможна по зональности внутреннего строения (см. рис. 5). Зоны их влияния разделены в поперечном направлении на две части, характеризующиеся противоположными азимутами падения главной системы трещин тройственного парагенензиса. Если у разломов, формирующихся при сжатии, трещины главной системы в разных подзонах «падают» от периферии к центру, то у сбросов наблюдается обратная картина.

Поскольку в тройственных парагенезисах трещин одна из систем (*R*-тип) практически параллельна будущему сместителю, процесс формирования внутренней структуры мелкого разлома далее протекает практически без образования новых разрывных направлений. При достижении критической плотности трещин и невозможности дальнейшего расширения зоны начинается процесс локализации деформации, который происходит сравнительно быстро, так как объединение трещин *R*-типа в магистральный сместитель, ввиду их параллельности, не требует длительной структурной эволюции. При этом реализации сравнительно больших амплитуд перемещений по разрывам главной и второстепенной систем трещинного парагенезиса способствуют продольные движения по трещинам дополнительной системы, которые на этом втором этапе своего развития из отрывных становятся сколовыми. Таким образом, парагенезис разрывов 2-го порядка в мелких разломных зонах представлен главным образом одноориентированным тройственным парагенезисом трещин, ключевую роль в образовании которого играет переиндексация осей напряжений в условиях транспрессивного скалывания.

В более крупных разломных зонах дополнительное поперечное сжатие, вызывающее переиндексацию осей напряжений, с течением времени исчезает, так как в ходе прогрессирующей деформации происходит постепенный поворот осей напряжений σ_1 и σ_3 до их положения под 45° к оси разломной зоны. В данных условиях развиваются лишь разрывы *R*-типа, поскольку смещения по субперпендикулярным к оси зоны антитетическим *R*'-сколам становится энергетически невыгодными. Достижение осями главных нормальных напряжений упомянутого выше положения по отношению к зоне разлома (как зоне скалывания), а также возможность реализации по разрывам больших амплитуд смещений приводит к тому, что определяющую роль в разрушении начинает играть не динамика, а кинематика деформации. Перемещения кулисообразным разрывам *R*-типа создают повышенные напряжения на их окончаниях, которые вызывают разрывообразование, направленное на сочленение взаимодействующих разрывных нарушений.

Опережающие разрывы 2-го порядка, ограничивающие, как и *R*-сколы, область сочленения, представлены прогрессирующими *P*-сколами, и, реже, – *Y*-сколами главного сместителя (см. рис. 3). Все перечисленные типы разрывных систем по морфогенетическому типу соответствуют общему характеру движений в разломной зоне: в зонах сжатия – это надвиги и взбросы (см. рис. 4), в зонах растяжения – сбросы, в зонах левого сдвига – левосторонние сдвиги, в зонах правого сдвига – правосторонние сдвиги. Следует отметить, что свойственная сколам 1-ой, 2-ой и 3-ей серий четкая системность в данном случае отсутствует, так как образующиеся в процессе деформации разрывы в зависимости от специфики напряженного состояния в отдельных участках области сочленения возникают в широком спектре ориентировок, крайними членами которого являются наиболее ранние *R*- и *P*-сколы. Самым сложным напряженным состоянием, а, следовательно, и разнообразием разрывных систем 2-го и особенно более высоких порядков, отличаются области сочленения наиболее крупных тектонических нарушений, развивающихся на этой стадии в разломной зоне. В зарубежной терминологии – это разнотипные релей-структуры: transfer zone, ассоттодит сопе, duplex, pull-apart, push-up, stepover, fault bridge и другие.

Возникновение в разломной зоне магистрального сместителя, формирующегося в результате поранговой эволюции опережающих разрывов, знаменует появление нарушений 2-го порядка, которые относятся к группе оперяющих (см. рис. 3). Они практически не играют самостоятельной роли в структурообразовании, так как обычно являются активизированными опережающими разрывами. Оперяющие нарушения можно разделить на приизгибовые, образующиеся у неровностей поверхности сместителя, и фрикционные, возникающие вблизи его прямолинейных отрезков в особых условиях трения (повышенное давление флюидов, существенно податливое поведение субстрата). Первая совокупность разрывов не образует систем, поскольку их парагенезисы определяются размерами и формой тормозящих перемещение крыльев неоднородностей и поэтому могут существенно различаться от одного участка разломной зоны к другому. Фрикционные оперяющие разрывы представлены сопряженными системами нарушений, располагающимися под разными углами к сместителю: C'и C – на участках сжатия; E' и E – на участках растяжения (см. рис. 4). В разломных зонах сдвига эти системы являются косоориентированными к поверхности магистрального сместителя правыми и левыми сдвигами, а в зонах сжатия и растяжения — надвигами, взбросами и сбросами, ориентировка которых в плане соответствует направлению простирания сместителя.

Особая группа нарушений 2-го порядка – сопутствующие (см. рис. 3) – развивается одновременно с опережающими и оперяющими разрывами, причем их типы и характер проявления определяются геометрическими характеристиками зоны (пространственная ориентировка, ширина, длина) и параметрами движений в ее пределах (направление, амплитуда). Образование сопутствующих разрывов трансформационного типа (T' и T) обусловлено кинематической необходимостью в переносе движений от одного сместителя, продольного к простиранию зоны, к другому. Трансформационные разрывы у надвигов, взбросов и сбросов субвертикальны и по морфогенетическому типу относятся к правым и левым сдвигам (рис. 4), тогда как у сдвигов они субгоризонтальны и представлены послойными срывами. Разрывы данного типа являются непременным элементом любых разломных зон на поздних этапах развития и наиболее легко развиваются, наследуя древние структурные или вещественные неоднородности.

Кардинальным отличием крупных разломов со смещением крыльев по падению от сдвигов является наличие в зонах их влияния особой группы сопутствующих разрывов 2-го порядка, возникающих вследствие гравитации. Обычно они развиваются в продольной полосе, приуроченной к краевой части зоны распространения опережающих или оперяющих разрывов (см. рис. 4). Деформация субстрата в ее пределах, как и в основной части зоны, происходит по типу скалывания, но противоположна по характеру перемещений. При этом ввиду зависимого положения она не достигает существенного развития, что и вызывает формирование систем разрывов, аналогичных в механическом смысле опережающим сколам 1-ой (R'_g , R_g), 2-ой (n'_g , n_g) и 3-ей (t'_g , t_g) серий ранних этапов структурообразования. Доминирующую роль среди них играют продольные разрывы с противоположным характером движения крыльев по отношению к перемещениям по разломной зоне в целом (то есть сбросы в зонах сжатия, взбросы и надвиги в зонах растяжения).

Таким образом, в результате наличия гравитационных членов полное количество систем в парагенезисе разломных зон сжатия и растяжения составляет 20, то есть на 6 больше, чем в зонах сдвига. Кроме этого, среди них есть все морфогенетические типы разрывов 2-го порядка, включая продольные нарушения, имеющие то же пространственное положение, что и магистральный сместитель, но характеризующиеся прямо противоположным смещением крыльев. Эти явления затрудняют диагностику режима развития природных дизьюнктивов, которая при наблюдениях только за разломной сетью должна быть основана на изучении достаточного количества разнотипных разрывных систем и определении их вкладов в формирование структуры исследуемого региона. Как показал анализ морфогенезиса разрывов 2-го порядка в пределах крупных разломных зон, участие нетрадиционных членов парагенезиса в разрывообразовании несоизмеримо по сравнению с ролью разрывов других типов. Прежде всего, это касается вклада генеральной динамической обстановки, который, по-видимому, во всех случаях (в том числе и для разломных зон разных рангов и стадий развития) превышает 50%. Таким образом, диагностика режима развития природных дизьюнктивов может успешно осуществляться на основе использования универсального парагенезиса разрывов 2-го порядка и не единичном характере производимых наблюдений за морфогенезисом тектонических нарушений.

Итак, видом деформации, который по большому счету определяет для разломной зоны парагенезис разрывов 2-го порядка и не зависит от ее ранга и ориентировки в пространстве, является транспрессивное скалывание. Его прогрессирующий характер обусловливает участие в универсальном парагенезисе разрывов трех типов (опережающие, оперяющие, сопутствующие), а также специфику их проявления на разных этапах развития разломной зоны, каждому из которых свойственно определенное напряженно-деформированное состояние субстрата. Как следствие этого, интегрированная сеть разрывных нарушений в разломной зоне сложна и многообразна. Однако в фиксированные периоды времени активными являются лишь некоторые системы опережающих, оперяющих и сопутствующих разрывов полного парагенезиса, что и позволяет, зная установленные для их развития закономерности, успешно интерпретировать происхождение приразломных сетей у конкретных сместителей. В наиболее общем случае главную структурообразующую роль в разломных зонах, возникающих путем разрушения субстрата, а не активизации уже имеющихся структурных неоднородностей, играют опережающие разрывы, и, в первую очередь, *R*-сколы. Они характеризуются синтетическим характером смещения крыльев, появляются на самых ранних этапах разрывообразования, испытывают небольшие развороты на более поздних стадиях и, постепенно увеличиваясь в размерах, формируют магистральный сместитель, подвижки по которому в свою очередь могут вызвать их активизацию уже в качестве оперяющих нарушений. Разнообразие условий деформации создает специфику организации разрывных сетей в разноранговых зонах сдвига, сжатия и растяжения. В этом плане универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка является методологическим «инструментом», который открывает путь для проведения интерпретации внутренней структуры разломных зон, развивающихся в любых геодинамических режимах.

Пространственная неравномерность разрывообразования в разломных зонах. Пространственные закономерности расположения разрывов в разломных зонах, не связанные со структурновещественной неоднородностью коры, определяются способом распространения деформации, причем главной особенностью процесса является неравномерность. Она выражается не только в увеличении деформированности субстрата разломной зоны от ее периферии к оси, связанной с неравномерным приложением внешней нагрузки в этом направлении. Исследование распределений пластических и разрывных деформаций в разломных зонах позволило установить такие виды продольной и поперечной неравномерностей, которые не могут объясняться неравномерностью внешнего воздействия.

Разломным зонам различного типа и ранга, как и другим структурным элементам, свойственна продольная регулярность деформированности субстрата: максимумы нарушенности располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга (рис. 6). Величина шага между максимумами плотности разрывов на отдельных этапах развития разломной зоны различна и имеет общую тенденцию к увеличению во времени, что связано с охватом разрывообразованием все большего объема деформируемого тела (рис. 7). Участки повышенной раздробленности, располагающиеся на максимальных расстояниях друг от друга, являются отражением неоднородности 1-го порядка в пространственном распределении разрывов. Она, хотя и имеет место в течение всего структурообразования, с наибольшей отчетливостью выражена на заключительных этапах развития разломной зоны (см. рис. 7). Как свидетельствуют результаты статистического анализа экспериментальных данных, количественные параметры, характеризующие неоднородность 1-го порядка, зависят от условий деформирования и главным образом от скорости нагружения.

Таким образом, продольная неравномерность распределения разрывов определяется существованием в разломной зоне двух типов областей, которые в структурном отношении развиваются поразному (см. рис. 6-7). Одни отстают от других в развитии и характеризуются интенсивным процессом структурообразования, что выражается в большей ширине зоны в их пределах и повышенной концентрации разрывных нарушений. В противоположность этому спецификой формирования соседних участков является ускоренное развитие и сравнительно быстрое появление там единичных разрывов, являющихся сегментами будущего магистрального сместителя. Особенно отчетливо данная закономерность проявляется на заключительных этапах структурообразования, когда имеет место резкая дифференциация разломной зоны в продольном направлении на участки, представленные практически единым разрывом, и релей-структуры, т.е.ь широкие области повышенной дислоцированности, где происходит сочленение друг с другом располагающихся в соседних участках сегментов будущего сместителя. Пространственная регулярность расположения релей-структур в идеальных условиях предопределяет наличие шага и в распределении плотности нарушений, оперяющих изгибы магистрального сместителя, так как последний обычно имеет в плане форму волны, огибающей с разных сторон описанные выше участки сложного строения. Процесс развития оперяющих разрывов в этом случае направлен на разрушение неоднородности и создание условий для беспрепятственного скольжения по сместителю.

В разломных зонах сжатия или растяжения проявление продольной регулярности осложняется при наложении разрывных сетей, принадлежащих к образующимся при поступательной миграции фронта разрывообразования частным зонам или полосам распространения гравитационных разрывов. Однако в пространственно обособленных зонах данного вида рассматриваемое свойство распределения плотности нарушений проявляется в полной мере, причем, как правило, области максимальной



Рис. 6. Примеры проявления регулярности в нарушенности разрывами субстрата разломных зон, относящихся к разным морфогенетическим типам и стадиям развития. Сети разрывов, по которым построены изолинии плотности заимствованы из публикаций, перечисленных ниже.

А. Дербеке-Нельгехинская сдвиговая зона в Верхоянье (по [Еловских, 1956]). Б. Фрагмент Никитовской надвиговой зоны на Донбассе (по [Месторождения..., 1998]). В. Узон-Гейзерная сбросовая зона на Камчатке (по [Леонов, 1989]). Г. Чингизская сдвиговая зона в Центральном Казахстане (по [Самыгин, 1974]). Д. Туркестанская взбросовая зона в Тянь-Шане (по [Лобацкая, 1987]). Е. Кичеро-Джялоканская сбросовая зона на Северо-Байкальском нагорье (по [Лобацкая, 1987]). Ж. Сихотэ-Алинская сдвиговая зона в Приморье (по [Радкевич, 1971]). З. Скандинавская надвиговая зона (по [Ставцев, 1983]). И. Сбросовая зона Ло во Вьетнаме (по [Geological Map..., 1973]).

1 – разломы; 2 – изолинии плотности разломов (интенсивность цвета пропорциональна плотности в соответствии с приведенными шкалами); 3 – рудопроявления и месторождения; 4 – интрузивные массивы.



Рис. 7. Структурные схемы разрывов, графики и карты распределения их плотности (ρ) в изолиниях, соответствующие главным стадиям развития левосдвиговой (**A**), надвиговой (**B**) и сбросовой (**B**) разломных зон в упругопластичной модели.

Пунктирные линии разделяют участки (1 и 2) разного структурного развития.

l – разрывы с незначительной (а) и значительной (б) раздвиговой составляющей смещения; *2* – области с количеством разрывов в единице площади равным 1, 2, 3, 4, 5 и 6.

плотности разрывов в одной зоне располагаются напротив участков с минимальными значениями данной характеристики в другой зоне и наоборот.

Наряду с известным процессом поступательной миграции фронта разрывообразования, в разломных зонах сжатия, растяжения и сдвига установлено наличие миграции активности колебательного типа, оказывающей специфическое влияние на характер нарушенности субстрата в их пределах. Миграция происходит в поперечном направлении и выражается в различном положении полосы распространения активных разрывов 2-го порядка в отдельные моменты времени. Данный процесс был зафиксирован в экспериментах на упруго-пластичном материале и исследователями распределения разновозрастной минерализации в рудолокализующих разломных зонах. Согласно данным моделирования, параметры миграций (скорость, а также период и амплитуда колебаний) зависят от условий деформации (скорости нагружения, размеров и вязкости деформируемого объема), причем величина отклонения в положении зоны распространения активных разрывов от линии отсчета может достигать 30-40% по отношению к общей ширине зоны влияния разлома. Таким образом, в отдельно взятый момент времени в разломной зоне интенсивное разрушение происходит в разных участках. В целом это приводит к большей нарушенности активного (движущегося) крыла разлома даже у сдвигов.

Установленные закономерности распределения разрывов в разломных зонах сжатия, растяжения и сдвига логично объясняются волновым способом распространения деформации. По отношению к

формированию тектонических структур он в специфическом виде обсуждался ранее, например, в работах Л.М. Плотникова [1991], но особую актуальность приобрел в связи с обнаружением и исследованием длиннопериодных деформационных волн в земной коре, а также развитием физической мезомеханики. Волновой характер распространения деформаций находит отражение в колебательной миграции зоны активного структурообразования в поперечном направлении. Наличие постоянного шага между максимумами нарушенности по простиранию разломной зоны может быть, вслед за Л.М. Плотниковым, объяснено возникновением стоячей волны, пучности которой отличаются более плотной сетью разрывов. Длина волны, зависящая от условий деформации, будет в каждом конкретном случае определять неоднородность 1-го порядка, согласно которой разломная зона в продольном направлении делится на участки двух описанных выше типов.

Итак, способ распространения деформации обусловливает неравномерность дислоцированности субстрата разломных зон. Она выражается в различной степени нарушенности крыльев дизьюнктива (даже у сдвигов), а, главное, – в существовании участков повышенной и пониженной плотности разрывов 2-го порядка, чередующихся обычно с определенным шагом, величина которого в ходе эволюции структуры возрастает и в конечном итоге отражает (в виде релей-структур) пространственную неоднородность деструкции 1-го порядка. Продольная регулярность отчетливо проявляется на разных иерархических уровнях структурной организации разломных зон, имеет место для дизьюнктивов, отличающихся по морфогенетическому типу, тектоническому режиму формирования, стадиям развития, т.е. представляет для рассматриваемых объектов наиболее общую (синергетическую) закономерность разрывообразования. В данном качестве продольная регулярность является первичной для строения разломных зон, в то время как неоднородности горных массивов лишь осложняют (иногда существенно) ее проявление в конкретных природных ситуациях.

Характер стадийности формирования внутренней структуры континентальных разломных зон. Способность к ранжированию, как главное свойство кинетики разрывной деформации, обусловливает временную неравномерность формирования и строгую иерархию в структуре разломных зон. Развитие разрывных нарушений путем постепенного увеличения их размеров за счет «прорастания» окончаний происходит, пока концентрация дислокаций данного ранга в нагруженном объеме не достигнет критического уровня. После этого наступает момент резкого увеличения длин некоторых из них за счет объединения с другими, иногда равными по протяженности разрывами с образованием нарушений следующего масштабного ранга. В ходе формирования разломной зоны любого типа и ранга имеют место две наиболее значительные перестройки структуры, когда образующиеся в результате их осуществления разрывы значительным образом меняют «несущую способность» деформируемого объема земной коры. Это момент главной структурной перестройки, когда наиболее крупные из возникших разрывов нарушают объем полностью (что приводит к потере его устойчивости), а также появление магистрального сместителя, знаменующее начало разрушения с образованием двух обособленных блоков. Момент главной перестройки, как и возникновение сместителя, отчетливо отражается во внешних признаках состояния структуры. В пределах разломных зон, прошедших в своем развитии главную перестройку, появляются участки, представленные одним крупным активным разрывом (см. рис. 6-7). На графике «нагрузка-деформация» этим двум временным моментам соответствуют характерные точки изгиба кривой (см. рис. 4), первой из которых отвечает предельное напряжение (конечная прочность), а второй – уровень остаточных напряжений от трения на магистральном сместителе.

Соответствие определяемых визуально характерных состояний разрывных сетей и разновидностей деформационного поведения нагруженного объема позволяет, исходя из физических и структурных критериев, разделить процесс разрывообразования в разломной зоне на три главные дизьюнктивные стадии (ранняя, поздняя и стадия полного разрушения), отделяющиеся друг от друга моментами проявления главной структурной перестройки и возникновения магистрального сместителя. Им предшествуют упругая и пластическая стадии формирования разломной зоны, в течение которых развиваются деформации не разрывного типа.

Ранняя и поздняя дизьюнктивные стадии делятся на подстадии, существование каждой из которых обусловлено появлением в разломной зоне нового ранга опережающих разрывов. Процесс практически не фиксируется во внешних признаках, но отчетливо проявляется в установленных экспериментальным путем временных вариациях параметров разрывной сети: длины максимального (наиболее протяженного) разрыва в зоне, средней ширины зоны и общего количества активных разрывов на участке зоны фиксированной протяженности. Следует отметить, что общие тенденции временных вариаций перечисленных параметров подтверждают известные закономерности формирования структуры (рис. 8, а). Ее развитие идет по пути уменьшения количества активных разрывов за счет их прорастания и объединения друг с другом, причем структурообразование концентрируется во все меньшем и меньшем объеме. Наряду с этим имеют место синхронные частные вариации, когда для отдельно взятого достаточно короткого временного периода характерно одно и то же поведение всех перечисленных количественных характеристик (см. рис. 8, а): моментам резкого возрастания длины максимального разрыва отвечают скачкообразные изменения и двух других параметров. Эти вариации являются количественным выражением перестроек, разделяющих подстадии развития разлома.

В течение подстадий параметры внутренней структуры в своих вариациях сохраняют аналогичные всему процессу в целом тенденции, но каждой из них присущи строго определенные взаимоотношения между разрывами. Об этом свидетельствуют экспериментально полученные графики зависимости количества разрывов от их длины, построенные для отдельных этапов развития в логарифмических координатах (см. рис. 8, б). Они группируются в несколько пучков, соответствующих каждой из подстадий, что отражает самоподобие процесса разрывообразования в течение рассматриваемых отрезков времени. Период сравнительно стабильного развития структуры заканчивается резким изменением значений ее параметров: происходит значительная перестройка в структуре, и процесс выходит на следующую подстадию разрывообразования.

Структурная перестройка, как качественный переход от одного сравнительно стабильного состояния к другому, требует значительных энергетических затрат. В связи с этим перед каждой перестройкой наблюдается торможение процесса разрушения, когда накапливается энергия для существенных структурных изменений в зоне разлома. Когда ее оказывается достаточно, происходит лавинообразное разрушение перемычек между наиболее крупными разрывами. Это приводит к изменению напряженного состояния в зоне, так как протяженные разрывы вызывают перераспределение напряжений и, в частности, их падение в значительных объемах деформируемого материала. Длительность структурной перестройки зависит от условий деформирования. Протекая практически мгновенно при хрупком разрушении, она занимает продолжительное время при развитии крупных разломов, характеризующемся существенно пластическим поведением литосферы.

После структурной перестройки многие мелкие разрывы, попав в зону влияния новообразованных сравнительно крупных нарушений, прекращают развитие и переходят в латентное существование. Отражением этих изменений, происшедших при переходе от одной подстадии структурообразования к другой, в параметрах разрывной сети является увеличение длины активных разрывов,





(а) Графики изменения ширины зоны (M), количества разрывов (N), длины максимального разрыва (L_M) и ее производной (L_M^*) во времени (t), позволяющие по синхронным изменениям параметров отделить друг от друга стадии развития сети разрывов (оттенки серого цвета – стадии; момент главной структурной перестройки – стрелка). (б) Графики логарифмической зависимости количества разрывов (N) от их длины (L), представляющие отдельные временные этапы (1-10) развития сдвиговой зоны и образующие пучки, которые соответствуют четырем стадиям (I-IV).

уменьшение их количества, сокращение ширины зоны разлома. Далее процесс протекает в нормальных условиях на следующей подстадии, пока состояние разрушаемого объема не вступит в противоречие с внешними силами, т.е. до момента следующей структурной перестройки. Таким образом, происходит неравномерное во времени формирование структуры разломной зоны.

Количество подстадий определяется длительностью разрывообразования в конкретной разломной зоне и в целом при прочих равных условиях уменьшается с увеличением скорости деформирования, уменьшением размеров нагруженного объема литосферы, а также в ряду «зона сжатия – зона сдвига – зона растяжения». Последнее связано с гравитацией, которая не играет существенной структурообразующей роли в зонах сдвига, ускоряет разрушение за счет вклада веса висячего блока в величину внешней нагрузки в зонах растяжения и замедляет процесс в зонах сжатия, оказывая тормозящее воздействие на формирование магистрального сместителя. Процесс в качественном отношении протекает аналогично в пределах полос развития гравитационных разрывов, возникающих на периферии разломных зон сжатия и растяжения. Однако гравитационное разрывообразование существенно отстает от процесса в основной зоне (на одну стадию) и в природных условиях по объективным причинам не достирает стадии полного разрушения.

Таким образом, стадийность формирования внутренней структуры в континентальных разломных зонах имеет двухуровневый характер. Он определяется наличием стадий и подстадий разрывообразования, которые тесно взаимосвязаны. На уровне подстадий процесс обусловлен механизмом ранжирования опережающих или гравитационных нарушений, причем без количественной оценки состояния разрывной сети он практически не фиксируется. В противоположность этому стадии разрывообразования представляют собой длительные отрезки времени, в течение которых состояние структуры разломной зоны не меняется кардинальным образом. Разлом на ранней дизъюнктивной стадии развития представлен широкой зоной сравнительно мелких разнотипных разрывов, ориентированных под углом к генерализованному положению дизьюнктива в пространстве. Разлом на поздней дизьюнктивной стадии развития представлен сравнительно узкой зоной распространения ветвящихся сравнительно крупных нарушений, образующих сложные сети в местах сочленения друг с другом и часто представленных одним активным разрывом между этими участками. Разлом на дизъюнктивной стадии полного разрушения представлен единым магистральным сместителем и разнотипными (приуроченными обычно к его изгибам) оперяющими разрывами, причем разрушение деформируемого объема в данном случае является полным лишь с механической точки зрения, так как два обособленных блока контактируют друг с другом по достаточно мощной зоне тектонитов. Внутренняя структура зон сжатия и растяжения на второй и третьей стадиях развития может осложняться наличием полосы распространения гравитационных разрывов, формирование сети которых происходит обособленно, запаздывая в сравнении с основной частью зоны, представленной опережающими или оперяющими нарушениями.

Уровень стадий разломообразования обусловливается спецификой поведения литосферного объема под воздействием внешних сил, и каждому из характерных состояний структуры соответствует определенный участок кривой «нагрузка-деформация». Поскольку в данном случае появление магистрального сместителя в разломной зоне происходит после сменяющих друг друга во времени состояний упругости, упрочнения и ослабления, поведение деформируемого объема классифицируется как упруго-пластическое. Формирование разрывной структуры происходит в процессе упрочнения, ослабления и разрушения, границами которых, соответственно, являются максимальное и остаточное уровни напряжения скалывания. При разломообразовании эти состояния соответствуют не всему деформируемому объему, а лишь субстрату в разломной зоне. Таким образом, каждой их дизъюнктивных стадий развития разломной зоны свойственно определенное напряженно-деформированное состояние субстрата, особый парагенезис разрывов 2-го порядка, характерное распределение их плотности, специфические соотношения параметров разрывной сети.

Прикладной аспект закономерностей формирования континентальных разломных зон. Представленные выше закономерности относятся к разряду наиболее общих, так как определяются известными из механики свойствами протекающей в разломных зонах деформации, характерны для широкого набора объектов по масштабу и не зависят в качественном отношении от структурновещественной специфики конкретных регионов. В то же время конкретные формы проявления установленных закономерностей отличаются при структурообразовании в различных условиях деформирования, то есть зависят от типа нагружения, скорости деформирования, реологических характеристик среды, размеров деформируемого объема. Условия развития мелких разломов по сравнению с крупными придают субстрату большую хрупкость. Это приводит к значительному сокращению продолжительности поздней дизъюнктивной стадии развития разломной зоны и существенному упрощению ее внутренней структуры, которая в предельном случае представлена лишь тремя примерно ортогональными системами трещин. Продолжительность поздней дизъюнктивной стадии также сокращается (но в меньшей степени) под влиянием гравитации у более крупных разломных зон растяжения по сравнению с аналогичными по рангу дизъюнктивами, формирующимися при сдвиге и сжатии. К внешне такому же эффекту приводят увеличение скорости деформирования, уменьшение окружающего давления, температуры и, в меньшей степени, вариации других параметров, увеличивающих хрупкость деформационного поведения.

Таким образом, некардинальные изменения условий деформирования оказывают влияние на параметры разрывообразования в разломных зонах (продолжительность стадий, количество подстадий, расстояние между максимумами плотности разрывов, скорость и амплитуду миграции активности, количество систем в парагенезисе разрывов 2-го порядка и др.). Однако само существование наиболее общих закономерностей структурообразования, определяющихся спецификой деформации (наличие трех главных стадий развития разломных зон, поперечная и продольная неравномерность нарушенности, качественный состав парагенезиса опережающих и оперяющих разрывов), остаются неизменными. Эти пространственно-временные особенности разрывообразования являются неотъемлемой частью формирования структуры разломной зоны и отражают неравномерность, как фундаментальное свойство процесса разрушения упруго-пластической литосферы, проявляющееся даже в условиях стабильного тектонического режима. Местные факторы, осложняющие картину разрывообразования в разломных зонах (главным из которых является наличие уже существующих структурновещественных неоднородностей), могут быть лишь причиной различного рода частных отклонений от общих закономерностей и отражать, тем самым, специфику проявления последних в конкретных регионах. Как следствие этого, представленные выше закономерности определяют главные особенности связанных с разломами важных в практическом отношении процессов, т.е. сейсмическую активность локализацию рудоотложение, миграцию подземных вод и дегазацию земных недр.

Исследование специфики проявления тектонофизических закономерностей разрывообразования в сейсмогенных, металлогенических и водоносных зонах позволило обобщить характерные особенности проявления в разломных зонах сопутствующих деструкции процессов в таблице (рис. 9). Главным фактором, влияющим на распределение продуктов этих процессов, является степень зрелости внутренней структуры разломной зоны, которая определяет ее принадлежность к одной из трех главных стадий развития. Каждой из них соответствуют строго определенные напряженнодеформированное состояние субстрата и парагенезис разрывов 2-го порядка, что обусловливает неравноценность стадий, как в отношении комплексного процесса рудоотложения, так и в отношении сейсмичности, непосредственно связанной с разломообразованием. Наибольшей интенсивностью сопутствующих деструкции процессов и, как следствие этого, сложностью в распределении землетрясений, рудных месторождений, а также обводненности отличаются разломы поздней стадии, т.к. именно она по большому счету отражает процесс разрушения нагруженного объема земной коры. При этом для некоторых сбросовых, сдвиговых и надвиговых зон любой стадии развития может быть характерна продольная регулярность распределения землетрясений и рудных месторождений (см. рис. 6), закономерно связанной с выявленными особенностями нарушенности субстрата в их пределах. Таким образом, выделение границ разломных зон и оценка стадии их развития должны являться главными видами прикладных структурных исследований, осуществляемых в связи с анализом распределения рудных месторождений, сейсмической активности и водопроявлений в конкретных природных регионах.

Рассмотренные в статье закономерности легли в основу новых способов и приемов выявления разломных зон, которые объединены в методе специального структурного картирования. В отличие от существующих методик он позволяет картировать разломы земной коры в их широком тектонофизическом понимании на базе исследования повсеместно распространенной «немой» трещиноватости. Основу для исследования составляют статистические замеры трещин, рассекающих любой коренной выход горных пород на картируемой территории. Обработка массовых замеров проводится путем построения круговых и прямоугольных диаграмм, а их анализ и интерпретация – в соответствии с тем, что основу трещинной структуры разломных зон составляет парагенезис из трех примерно ортогональных систем трещин (см. рис. 5). По его ориентировке в пространстве сдвиги, с одной стороны, а надвиги (взбросы) и сбросы – с другой, четко отличаемы друг от друга. Идентификация разломов, формирующихся в условиях сжатия и растяжения, возможна по зональности внутреннего строения (см. рис. 5).

Суть методики заключается в выявлении для каждой диаграммы троек-систем трещин, группировании их по пространственной ориентировке и выделении на местности линейно вытянутых участков



Рис. 9. Общие закономерности проявления в разломной зоне важных в практическом отношении сопутствующих деструкции процессов.

РДС, ПДС и ДСПР – ранняя дизъюнктивная, поздняя дизъюнктивная и стадия полного разрушения, соответственно.

распространения однотипных тройственных парагенезисов, которые интерпретируются как разломные зоны (рис. 10). Если в какой-либо точке встречен разломный сместитель, плоскости со штрихами скольжения и другие специфические структурные элементы, то полученная при их изучении уникальная информация переносится на всю пространственно связанную с ней зону. Таким образом, в конечном итоге в распоряжении исследователя оказывается необходимая информация о структуре всей исследуемой площади: откартированы сместители разломов и зоны их влияния в трещиноватости, оконтурены блоки, собраны данные о структурном заполнении и происхождении выделенных объемов (см. рис. 10).

Карты, составленные в ходе спецкартирования, можно рассматривать в качестве карт современной разрывной структуры земной коры. На них отражаются лишь те элементы, которые закономерно проявлены в «открытой» трещиноватости, имеющей разный возраст образования, но нарушающей горные породы изучаемой территории в настоящее время. Кроме отмеченной смысловой нагрузки, карты данного типа обладают серией существенных преимуществ по сравнению с традиционными структурно-геологическими материалами. Они могут быть составлены для любого природного региона, где обнаженность горных пород позволяет производить статистические исследования трещиноватости. Работы по спецкартированию аналогичны обычной геологической съемке по принципам организации и могут проводиться с ней совместно, что делает их особенно эффективным методом исследований. Кроме того, массовый статистический характер информации, полученной в каждой



Рис. 10. Карта разрывной структуры северо-восточной части Приольхонья, составленная в результате спецкартирования.

Римскими цифрами обозначены разломы, являющиеся сегментами более крупных дизъюнктивов.

1 – разломная зона, выявленная по распространению однотипных троек-систем трещин; 2 – блок, вычленяемый разломными зонами и характеризующийся определенной организацией трещинной сети, количество систем в которой составляет менее 12 (a), 12-14 (б) или более 14 (в); 3 – сместители разломных зон сбросового (a), взбросового или надвигового (б), левосдвигового (в), правосдвигового (г), сбросо-сдвигового (д) или неустановленного (е) типов; 4 – сместитель разломной зоны, наличие которого предполагается по геоморфологическим и другим косвенным признакам; 5 – элементы залегания сместителя; 6 – разломные зоны левого сдвига (a), правого сдвига (б) или растяжения (в), в пределах которых не установлено наличие магистрального сместителя (разрядка в штриховке свидетельствует о предполагаемом продолжении зоны); 7 – диаграмма, характеризующая поле напряжений в разломной зоне (белое – квадрант сжатия, черное – растяжения); 8 – диаграмма, на которой черными кружками показано положение 4-6 наиболее интенсивно проявленных в блоке систем трещин; 9 – реки (a) и пересыхающие водотоки (б).

точке наблюдения по трещинам, позволяет представить результаты картирования в количественных показателях (интенсивность проявления троек-систем трещин, системность и др.), которые могут быть прокоррелированны с параметрами, характеризующими поля любого типа (геофизические, геохимические и т.п.).

В связи с вышеизложенным составление карт нового типа рекомендуется в первую очередь для геодинамических исследований, ориентированных на анализ последних этапов эволюции земной коры. С другой стороны, они могут служить информативной структурно-геологической основой для прикладных исследований, связанных с проведением разнотипных инженерно-геологических изысканий, картированием структур рудных полей и сейсмогенных разломов.

Исследования осуществлялись в рамках проектов РФФИ (№ 07-05-00061; № 08-05-98062), а также программ фундаментальных исследований СО РАН (ОНЗ-6 и ОНЗ-7.6; 7.7).

ЛИТЕРАТУРА

- *Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд. АН СССР. 1963. Ч. 3, 4. 544 с.
- *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс». 2005. 572 с.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: КДУ. 2005. 496 с.
- *Еловских В.В.* Геология и полезные ископаемые Дербеке-Нельгехинской рудной зоны // Тр. ЯФАН, сер. геол. 1956. № 3. С. 93-105.
- *Леонов В.Л.* Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука. 1989. 105 с.
- Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра. 1987. 128 с.
- *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука. 1965. 210 с.
- Месторождения металлических полезных ископаемых // В.В. Авдонин, В.Е. Бойцов, В.М. Григорьев и др. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 1998. 269 с.
- *Михайлова А.В.* Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов // Экспериментальная тектоника (методы, результаты, перспективы). М.: Наука. 1989. С. 209-227.
- Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 295 с.
- *Осокина Д.Н.* Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника (методы, результаты, перспективы). М.: Наука. 1989. С. 163-196.
- Плотников Л.М. Структуры сдвига в слоистых геологических телах. Л.: Недра. 1991. 151 с.
- *Радкевич Е.А.* Положение гранитных интрузий в мезозойских структурах Тихоокеанского пояса // Мезозойский тектогенез. Магадан: 1971. С. 259-268.
- Разломообразование в литосфере. В 3-х томах // С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. 1991. 262 с.; 1992. 228 с.; 1994. 264 с.
- *Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 171-181.
- *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.
- *Ружич В.В.* Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. 1997. 145 с.
- *Самыгин С.Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука. 1974. 208 с.
- Ставцев А.Л. Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра. 1983. 140 с.
- Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука. 1983. 240 с.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра. 1981. 247 с.
- Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburg. 1951. 206 p.
- Geological Map of Viet Nam (The North Part). Scale 1:1 000 000. Hanoi. 1973.

Kim Y.-S., Peacock D.C.P., Sanderson D.J. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta // J. Struct. Geol. 2003. V. 25. P. 793-812.

Mandl G. Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts. Elsevier. 1988. 407 c.

Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 1990. 440 p.

Sibson R.H. Fault rocks and fault mechanisms // J. Geol. Soc. London: 1977. V. 133. P. 191-213.

Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. V. 81, № 6. P. 1625-1640.

ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Л.А. Сим

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

Основные принципы анализа полей напряжений, действующих в определенных объемах земной коры, сформулированы М.В. Гзовским, впервые начавшим систематическое изучение современных и древних тектонических напряжений и предложившим метод их реконструкции на основе выделения сколовых сопряженных трещин, которые определяются по их пересечению, противоположности направлений смещений [Гзовский, 1954]. Метод основан на представлениях теории прочности Кулона, согласно которой разрушение материала и образование разрыва связывается с плоскостью действия максимальных касательных напряжений. Положение сколовых трещин может отличаться от плоскостей действия максимальных касательных напряжений на угол скалывания α. Таким образом, сколовые трещины расположены симметрично относительно оси максимального сжатия оз под углом (45°-α), соответственно, оси минимального сжатия σ_1 под углом (45°+α), а промежуточная ось σ_2 совпадает с линией пересечения сопряженных сколов, а для их выделения производится массовый замер трещиноватости. Сопряженные сколы выделяются по центрам 2-х максимумов плотностей трещин. Т.к. природа трещин разнообразна, то принимается, что доминирующими являются тектонические, сформировавшие две одновозрастные системы трещин в едином поле напряжений. В процессе деформирования плоскости трещин могут разворачиваться, поэтому наименование осей σ_1 и σ_3 проверяется по ориентировке векторов перемещения на зеркалах скольжения. Дальнейшее развитие полевых методов реконструкции тектонических напряжений привело к формированию двух больших групп, одна из которых названа методами структурного, а вторая – дислокационного анализа [Ребецкий, 2002] или структурно-парагенетической, а вторая – кинематической группами методов [Гинтов, 2005].

Первая группа основана преимущественно на выделении сколовых сопряженных трещин. Наиболее конструктивные усовершенствования в выделении таких групп трещин предложены в *статистическом методе* реконструкции тектонических напряжений П.Н. Николаева [Николаев, 1977, 1992] (рис. 1).



Рис. 1. Методика выделения трещин в реконструкции осей главных нормальных напряжений (по [Николаев, 1992, с. 63]):

а– матрица-диаграмма трещиноватости; δ – схема образования разброса; *в* – реконструкция осей напряжения; *г* – симметрия траекторий преимущественного разброса трещин; *l* – изолинии трещиноватости и направление разбросов; *2* –максимумы трещиноватости; *3* – системы сопряженных трещин; *4* – кинематическая плоскость; *5*, *6* – направления разбросов трещин в пределах: *5* – разных систем, *6* – максимумов трещиноватости; *7* – разброс ориентировок напряжений; *8* – выход промежуточной оси; *9* – траектории преимущественного разброса систем (I-IV).

Он заметил на многочисленных стереограммах и вероятностных диаграммах-матрицах плотности трещин асимметричный разброс трещиноватости со смещением максимума концентрации трещин в сторону оси сжатия и разбросом в сторону оси растяжения, что и является критерием выделения сопряженных пар трещин. Это позволило ему сформулировать принцип выделения пар сопряженных сколовых трещин следующим образом: «Для выделения пар сопряженных трещин и установления ориентировки осей главных нормальных напряжений необходим и достаточен анализ направления преимущественного разброса в ориентировках каждой системы» [Николаев, 1992, с. 66]. Опыт автора в использовании статистического метода реконструкции тектонических напряжений на Тимане и Мезенской синеклизе показал затруднительность однозначного выделения сопряженных пар трещиноватости статистическим методом в рифейских и палеозойских породах Среднего Тимана. Лишь в четвертичных отложениях Мезенской синеклизы обнаружен отчетливо выраженный асимметричный разброс трещин (рис. 2), позволивший установить ориентировки осей главных нормальных напряжений [Сим, 1980, 2000]. Массовые замеры трещиноватости используются (особенно на платформах) для подтверждения разломной природы линеаментов, определения ориентировки плоскости сместителя линеамента-разлома и линии перемещения на этой плоскости путем анализа поясного распределения трещиноватости по методике В.Н. Даниловича [Данилович, 1961], а реконструированные ориентации осей главных нормальных напряжений позволяют линию перемещения превратить в вектор.

На критерии разрушений по наибольшим касательным напряжениям построен и *метод квазиглавных напряжений* В.Д. Парфенова [Парфенов, 1981, 1984], в которой по ориентации плоскости скола и вектора перемещения на ней восстанавливаются ориентировки «квазиглавных напряжений» главных осей напряжений, вызвавших смещение по разрыву по аналогии с техникой обработки сейсмологических данных. Последующий анализ массивов этих осей и плотности их распределения позволяет определить ориентацию истинных напряжений.



Рис. 2. Реконструкция тектонических напряжений по статистическому методу и выделение поясов трещиноватости.

l – Направление разброса трещин одной системы; 2 – выход на верхнюю полусферу осей сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1); 3 – полюс плоскости действия максимальных касательных напряжений и вектор перемещения по ней; 4 –полюс (R) и плоскость разлома ((жирная дуга с т.т. В и К); 5 – полюс (В) и пояс трещиноватости (PP1); 6 – изолинии плотностей полюсов трещин; 7 – простирание плоскости разлома и кинематический тип (сбрососдвиг правый). К – выход линии перемещения по разлому. Сетка Вульфа, верхняя полусфера.

К выделению сколовых сопряженных трещин относятся методы анализа трещин и других мелких структурных форм в зонах разломов. К ним относятся метод морфокинематического анализа [Гинтов, Исай, 1984; Гинтов, 2005а, 2005б] и структурно-геоморфологический (СГ) метод [Сим, 1991, 2000].

При исследованиях методом морфокинематического анализа детально картируются структурные и динамометаморфические парагенезы в зонах разломов и с помощью предложенной авторами системе уравнений по ориентации откартированных структур производится расчет ориентировок главных нормальных осей напряжений. Метод незаменим для реконструкции древних архейпротерозойских тектонических напряжений и деформаций, в частности, на щитах Восточно-Европейской платформы.

СГ метод существенно проще морфокинематического и основан на анализе оперяющих разрывов в зоне динамического влияния сдвигов. В основу метода положено предположение о преобладающих сдвиговых перемещениях по разломам фундамента платформ в новейший этап, приводящих к следующим следствиям: разломы в осадочном чехле формируются (прорываются на дневную поверхность) в виде крутопадающих плоскостей; а на дневной поверхности, сложенной молодыми отложениями, формируются хорошо дешифрирующиеся мелкие прямолинейные элементы (мегатрещины). Если последние закономерно ориентированы, то они являются опережающими (термин К.Ж. Семинского) разрывами и представляют триаду систем, две из которых – сколы, а третья (ориентированная по биссектрисе угла между сколами) – отрывы, совпадающие с ориентировкой оси сжатия сдвигового поля. Ориентация триады опережающих разрывов между собой и по отношению к разлому фундамента должна соответствовать таковым, полученным при моделировании сдвигов и их полевом изучении. Эти взаимные ориентировки разрывов в зоне сдвига, а также их ориентация по отношению к основному разлому были обобщены М.В. Гзовским. На рис. 3, названной нами палеткой Гзовского, отражены 4 варианта возможной взаимной ориентировки плоскости сдвига, трещин отрыва и сколов. При левом сдвиге по основному разломусхема будет, соответственно, зеркально развернута. Трещины отрыва иногда распознаются на фотоснимках или топоснове как прямолинейные вытянутые озерца, в целом «прямолинейные» водотоки, но интенсивно меандрирующие в отличие от сколовых трещин, выраженных часто в виде идеально прямых водотоков, берегов водоемов, болот и т.д.

На рис. 4 вдоль отдешифрированного крупного линеамента выделены различные системы мегатрещин, среди которых триада 1-3 соответствует варианту оси сжатия «В», а триада 4-6 – варианту оси сжатия «А». Оба варианта ориентировки оси сжатия приводят к левостороннему перемещению по разлому, но при варианте «В» формирование сдвига происходит в обстановке растяжения (стрелки поперек линеамента), а при варианте «А» – в трехосном напряженном состоянии.



Рис. 3. Схемы расположения осей напряжений и трещин в момент их возникновения при деформации сдвигания (по [Гзовский, 1975, с.148]) с упрощениями.

a – при угле скалывания 45°, *б* – при угле скалывания меньше 45°, *в* – при угле скалывания 45° и дополнительном растяжении, *г* – при угле скалывания 45° и дополнительном сжатии. *I* – Шов главного разрыва; *2* – трещины отрыва; *3*, *4* – сопряженные трещины скалывания; *5*, *6* – дополнительные обстановки: *5* –растяжения, *6* – сжатия. Оси главных нормальных напряжений: σ_1 – растяжения, σ_3 – сжатия.



Рис. 4. Дешифрирование мегатрещин и линеаментов для реконструкции направления сдвига и геодинамической обстановки прорыва разлома на дневную поверхность (Западная Сибирь, бассейн р. Пур). Объяснения в тексте.

При использовании СГ метода важным геологическим аспектом, вызывающим дискуссии, является выраженность разломов платформ в осадочном чехле и на дневной поверхности. Хорошо картируемый в фундаменте разлом затухает в осадочном чехле, а на дневной поверхности часто выражен лишь в виде зоны повышенной трещиноватости. Эти признаки проявления разлома в неотектоничекий этап на платформенных плитах хорошо объясняются данными моделирования сдвигов (рис. 5), которые показали, что при развитии сдвиговой подвижки по разлому фундамента в осадочном чехле возникают концентрации касательных (физическое моделирование) и эквивалентных (математическое моделирование) напряжений как в основании чехла непосредственно над разломом фундамента, так и на дневной поверхности, на которой зона повышенной трещиноватости может возникать еще на той стадии развития разлома, когда магистральная плоскость не образовалась (рис. 5, в). Чаще всего возможность определения стадии развития разлома отсутствует по объективным причинам, но закономерные ориентировки мегатрещин в зоне повышенной трещиноватости над разломом фундамента на рис. 4, соответствующие данным моделирования сдвигов, подтверждают тектоническую природу и линеамента, и мегатрещин, а также дают возможность реконструкции главных нормальных осей в горизонтальной плоскости, определения геодинамической обстановки активизации разлома фундамента и направления сдвигового перемещения [Сим, 2000].

Расширяющееся внедрение сейсмики 3Д в исследование тектоники нефтегазоносных районов показало широкое развитие сдвигов в осадочном чехле в самых разных районах мира [Тимурзиев, 2009].

Основным достоинством реконструкции тектонических напряжений 1-й группой методов является повсеместная распространенность трещин, а трудности связаны с широким развитием в природе лишь одной из двух сопряженных систем сколов (например, преобладающее развитие R-сколов в зонах сдвигов, отмеченное как при моделировании сдвигов, так и при анализе мегатрещин в зонах сдвигов при использовании СГ метода и, в отдельных случаях, преобладание ротационной трещиноватости над тектоническими. Например, в Мезенской синеклизе в верхнепермских отложениях в зависимости от ориентировки обнажения фиксировались максимумы ортогональных систем крутопадающих трещин с резко подчиненной ролью трещин других систем и лишь вблизи разломов распределение ориентировок трещин стремилось к формированию поясов трещиноватости.

Вторая группа методов реконструкции тектонических напряжений основана на анализе векторов тектонических перемещений на зеркалах скольжения (методы дислокационного анализа по Ю.Л. Ребецкому) [Гущенко, 1973, 1979; Angelier, 1975; Парфенов, 1981, 1984; Ребецкий, 1999, 2002 и др.].

Обоснование этого подхода опирается на теорию дислокационного скольжения Батдорфа-Будянского и содержит три основные предпосылки, сформулированные в кинематическом методе, разработанном О.И. Гущенко [1973, 1979]: Упругопластическое деформирование в заданном «однородноосном» поле напряжений в геологической среде происходит как за счет смещений по вновь образующимся поверхностям трещин (разрывов), так и за счет перемещений по уже существующим ослабленным сечениям различного возраста и генезиса; каждое смещение вызывает возмущение поля напряжений только более мелкого масштабного уровня, а исходное поле напряжений остается



Рис. 5. Разрушение слоя над сдвигом в его основании.

а – расчетные эквивалентные напряжения, ответственные за разрушение [Ю.Л. Ребецкий, 1987]. Последовательные стадии развития разрывов [Михайлова, 2007]: *б* – зарождение разрыва в слое над областью сдвигания в основании; *в* – развитие разрывов двумя группами – снизу и сверху, *г* – объединение обеих групп разрывов. *I* – область двустороннего сжатия, область отсутствия разрывов; *2* – область «скалывания»: максимальные нормальные напряжения положительны, минимальные – отрицательны; *3* – изолинии эквивалентных напряжений; *4* – блоки фундамента в основании; *5* – зона дробления; *6* – разрывы (в разрезе).

неизменным; направление смещения вдоль всей поверхности плоскости сместителя совпадает с направлением касательного напряжения на этой плоскости и отвечает заданному полю напряжений. Важным условием применимости кинематического метода является положение о том, что «борозды скольжения являются следами последних...наиболее молодых сдвиговых тектонических подвижек, а следы более ранних смещений или стираются, или имеют худшую сохранность [Гущенко, 1979, с.9].

Анализ совокупности измеренных в поле векторов тектонических перемещений, нанесенных на единую стереограмму, позволяет определить как ориентации главных нормальных и главных касательных напряжений, так и вид напряженного состояния.

На рис. 6 показаны стереограммы с результатами реконструкции тектонических напряжений кинематическим методом (графический вариант, [Гущенко, 1979]). Правилами нахождения осей напряжений в графическом варианте являются: вектора перемещений расходятся от оси σ_3 – максимальных и сходятся к оси σ_1 – минимальных сжимающих напряжений; границей разнонаправленных векторов являются плоскости действия осей σ_1 и σ_3 ; вектора совпадают с дугами больших кругов, расходящихся от осей σ_1 или σ_3 в случаях одноосного растяжения или сжатия, соответствено; при трехосном напряженном состоянии они должны находиться в створе острого угла, образованного пересечением дуг, расходящихся от разных осей.

Разработанные в последние десятилетия компьютерные программы дают возможность широкого использования информации об ориентировке векторов перемещений на зеркалах скольжения для расчета величин коэффициента Лоде – Надаи, осей деформаций и др. параметров полей напряжений и деформаций [Гущенко, 1999; Васильев, Мострюков, 2000].



Рис. 6. Реализация разных плоскостей касательных напряжений в реальной геологической среде (сетка Вульфа, верхняя полусфера).

l-3 – оси главных нормальных напряжений и плоскости их действия: $l - \sigma_1$, $2 - \sigma_2$, $3 - \sigma_3$; 4-5 – полюса плоскостей действия максимальных касательных напряжений t_2 (4) и $t_{1,3}$ (5); 6 – конические поверхности, оси которых совпадают с осями σ_1 и σ_3 ; 7 – вектора перемещений на ослабленных поверхностях (m – уверенные, n – с неопределенным знаком; o – противоречащие найденному полю напряжений); 8 – системы дуг больших кругов, расходящихся от осей σ_1 и σ_3 . Привязки стереограмм: ∂ – Казахстан, остальные – Приполярный Урал.

Некоторые «несоответствия» распределения реальных поверхностей со смещениями теоретическим представлениям. Согласно теоретическим прелставлениям и данным моделирования наибольшее количество борозд скольжения должно фиксироваться на плоскостях, близких к плоскостям максимальных касательных напряжений t_2 (t_{max}) в случае трехосного напряженного состояния или на плоскостях, конусообразно расходящихся от осей σ_1 или σ_3 в случаях одноосного напряженного состояния.

Между тем, при трехосном нагружении ($\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$) кроме максимальных касательных напряжений, обусловленных разностью абсолютных величин главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 , значимые касательные напряжения могут быть и за счет разности абсолютных величин между σ_1 и σ_2 (t_3), а также между σ_2 и σ_3 (t_1). Несмотря на то, что величины касательных напряжений на плоскостях t_1 и t_3 меньше, чем на плоскостях t_2 , в реальной среде из-за наличия неоднородностей фиксируются случаи, когда для тектонических перемещений, вызванных воздействием последнего поля напряжений, используются уже существовавшие в горной породе плоскости, близкие по ориентации к плоскостям действия t_1 или t_3 . Рассмотим этот и другие феномены распределения плоскостей со следами скольжения и возможные методические следствия.

Распределение векторов перемещений лишь на рис. 6, б, е, ж сгруппировано вблизи плоскости действия t_2 . Основные максимумы плоскостей-сместителей на рис. 6, в и 6, е приурочены, соответственно, к плоскости t_1 и t_3 . Нами вслед за М.В. Гзовским и другими исследователями [Гзовский, 1975] принято, что подавляющая масса борозд скольжения образована в наиболее молодом поле напряжений. Тогда приведенные примеры показывают, что в неоднородной среде в последнем поле напряжений при деформировании пород достаточно часто используются уже готовые неоднородности, а не формируются пары новых сколовых плоскостей под углом 45 (непосредственно плоскости касательных напряжений) или 45°- α (собственно сколовые плоскости) к оси сжатия.

Для проверки количества новообразованных трещин было проведено специальное изучение трещиноватости в зонах динамического влияния разломов в протерозойских комплексах Приполярного Урала. Анализ плотности трещин дал возможность восстановить ориентацию плоскости разлома и линию основного перемещения по нему методом выделения поясов трещиноватости [Данилович, 1961]. По этой же плоскости разлома восстановлены допустимые направления последнего перемещения согласно реконструированным неотектоническим напряжениям и соответствующие этим перемещениям пояса трещиноватости. Оказалось, что процент неотектонических трещин в докембрийских отложениях Приполярного Урала в зонах активизированных новейших разломов составляет 15-30% от общего числа, соответственно, восстановить только по трещиноватости новейшее поле напряжений здесь вряд ли удастся [Сим, 2000]. Если плоскости с максимумами борозд скольжения в районе полюсов плоскостей действия t_2 и t_3 на стереограмме рис.6е трактовать как сопряженную систему трещин, то можно восстановить ошибочные ориентации осей главных нормальных напряжений.

Другие феномены распределения плоскостей с бороздами скольжения обнаружены в ситуациях, близких к одноосному сжатию (рис. 6, б, в, г, д) и к одноосному растяжению (рис. 6, ж, з). Если оси сжатия и растяжения принять за оси конусов, угол при вершине которых равен 90°, то при одноосном напряженном состоянии полюса плоскостей действия касательных напряжений должны располагаться (при данной точности реконструкции положения осей) на следах конусов или вблизи них. Лишь на стереограммах на рис. 5, б, ж заметна тенденция группирования плоскостей со смещениями вблизи конических поверхностей вокруг осей σ_1 и σ_3 .

На рис. 6, г в ситуации, приближенной к одноосному сжатию, плоскости с векторами перемещений сгруппированы вблизи оси сжатия. Это - плоскости рассланцевания с разбросом в их ориентировках и направлениях перемещений по ним. Несмотря на то, что сланцеватость субнормальна к реконструированной оси сжатия, вопреки теоретическим запретам, по ее плоскостям происходят перемещения. Связано это, по всей вероятности, с малым трением на плоскостях рассланцевания, обусловленной скоплением на них минералов подгруппы листовых силикатов, которые облегчают тектонические перемещения.

Приведенный пример требует более детального рассмотрения. Стереограмма на рис. 6, г составлена по следам тектонических перемещений, зафиксированных в протерозойских метаморфизованных породах в ядре Ляпинского антиклинория на Приполярном Урале. Плоскости рассланцевания, вероятнее всего, сформировались в процессе байкальской складчатости и неоднократно подновлялись, в том числе в герцинский этап. В позднегерцинский этап в обстановке затухания магматической деятельности в ядре названного антиклинория сформировалась Приполярноуральская хрусталеносная провинция [Карякин, Смирнова, 1967]. Позднегерцинский возраст гнезд горного хрусталя определен по абсолютному возрасту минералов в гнездах [Буканов, 1974]. Т.к. оси главных нормальных напряжений, восстановленные по следам перемещений на плоскостях сланцеватости в целом не противоречат ориентировкам осей напряжений, относящихся к постгнездовому этапу, то эти следы свидетельство последних перемещений по древним плоскостям. Перемещение по ним при их субперпендикулярности к оси сжатия могло быть только в обстановке всестороннего растяжения, когда наиболее приближены друг к другу берега трещин, параллельных оси сжатия. Соответственно, трение между ними больше, чем между берегами трещин другой ориентации. Доказательством такой обстановки является изобилие позднегерцинских мощных кварцевых кварцевых жил в ядре Ляпинского антиклинория и наличие хрусталеносной провинции. Необходимо отметить, что в неотектонический этап структурный план этого района практически полностью унаследованный от позднегерцинского.

Относительная концентрация полюсов площадок с бороздами скольжения вблизи плоскостей действия оси сжатия (рис. 6, д) и оси растяжения (рис. 6, з) показывает, что смещения происходят по поверхностям, субпараллельным осям σ_3 и σ_1 . При одноосном растяжении подобное распределение можно объяснить тем, что в обстановке растяжения наименее раскрытыми остаются трещины, парал-

лельные оси растяжения – на них и зафиксировались следы подвижки. Это не означает, что по прочим плоскостям не было перемещений – вероятно, на них не было условий для образования борозд скольжения из-за малого трения между берегами трещин в связи с их относительной раскрытостью.

Такое же распределение плоскостей сместителей при одноосном сжатии можно объяснить лишь тем, что это породы, в которых направление движения определять надо не по правилу Гофера, а наоборот, т.е. ось сжатия должна быть осью растяжения. Подобные определения направлений перемещения обсуждались в литературе [Громин, 1970 и др.]. Такие ситуации требуют дополнительного полевого изучения механизма формирования микроформ на поверхности скольжения и уточнения, являются ли уступы микростилолитами или это – микропроявления отложений растворенного вещества.

Приведенные примеры свидетельствуют, что в геологической среде из-за ее разного рода неоднородностей возможны отклонения от модельных представлений о характере процессов деформирования.

Как отмечено выше, многие определения тектонических напряжений, приведенных на рис.6, получены в хрусталеносной провинции Приполярного Урала. Здесь на локальном уровне выделен особый вид напряженного состояния, названный вариацией (рис.6а). Он характеризуется наличием в одном объеме горных пород как векторов перемещения, образованных при одноосном сжатии, так и при одноосном растяжении, т.е. коэффициент $\mu\sigma$ меняется от +1 до -1. В тех же объемах измерены вектора перемещений, образованные при $\mu\sigma = 0$. Вариация вида напряженного состояния (ВВНС) строго приурочена к гнездам горного хрусталя. Эти гнезда формируются на пересечении рудоподводящих и рудоконтролирующих разломов. ВВНС отражает, вероятно, пульсирующий режим активизации разломов, который помогает миграции гидротермальных растворов и формированию горного хрусталя. ВВНС предложено использовать как тектонофизический критерий прогноза гнезд горного хрусталя. В тектонических блоках, насыщенных месторождениями пьезосырья, для локальных стресс-состояний характерно напряженное состояние, близкое к одноосному растяжению.

Объединяющим полевые методы реконструкции тектонических напряжений обоих перечисленных групп является метод *парагенетического анализа дизъюнктивных структур* [Расцветаев, 1982, 1987], который Ю.Л. Ребецкий отнес к методам расчета квазипластических деформаций [Ребецкий, 2002]. Л.М. Расцветаев установил «некоторые общие геомеханические модели дизъюнктивной деформации элементарных геомеханических объемов, отвечающие различным типам напряженно-деформированного состояния, реологического поведения и внешнего нагружения этих объемов» [Расцветаев, 1987, стр. 171]. Автором этого метода разработаны шаблоны базовых комплексов мелких структурных форм (там же, с. 172-173), с помощью которых на качественном уровне можно получить информацию о характеристиках полей тектонических напряжений.

Выделение рангов полей напряжений. За основу ранжирования тектонических напряжений принят принцип изменчивости ориентировок локальных напряжений в окрестностях разлома при сдвиговой подвижке по нему. Эта изменчивость получена при оптическом и математическом моделировании сдвигов [Осокина, 1985; Осокина, Фридман, 1987] и свидетельствует о том, что в окрестностях разлома ориентировки осей локальных напряжений изменяются в пределах 45°. Все оси локальных напряжений (отнесем их ко II рангу) в этом случае могут быть описаны конусами сжатия и растяжения с углом при вершине 90°, а оси конусов, соответственно, будут осями сжатия и растяжения I ранга [Сим, 1982а]. На рис. 7 приведен пример определения общего поля напряжений по данным определений локальных стресс-состояний в отдельных точках наблюдения в пределах Пелингичейского блока, который был выделен на Приполярном Урале по структурным признакам. Блок представляет часть ядра Ляпинского антиклинория и характеризуется максимальной плотностью месторождений и проявлений горного хрусталя; в его пределах картируются самые мощные кварцевые жилы Приполярноуральской хрусталеносной провинции; а большинство определений локальных стресс-состояний с одноосным растяжением определены именно в этом блоке. Отметим, что оси сжатия локального уровня образуют поясное распределение вдоль плоскости действия оси сжатия общего поля напряжений, а оси растяжения концентрируются в конусе растяжения, что является признаком нахождения блока в обстановке, приближенной к всестороннему растяжению. В конусы сжатия и растяжения попадают по одной оси противоположного индекса. Оба этих противоречащих общему полю определения относятся к самым малым локальным объемам вблизи отдельных мелких разрывов на месторождениях горного хрусталя, которые явно относятся к более мелким структурам, чем рудоконтролирующие разломы на месторождении, определяющие прочие локальные стресс-состояния. Таким образом, на рис. 7 нашли отражение тектонические напряжения 3-х условных рангов: I – общее (блоковое) поле напряжений, на данном примере характеризующее вид напряженного состояния, близкий к одноосному растяжению и благоприятный для формирования хрусталеносного поля, II – локальные стресс-состояния, показывающие изменчивость ориентировок осей напряжений, вызванных преимущественно смещениями внутриблоковых разломов и контролирующих образование отдельных месторождений, а также III ранга, характеризующего подвижки по мелким разрывам в пределах отдельных месторождений и отвечающих за образование отдельных гнезд горного хрусталя.

Для анализа распределения плоскостей с бороздами скольжения в общем поле напряжений была рассчитана плотность полюсов этих плоскостей (рис. 8). Абсолютный максимум, оконтуренный изолинией в 4%, совпадает с полюсом одной из плоскостей t_1 и соответствует генеральному положению плоскостей рассланцевания в протерозое Приполярного Урала.



Рис. 7. Определение общего поля напряжений по данным определений стресс-состояний в локальных объемах (Пелингичейский блок, Приполярный Урал).

Рис. 8. Соотношение общей плотности плоскостей с бороздами скольжения (2601 замер) и плоскостей действия касательных напряжений общего поля в ядре Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал). Сетка Вульфа, верхняя полусфера.

l -оси: $\sigma_1 -$ минимальных, $\sigma_2 -$ промежуточных и $\sigma_3 -$ максимальных сжимающих напряжений общего поля. 2 -полюса плоскостей действия касательных напряжений t_1 , t_2 (t_{max}) и t_3 общего поля. 3 -изолинии плотности плоскостей с бороздами скольжения в %. 4 -Конуса «сжатия» и «растяжения». Остальное – в тексте.

Таким образом, на уровне анализа общего поля напряжений также обнаруживается, что в наложенном поле напряжений смещение происходит по уже готовым ослабленным плоскостям, как это отмечалось выше при рассмотрении локальных стресс-состояний.

Преимуществом методов дислокационного анализа следов тектонических перемещений, несомненно, является тектоническая природа борозд скольжения Исключение составляют следы перемещения, связанные с ледниками и оползнями, диагностировать которые можно достаточно уверенно. Возможность определения ряда параметров тектонических напряжений, которые крайне неуверенно определяются другими методами, также является достоинством, в частности, кинематического метода. Главные трудности при использовании методов этой группы связаны с определением знака (направления) перемещения и с нахождением зеркал скольжения в относительно стабильных областях.

Выводы. Рассмотренные методы реконструкции тектонических напряжений на основании полевых наблюдений показывают, что каждый из методов имеет свои достоинства и преимущества, также как и трудности и недостатки. Выбор метода исследования зависит от геологического строения района и задач, стоящих перед исследователем.

ЛИТЕРАТУРА

Буканов В.В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука. 1974. 212 с.

- Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Тектонофизическая реконструкция условий размещения благородных металлов в дунитах расслоенного массива // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики.М.: Наука. 2000. С. 281-294.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журн. 1984. Т. 6, № 3. С. 3-10.
- *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс». 2005а. 569 с.
- Гинтов О.Б. Комплексное решение обратной задачи тектонофизики на основе принципов Кулона-Навье-Мора // Геофиз. журнал. Киев: «Эссе». 2005. Т. 27, № 1. С. 5-19.
- *Громин В.И.* Малые структурные формы и палеореологические реконструкции. М.: Наука. 1970. 144 с.
- *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
- *Гущенко О.И.* Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Тр. ГИН РАН. 1999. Вып. 515. С. 108-125.
- *Данилович В.Н.* Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ. 1961. 47 с.
- Карякин А.Е., Смирнова В.А. Структуры хрусталеносных полей. М.: Наука. 1967. 240 с.
- Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. ВУЗов. Геология и разв. 1977. № 12. С. 103-115.
- Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра. 1992. 295 с.
- Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационнооптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С. 62-93.
- *Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74-119.
- *Парфенов В.Д.* Анализ напряженного состояния в ангидритовых тектонитах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С. 695-698.
- Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1, С. 60-72.
- *Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 904-909.
- *Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 171-181.

- *Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.
- *Ребецкий Ю.Л.* Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 227-243.
- Сим Л.А. Определение регионального поля напряжений по данным о локальных полях напряжений на отдельных участках (на примере зоны сочленения Мезенской синеклизы и Среднего Тимана) // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1982а. № 4. С. 35-40.
- Сим Л.А. Изменение вида напряженного состояния как признак хрусталеносности (на примере ПриполярногоУрала) // Эксперим. Тект. в решении задач теорет. и практ. геологии. Тез. Первого Всесоюзн. Симп., Новосибирск: ИгиГ СО АН СССР. 19826. С. 120-121.
- Сим Л.А., Мозженко О.А., Козлов А.В., Иванов Н.Н. Связь полей напряжений и хрусталеносности г. Гранитной (Приполярный Урал) // Изв. ВУЗов. Геол. И разв. 1983. № 7. С. 15-20.
- Сим Л.А., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Емец В.С. Поля напряжений в зонах разломов и формирование структуры рудных полей // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 151-158.
- Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.
- Сим Л.А., Юрченко О.С., Сироткина О.А. Тектонические напряжения северных частей Урала // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. С. 110-120.
- *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326-350.
- *Тимурзиев А.И.* Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью). Автореф. на соискание уч. степени докт. геол.-мин.наук. М.: ЦГЭ. 2009. 41 с.
- *Angelier J.* Sur l'analyse de measures recueilles dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methods dynamiques et cinematiquues // Bull/Soc. Geol. France. 1975. V. 281. P. 1805-1808.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИИ И РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Ю.П. Стефанов

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск, stefanov@ispms.tsc.ru; yu_st@rambler.ru

Введение. Геологические материалы – грунты и горные породы являются средами с ярко выраженной неоднородной структурой. Это класс материалов, свойства которых зависят от напряженного состояния, от давления при котором они находятся. В условиях растяжения геоматериалы имеют низкую прочность, в них быстро развиваются магистральные трещины. При умеренном давлении горные породы хрупки, в них разрушаются связи между зернами. С ростом давления они ведут себя как упругопластические тела и разрушаются вязким образом. В высокопористых породах при давлениях в десятки и сотни МПа происходит разрушение зерен, сокращается пористость, они уплотняются.

Эффективным методом исследования процессов деформации является численное моделирование. Практические потребности требуют не только повышения точности оценок, но и знания о развитии процесса деформирования под действием различного рода нагрузок. Такая же проблема стоит в исследовании геомеханических процессов, решение которой может быть получено в рамках решения задачи механики сплошной среды с использованием современной вычислительной техники.

Для решения задач о деформировании геологических сред необходимо уметь описывать поведение среды под нагрузкой. При построении математической модели нужно правильно выделить важнейшие особенности развития процесса деформации среды в рассматриваемых условиях. Совершенно очевидно, что рассмотреть и учесть при описании структуру материала с учетом геометрии и свойств отдельных компонентов явным образом не представляется возможным в силу огромного числа частиц и различия масштабов. На каком бы масштабе мы не рассматривали горную породу, она будет оставаться неоднородной. Поэтому необходимо применять модели поведения среды на основании данных о ее поведении с использованием эффективных характеристик, а влияние процессов и структуры более мелкого масштаба (но не значения) учесть через соответствующие уравнения.

Важнейшие особенности и математическое описание поведения геоматериалов. В зависимости от условий нагружения, а также структуры материала (пористости, трещиноватости, минерального состава и размера зерен) развитие деформации за пределом упругости в геологических средах сопровождается различными явлениями, рис. 1. При растяжении в таких материалах быстро развиваются магистральные трещины, разрушение, как правило, имеет хрупкий характер. В условиях сдвига поведение становится более сложным, часто сопровождается объемными изменениями и сильно зависит от давления. Неупругая деформация развивается, в первую очередь, путем смещений по границам имеющихся микротрещин, происходит разрушение межзеренных контактов. В этом случае возможно образование крупных трещин, которым, как правило, предшествует разрыхление, рассеянное накопление микротрещин с увеличением объема и локализация деформации. В высокопористых геоматериалах увеличение давления приводит к разрушению зерен. Их обломки забиваются в поры, поровое пространство сокращается, снижается проницаемость среды.

Особенности поведения горных пород обусловлены их неоднородной структурой и наличием пор и трещин разного масштаба. Несмотря на хрупкий характер разрушения на уровне зерен, образование трещин в условиях сжатия не приводит к полной потери прочности для большинства геологических материалов. Поведение тела зависит от траектории роста, возможности слияния и образования магистральных трещин. В свою очередь, это определяется условиями взаимодействия поверхностей несплошностей и величиной сжимающих напряжений, от которых зависят как условия контакта внутренних поверхностей, так и предельная длина трещин. В условиях бокового сжатия трение на поверхностях микротрещин обеспечивает достаточную прочность и для приращения деформации необходимо приложить дополнительные усилия. Лишь при формировании протяженных, магистральных трещин наблюдают заметный сброс напряжений до остаточной прочности. Таким образом, макроскопическое поведение за пределом упругости геоматериалов в условиях сжатия подобно пластическому, поэтому общепринято рассматривать их поведение с использованием теории пластичности.

Лишь при больших давлениях, характерных для глубин в десятки километров, пористость среды становится пренебрежимо малой, неупругая деформация начинает развиваться на уровне кристаллической решетки зерен, т.е. происходит переход к дислокационному механизму пластичности.


Теория трещин Континуальная механика разрушения

Рис. 1. Схема явлений, наблюдаемых при деформировании плотных и высокопористых геологических средах при различных условиях нагружения

Экспериментальные данные о свойствах геоматериалов, кроме упругих характеристик и плотности, содержат традиционные прочностные параметры: сцепление и угол внутреннего трения. На этих параметрах до сих пор основано подавляющее большинство расчетов по оценке прочности, несущей способности, устойчивости в строительстве и разработке полезных ископаемых. С семидесятых годов прошлого столетия стали осуществляться измерения дилатансии среды и соответственно дополняться данные об этих свойствах. В связи с тем, что геологические и другие материалы подобного типа обычно находятся в условиях сжатия, экспериментальные исследования осуществляют на образцах породы при неравноосном сжатии. Предварительно их подвергают действию определенной обжимающей нагрузке, а затем деформируют в направлении наибольшей оси образца до полного разрушения, сохраняя на боковых поверхностях постоянное значение давления. Размеры образцов обычно составляют несколько сантиметров, а соотношения сторон от 1 : 1.5 до 1 : 2.75. Чаще всего с этой целью используют цилиндрические образцы, реже — прямоугольной формы.

Одним из первых условий прочности геологических материалов является условие Кулона–Мора. Различные варианты данного критерия остаются в ряду наиболее часто используемых и в настоящее время. Важнейшими достоинствами этого условия являются простая интерпретация и физическая обоснованность в рамках определенных предположений. При численном моделировании в последние годы данный закон часто применяется с неассоциированным законом течения. Следующим обобщением данной теории прочности стала модель Друккера–Прагера [Друккер, Прагер, 1975], первоначально сформулированная в рамках ассоциированного закона течения. Предложенный В.Н. Николаевским [1971, 1972] вариант модели с неассоциированным законом течения позволил сделать большой шаг в возможности ее применения для описания процессов деформирования. Несколько позднее в зарубежной литературе закрепилось название аналогичной модели как модели Друккера–Прагера с неассоциированным законом. В настоящее время это одна из общепринятых моделей. Подобный подход стал развиваться Рудницким, который представил предложенную ранее деформационную модель Райса в терминах теории течения. Для высокопористых сред Рудницким была предложена эллиптическая предельная поверхность [Rudnicki, 2004], которая оказалась достаточно удобной для описания уплотнения высокопористых сред при высоких давлениях.

В настоящее время предложено большое количество различных форм предельных поверхностей. В некоторых из них применяются сложные уравнения функции текучести, в которые входит третий инвариант тензора напряжений, или параметр Лоде–Надаи. Однако применение таких моделей пока не нашло большого распространения ввиду их сложности и ограниченности экспериментальных данных, кроме того, остался открытым вопрос о целесообразности использования сложных форм предельной поверхности.

Изложение каждой из моделей в литературе, как правило, ограничивается заданием уравнения начальной предельной поверхности. Но знания предела текучести среды не достаточно для описания процесса деформирования за этим пределом. Очевидно, для проведения расчетов и получения адек-

ватных результатов необходимо задание множества параметров, описывающих изменение предельной поверхности в ходе деформирования. Вопрос о применении конкретной модели, получении необходимых соотношений для численного расчета, а также выбор законов, описывающих упрочнение и разрушение материала, каждый из авторов решает самостоятельно. Таким образом, для осуществления численных расчетов необходимо построение всех необходимых функций, описывающих развитие пластической деформации в ходе процесса, а также разработки соответствующих алгоритмов расчета.

Примем, что скорость деформации состоит из упругой и пластической частей:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \dot{\varepsilon}^{e}_{ij} + \dot{\varepsilon}^{p}_{ij}$$

До начала пластической деформации будем использовать гипоупругий закон, в котором устанавливается связь между скоростями изменения напряжений и деформации:

$$\begin{aligned} \frac{\mathrm{D}s_{ij}}{\mathrm{D}t} &= 2\mu \left(\dot{\varepsilon}^{\mathrm{e}}_{ij} - \frac{1}{3} \dot{\varepsilon}^{\mathrm{e}}_{kk} \,\delta_{ij} \right), \\ \frac{\mathrm{D}s_{ij}}{\mathrm{D}t} &= \dot{s}_{ij} - s_{ik} \dot{\omega}_{jk} - s_{jk} \dot{\omega}_{ik}, \\ \dot{\sigma} &= -K \frac{\dot{V}}{V}, \end{aligned}$$

где *K* и µ — модули сжатия и сдвига соответственно. При записи определяющих соотношений используется разложение тензора напряжений на шаровую и девиаторную части: $\sigma_{ij} = -\sigma \delta_{ij} + s_{ij}$, где $\sigma = -\sigma_{kk}/3$ — среднее давление; s_{ij} — компоненты девиатора тензора напряжений, δ_{ij} — символ Кронекера. Здесь использована коротационная производная Яумана, которая учитывает возможность поворота элементов среды как целого. Компоненты тензора скорости деформаций $\dot{\varepsilon}_{ij}$ и компоненты тензора скоростей вращения $\dot{\omega}_{ij}$ определяются из соотношений:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}), \ \dot{\omega}_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} - u_{j,i}).$$

Упругое состояние среды в пространстве напряжений ограничено поверхностью предельного состояния, при достижении которого начинается процесс неупругого, пластического деформирования, или разрушения.

$$f(\sigma_{ij}, \varepsilon^{\mathrm{p}}_{ij}) = 0,$$

где *f* — уравнение поверхности (функции) нагружения). Согласно теории течения пластическая деформация определяется из уравнения:

$$\mathrm{d}\varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}} = \mathrm{d}\lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ii}},$$

где $g(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{p}) = 0$ — пластический потенциал; d λ определяется в ходе деформирования из условия пластичности; ε_{ii}^{p} — компоненты пластической (неупругой) деформации.

Предельную поверхность удобно представлять в координатах инвариантов напряжений. По оси абсцисс откладывают среднее давление, а по оси ординат — второй инвариант девиатора напряжений — интенсивность напряжений сдвига. Будем использовать поверхность, представленную на рис. 2. Хорошо видно, что с ростом давления уровень интенсивности касательных напряжений, соответствующий предельному состоянию увеличивается, т.е. происходит увеличение эффективной прочности материала. В случае высокопористой среды это справедливо до достижения некоторого уровня давления, после которого прочность снижается. Это связано с началом разрушения зерен среды. В плотных средах рост прочности происходит до существенно большего значения, при котором проскальзывание по границам зерен становится практически невозможным и происходит переход к пластическому деформированию минералов. Этот процесс может быть описан с использованием условия Мизеса, аналогично тому, как это делается для описания пластичности металлов.

Предельная поверхность (рис. 2), в области сдвиговой деформации на интервале давлений $\sigma_t \leq \sigma \leq \sigma_0$ описывается уравнением:

$$f_1(\sigma,\tau) = \tau - \alpha \sigma - c$$

и при давлениях $\sigma > \sigma_0$ — уравнением:

$$f_2(\sigma, \tau) = \frac{(\sigma - \sigma_0)^2}{a^2} + \frac{\tau^2}{b^2} - 1 = 0.$$

Здесь $\alpha = \alpha(e^{p}, \sigma), c = c(e^{p}, \sigma)$ — коэффициенты внутреннего трения и сцепления, $\tau = (s_{ij}s_{ij}/2)^{1/2}$ — интенсивность касательных напряжений, σ_{t} — прочность на отрыв, σ_{0} — пороговое давление, при котором начинается уплотнение материала, $a = \sigma_{1} - \sigma_{0}, b = c + \alpha \sigma_{0}$.

Представленная предельная поверхность не остается постоянной, а меняется в ходе деформирования. Поэтому для описания процесса необходима формулировка законов ее изменения. В ходе деформации происходит упрочнение материала и накопление повреждений. Предельная поверхность расширяется до достижения некоторого уровня, после чего начинается процесс интенсивного разрушения, поверхность сужается. Но это справедливо для участка до ₀. При уплотнении смещение области «кап»-«шапки» в обратную сторону не происходит. Точнее, оно возможно только при частичной разгрузке и изменении схемы нагружения, при которой начнется разрыхление среды и рост пористости.

Упрочнение среды будем описывать соотношением:

$$c(\gamma^{p}) = c_0[1 + h(A(\gamma^{p}) - D(\gamma^{p}))],$$

где *h* — коэффициент упрочнения, $d\gamma^p = 2\left((de_{ij})^p (de_{ij})^p/2\right)^{1/2}$ интенсивность сдвиговой пластической деформации, $e_{ij}^p = \varepsilon_{ij}^p - \frac{1}{3}\varepsilon_{kk}^p \delta_{ij}$. Для учета упрочнения используется линейная зависимость $A(\gamma^p) = 2\gamma^p/\gamma^*$ и квадратичная — для учета разупрочнения (накопления повреждений) $D(\gamma^p) = (\gamma^p/\gamma^*)^2$, где γ^* — критическая деформация, после достижения которой преобладает деградация материала.

Влияние давления на предельную деформацию, которую материал выдерживает до начала разупрочнения, может быть учтено при помощи соотношения: $\gamma^* = \gamma_0^* (1 + w \sigma / \sigma^*)$, где γ_0^* — пластическая деформация начала разрушения при отсутствии обжимающего (сдерживающего) давления; *w* и σ^* — параметры. Такой способ позволил описать переход от хрупкого к «вязкому» характеру поведения с ростом давления [Стефанов, 2008].

В связи с низкой прочностью таких материалов на отрыв σ_t , поверхность обычно ограничивают в области растяжения. При высоких значениях давления, когда раскрытие трещин и проскальзывание их поверхностей становится практически невозможным, происходит переход к пластическому деформированию кристаллической решетки зерен, что имеет место, например на глубинах несколько десятков километров [Николаевский, 1979]. При таких нагрузках предельная поверхность может быть принята в виде цилиндра Мизеса, рис. 2, *а*.

Для описания процесса необходимо сформулировать закон, по которому можно рассчитать деформацию за пределом упругости. Согласно теории течения пластическая деформация развивается по нормали к поверхности пластического потенциала. В случае, если в уравнение пластического потенциала входит первый инвариант напряжений или давление, то пластическая деформация сопровождается изменением объема – дилатансией. Простейшим уравнением пластического потенциала такого вида будет:

$$g = \tau - \Lambda \sigma$$
,

где Л — коэффициент дилатансии.

Дилатансия является важнейшим свойством, которое проявляется при деформировании за пределом упругости. В ходе сдвиговой деформации при умеренном давлении происходит образование трещин и пустот, происходит разрыхление среды, что приводит к увеличению объема. При высоком давлении в высокопористых материалах начинается процесс уплотнения, дилатансия имеет обратный знак. Таким образом, коэффициент дилатансии зависит от давления, пористости и деформации среды.

Свойство пластического изменения объема при использовании предельной поверхности такого вида и ассоциированном законе течения было отмечено Новожиловым. Однако использование ассо-

циированного закона течения, когда уравнения предельной поверхности и пластического потенциала совпадают, не позволяет правильно описать поведение материалов, т.к. коэффициенты внутреннего трения и дилатансии в этом случае совпадают. Более адекватные результаты дает использование неассоциированного закона. Представленная форма пластического потенциала приводит к линейной связи между сдвиговой и объемной составляющей деформации.

Заметим, что наиболее распространенные соотношения, используемые при рассмотрении пластичности металлов, это предельная поверхность в виде цилиндра Мизеса, условия пластической несжимаемости и ассоциированный закон течения являются наиболее простыми частными случаями приведенных здесь соотношений.



Рис. 2. Вид поверхности предельного состояния горных пород (*a*) и ее изменение в ходе пластической деформации (*б*)

При описании деформации и разрушения будем считать, что в ходе неупругой деформации накапливаются повреждения, снижающие прочность материала, а раскрытие трещин происходит под действием растягивающих или сдвиговых напряжений. В численных расчетах удобным способом представления трещины является ее описание по границам расчетных ячеек [M.L. Wilkins, 1972, 1999; М.М. Немирович-Данченко, 1998]. В этом случае берегами трещины будут границы расчетных ячеек. Для этого используется процедура разделения узлов расчетной сетки, рис. 3. Для выполнения такой операции каждый узел сетки заменяется группой из четырех узлов. До тех пор пока материал остается сплошным, узлы в группе объединены. В случае необходимости группа распадается, и мы имеем не один узел, а два, три или четыре узла, в соответствии с конфигурацией трещин в разрушенной области. При этом не меняется схема расчета параметров напряженно-деформированного состояния, т.к. они вычисляются в ячейках сетки. На рис. 3 показаны все возможные конфигурации элементарных трещин, соединение которых позволяет описать трещину большего размера. После разделения узел расчетной сетки оказывается принадлежащим образованной поверхности. Численная схема предполагает, что значения, напряжений и деформаций относятся к центрам ячеек, рис. 3 (δ). Проверку условия разрушения следует осуществлять во всей расчетной области на границах между ячейками, что позволяет описывать рост множества трещин, а также их ветвление. Разделение узла, которое обеспечит каждое приращение трещины, осуществляется, когда эффективное растягивающее напряжения σ_{eff} на границе смежных ячеек достигнет предельного значения.



Рис. 3. Схема разделения узлов расчетной сетки для описания разрушения (*a*), описание прямолинейного распространения трещины (δ) и фрагмент расчетной сетки в области трещины (ϵ). На рисунке (δ) кружком отмечена ближайшая к вершине ячейка, параметры в которой используются для анализа напряженного состояния в вершине.

Таким образом, учет образования и роста макроскопических трещин, превышающих размер шага дискретизации при численном моделировании, будем осуществлять явным образом с формированием свободных поверхностей при помощи разделения узлов сетки, который обеспечивает автоматический учет концентрации напряжений в вершинах трещин независимо от их числа.

Математическое моделирование. Система уравнений. Моделирование процесса деформирования тела осуществляют путем численного решения системы уравнений механики сплошной среды, которая включает уравнения движения или равновесия и определяющие соотношения, которые конкретизируют поведение среды, задавая связи между тензорами напряжений и деформаций, или их скоростями. Кроме того, при определенных формах определяющих соотношений и уравнения состояния система уравнений должна содержать уравнение баланса энергии. В соответствии с условиями конкретной задачи моделирование процесса деформирования осуществляют в рамках квазистатического или динамического подхода. В первом случае решается уравнение равновесия, когда время остается за рамками рассмотрения, а во втором – движения, тогда процессы рассматриваются с течением времени. Выбор подхода диктуется рассматриваемой задачей. В случае динамического нагружения, когда важно рассмотреть особенности распространения упругих или упругопластических волн и соответствующий характер развития деформации используется динамический метод. В значительном круге задач нагружение осуществляется настолько медленно, что осуществлять анализ динамики распространения волн смысла не имеет (тем более, что это становится невозможным в силу бесчисленного числа их отражений и взаимодействий), можно считать, что среда постоянно находиться в равновесии. В этом случае кажется очевидным, на первый взгляд, выбор квазистатического подхода описания, при котором осуществляется поиск решения соответствующего данным условиям нагружения. Развитие процесса представляется как последовательность решений при постепенном изменении (приращении) нагрузки. Однако здесь могут возникнуть сложности, связанные с тем, что процессы разрушения и пластической деформации развиваются во времени и в пространстве, т.е. имеют динамический характер. Тогда чтобы учесть последовательность развития этих процессов необходимо осуществлять поиск решений при очень мелком изменении нагрузки. Таким образом, мы вынуждены приближаться в описании динамического процесса, бесконечно уменьшая шаг приращения нагрузки. В итоге затраты вычислительного времени возрастают на порядки.

При использовании динамического подхода, используются явные численные схемы. Их существенным недостатком является ограничение на шаг по времени, накладываемое условием устойчивости разностной схемы. Смысл этого ограничения состоит в том, что никакое возмущение среды не должно за один временной интервал распространиться более чем на одну ячейку. Поэтому при медленном нагружении становится не невозможным моделирование процесса в реальном времени. Это ограничивало практическое применение динамических методов расчета изучением нестационарных явлений, в которых временной масштаб не превышает нескольких времен пробега звуковой волны через расчетную область. Однако современное развитие вычислительной техники в значительной степени смягчило это ограничение и позволило распространить динамические методы расчета на решение квазистатических задач [Стефанов, 2005]. С этой целью используются специальные алгоритмы, ускоряющие получение квазистационарного состояния в исследуемой области.

Следует заметить, что развитие локализованной деформации и разрушение являются динамическими процессами, поэтому применение динамического описания оправдано физической сутью протекающих процессов и позволяет анализировать их развитие с течением времени. Таким образом, смягчение ограничений на временной интервал исследуемого процесса позволяет распространить динамические методы описания процессов на многие задачи, ранее рассматривавшиеся лишь в рамках квазистатических подходов.

Представленные в следующем разделе результаты получены путем решения системы динамических уравнений, которая включала:

— неразрывности: $\dot{\rho} + \rho u_{i,i} = 0$,

— движения:
$$\sigma_{ii,i} + \rho F_i = \rho \dot{u}_i$$
.

Здесь ρ — плотность материала, u_i — компоненты вектора скорости, σ_{ij} — компоненты тензора напряжений Коши, F_i — массовые силы; точка сверху означает производную по времени, индекс после запятой означает производную по соответствующей координате.

Для замыкания система уравнений были использованы определяющие соотношения, приведенные в предыдущем разделе.

Будем рассматривать процессы деформирования в двумерной постановке для условий плоской деформации, когда $u_z = 0$, $\dot{\varepsilon}_{xz} = \dot{\varepsilon}_{yz} = \dot{\varepsilon}_{zz} = 0$.

Примеры расчетов поведения горных пород под нагрузкой. Рост трещин. В настоящий момент наиболее распространенным подходом при построении моделей роста единичных трещин при сжатии хрупких материалов является представление о распространении трещины под действием расклинивающей силы (рис. 4, *a*). Считается, что разрушение носит характер отрыва и соответственно контролируется критическим коэффициентом интенсивности напряжений. Одной из основных моделей роста одиночной трещины в хрупком теле является модель Фэйрхёрста–Кука [Fairhurst, Cook 1966]. На ее основе в ряде работ были получены выражения для оценки длины такой трещины, ее раскрытия, коэффициента интенсивности напряжений в зависимости от величины нагрузки, которые согласуются с экспериментальными данными. Как теоретические оценки, так и анализ экспериментальных данных показывают, что наклонная трещина вытягивается по направлению оси сжатия или ортогонально оси действия наибольших напряжений (рис. 4, *a*).

Однако существующие аналитические выражения позволяют провести оценки состояния трещины в хрупком материале для строго оговоренных условий. В случае близости границы раздела разнородных материалов эти условия становятся достаточно сложными. Кроме того, одной из основных проблем, связанных с исследованием распространения трещин, является то, что все такие оценки справедливы лишь до начала роста трещины. С момента страгивания трещины (даже без учета динамических явлений), строго говоря, мы имеем дело с новым объектом. Поскольку геометрия тела изменилась, необходимо заново решать задачу о напряженном состоянии уже с новыми граничными условиями, что практически невозможно осуществить аналитическими методами. В связи с этим наиболее подходящий путь к решению таких задач — применение численных методов, которые позволяют рассчитать напряженно-деформированное состояние в ходе развития трещины и отследить ее путь.



Рис. 4. Схематическое изображение развития наклонной трещины при неравноосном сжатии тела (a) и окончательный вид трещины (δ) , полученный в результате численного расчета. Картины растрескивания образцов с центральным отверстием при различных соотношениях размера сторон образцов (6, c).

При численном исследовании распространения трещин необходимо задание условия разрушения соответствующее физическому механизму, а также учесть изменения геометрии тела и обеспечить выполнение условий взаимодействия новых поверхностях, которые образуются при разрушении. Таким образом, задача становится достаточно сложной.

При рассмотрении роста наклонной трещины в условиях осевого сжатия образца начальная трещина задавалась в виде внутреннего надреза, вдоль которого возможно свободное скольжение и разделение материала, т.е. сдвиг и раскрытие трещины. В ходе нагружения происходит сдвиг поверхностей трещины, в результате которого вблизи вершин возникают антисимметрично расположенные зоны растяжения и сжатия. В качестве условие продвижения трещины было принято достижение растягивающих напряжений заданной предельной величины, что эквивалентно применению силового подхода: $\sigma_n = \sigma^*$ или $K_I = K_{Ic}$.

На рис. 4, б показана рассчитанная конфигурация трещины в однородном образце. Трещина начинает развитие ортогонально своей поверхности и далее вытягивается по направлению приложенной нагрузки, после чего ее рост прекращается. Эффективная длина трещины пропорциональна величине нагрузки, поэтому для ее дальнейшего роста необходимо приложить дополнительные усилия.

Возникновение растягивающих напряжений и формирование трещин отрыва в условиях неравноосного сжатия наблюдается в хрупких материалах при наличии не только исходных трещин, но и других геометрических особенностей, пустот и включений. На рис. 4, *в, с* показаны результаты расчетов разрушения при осевом сжатии образцов, имеющих отверстие в центре, со свободными от напряжений боковыми гранями и идеальным скольжением на торцах. Видно, что трещина расколола более широкий образец на две части. Разрушение этих частей произошло с формированием наклонных трещин сложной конфигурации. В узком образце сразу сформировались наклонные трещины, благодаря которым рост вертикальных трещин быстро остановился. В то же время, вблизи свободных боковых границ наблюдается рост вертикальных трещин. В этом случае в широком образце угол наклона полос локализации вблизи боковых поверхностей уменьшается.

Локализация деформации при неравноосном сжатии образцов. При любом виде нагрузки напряженно-деформированное состояние в горных породах неоднородно. Вблизи пор и трещин возникают растягивающие напряжения, что приводит к росту трещин отрыва. Боковое обжатие образца ограничивает возможности роста трещин, так что при определенных условиях образец породы может вести себя как пластический. Высокое трение на поверхностях приложения нагрузки приводит к появлению сжимающих напряжений, которые препятствуют прорастанию трещин к торцам, аналогично обжимающему давлению. С увеличением трения на торцевых поверхностях породы показывают большую прочность и, наоборот, наличие смазки приводит к снижению прочности и нередко к раскалыванию образца. Однако при численном моделировании поведения образцов горных пород данные особенности поведения проявляются не всегда. Это объясняется тем, что угловые точки расчетной области являются достаточно сильными концентраторами напряжений. В результате пластическая деформация обычно начинает развиваться от данных областей.

Для исследования влияния неоднородности строения и наличия пор, был проведен ряд расчетов, в которых поры представлялись в виде пустот с минимальным размером, соответствующим размеру расчетной ячейки. На рис. 5 приведены полученные картины разрушения пористых образцов. Хорошо видно, что вблизи фиксированных торцевых поверхностей остаются области, практически незатронутые пластической деформацией. При явном учете трещинообразования (рис. 5, *в*) сеть трещин объединяется в полосу, соединяющую два противоположных угла образца, аналогично картине локализации на рис. 5, *а*.

Расчеты показали, что на развитие деформации и эффективную прочность образцов оказывают влияние распределение и размер пор. Наибольшее увеличение прочности при наличии трения было получено в образцах, имеющих значительное количество пор и трещин вблизи торцевых поверхностей. В этом случае прочность образцов с фиксированными торцами оказывалась выше не более чем на 10–15 %, рис. 5, *г*.



Рис. 5. Результаты численного моделирования деформирования неоднородных образцов при идеальном скольжении (*a*), запрете скольжения (*б*) на торцевых поверхностях. Формирование трещин (*в*). Кривые зависимости напряжений $Q = \sigma_1 - \sigma^c$ от осевой деформации неоднородных образцов при различных условиях на торцевых поверхностях. Кривая *l* соответствует расчетам при условии идеального скольжения на торцах и 2 — для образцов с «фиксированными» (трение велико) торцами (*в*). Пористость ~2 %.

Рассмотрим особенности поведения образцов плотной породы в условиях осевого сжатия при различных давлениях на боковых гранях. На рис. 6 приведены полученные кривые нагружения образцов при различных значениях давления обжатия. На диаграммах можно выделить упругий и пластический участки деформирования. На упругом участке деформирования заметно уменьшение объема, которое затем компенсируется пластическим расширением, кривые зависимости напряжения от объемной деформации разворачиваются в обратную сторону. Заметно увеличение эффективной прочности с ростом давления, что связано с более поздним наступлением пластичности согласно предельной поверхности. Кроме того, хорошо видно, что с повышением обжимающего давления величина пластической деформации, которую испытывает образец до разрушения, увеличивается, более плавным становится и сброс напряжений. Такой вид зависимости напряжений от объемной деформации является типичным для горных пород. В [Стефанов, 2005] автором были найдены параметры, при которых полученные кривые зависимости напряжений от объемной деформации давлении 5 МПа с высокой точностью совпали с экспериментальными данными, приведенными в [Labuz et al., 1996].

Полученный характер поведения соответствует экспериментальным данным о переходе от хрупкого к вязкому характеру поведения материалов при увеличении давления. Началу сброса напряжений соответствует появление полос локализации деформации, пересекающих все сечение образца под углом, определяемым коэффициентами внутреннего трения и дилатансии.



Рис. 6. Результаты численного расчета деформации песчаника. Зависимость приложенной нагрузки от осевой (*a*) и объемной (*б*) частей деформации. Цифрами над кривыми указано давление обжатия образцов. Распределение интенсивности сдвиговой деформации (%) в деформированном образце при $\sigma_c = 50$ МПа (*в*).

В высокопористых средах увеличение давления, когда оно превышает пороговое значение σ_0 , приводит к снижению эффективной прочности. Это следует из вида предельной поверхности для высокопористых материалов при величине давления выше критического (рис. 2.): чем выше давление, тем более низкий уровень интенсивности касательных напряжений необходим для начала пластической деформации. Развитие деформации протекает иначе, чем в рассмотренных выше случаях деформирования образцов с малой пористостью. Пластическая деформация в высокопористых средах протекает с уменьшением объема. Процесс уплотнения развивается лишь с ростом величины приложенных напряжений, поэтому характеризуется большим упрочнением. Формирование полос уплотнения нередко проявляется на диаграмме нагружения небольшим сбросом напряжений либо происходит на ее горизонтальном участке. Дальнейшее деформирование происходит с ростом напряжений, а полосы локализации нередко расширяются и формируются новые.

В работе [Issen, Rudnicki, 2000] сформулировано условие формирования полос локализованного уплотнения. Ориентация полос локализации такого типа зависит от наклона огибающей к предельной поверхности и коэффициента дилатансии, который при уплотнении имеет отрицательное значение. В отличие от плотных пород, где наклон полос локализованной деформации лежит в диапазоне от 45° до 90° к оси наибольшего сжатия, в высокопористых средах угол наклона полос локализации составляет менее 45°. Это обусловлено тем, что в первом случае развитие полос локализованного сдвига, сопровождается разрыхлением, расширением среды. Во втором случае деформация протекает с уплотнением. Если деформирование протекает в режиме уплотнения и сдвиговая компонента деформа-

ции мала то полосы локализации могут быть ориентированы ортогонально оси наибольшего сжатия, как это показано на рис. 7.



Рис. 7. Результат моделирования деформации высокопористого песчаника. Распределение объемной пластической деформации.

Локализация деформации под действием жесткого штампа. Воздействие жестким штампом приводит к формированию зоны пластичности, которая развивается от края нагруженного участка вглубь образца и выходит на свободную поверхность. В зависимости от геометрии задачи, близости боковых границ и условий на них направление и форма полос локализации, будут различны. В работе [Стефанов, 2005]] показано, что при численном моделировании характер деформирования, направление и глубина проникновения пластической деформации, определяется свойствами среды, а значит выбором модели и ее параметров. На рисунке 8 представлены результаты численного моделирования процесса деформации толстого слоя упругопластической среды при вдавливании жесткого штампа с использованием различных значений параметров модели. В зависимости от коэффициентов, которые отражают свойства исследуемого материала, могут быть получены принципиально различным картинам деформирования. Например, результат, представленный на рис. 8а, получен с использованием модели Прандтля–Рейса с условием текучести Мизеса ($\alpha = \Lambda = 0$). Это наиболее распространенная модель, дающая хорошие результаты при описании пластичных материалов (металлов и сплавов). Однако она не учитывает влияния давления на прочность среды и объемные изменения, связанные с картина деформирования может соответствовать поведению пластической деформацией. Такая влажной глины.

Для описания неупругого поведения горных пород более адекватные результаты позволяют получить модели, учитывающие внутреннее трение и дилатансию. При малых значениях этих параметров картина деформирования остается похожей на первую (рис. 8, δ). Вариация коэффициентов (что соответствует рассмотрению различных материалов) показывает, что при определенных значениях коэффициентов среда становится склонной к множественному образованию полос локализованной деформации. В хрупкопластичной среде распространение полос локализации происходит преимущественно в глубину (рис. 8, *в и* рис. 9, 10) и, лишь при наличии кинематических ограничений на боковых границах с ростом нагрузки полосы разворачиваются к свободной поверхности. Выход полос на поверхность происходит на заметном расстоянии от области нагружения и зависит, в том числе от удаленности фиксированных боковых границ. В хрупком материале с боков от области воздействия, а также под краем штампа, где возникают горизонтальные растягивающие напряжения, наблюдается формирование разрушенной области. Происходит рост трещин, расходящихся от краев нагруженной области.

На рис. 9 и 10, хорошо видно различие характера разрушения в плотной и пористой породе. (рис. 9) развитие деформации за пределом упругости сопровождается дилатансией. Материал под штампом остается мало деформированным, а от краев штампа вглубь среды распространяются полосы локализованного сдвига. Формируются достаточно крупные фрагменты материала, сопоставимые по размеру с длиной участка воздействия. В полосах локализации происходит разрыхление материала, в них образуется множество пор и трещин. При отсутствии боковых ограничений, т.е. при свободных боковых границах полосы локализованной деформации могут проникнуть до нижнего основания среды, в результате чего происходит раскалывание образца. Выход полос локализованной деформации на верхнюю поверхность с образованием лунки происходит при ограничении боковой деформации образца.

В пористой породе разрушение протекает в двух режимах (рис. 10). Под штампом, где среднее давление выше, возникает зона уплотнения, в которой имеет место разрушение зерен, скелета породы. В этой зоне материал мелко раздроблен. От краев штампа, аналогично тому, как это происходит в плотном материале, распространяются полосы локализованного сдвига с разуплотнением среды, трещины. Глубина распространения полос локализации в пористой породе существенно меньше.

Увеличение давления в плотной среде приведет к росту эффективной прочности и величины предельной деформации до начала разупрочнения. Однако при этом уменьшится раскрытие микротрещин в ходе сдвига, т.е. коэффициент дилатансии уменьшится. Расчеты показывают, что снижение коэффициента дилатансии приводит к более быстрому формированию полос локализованного сдвига. Кроме того, с увеличением глубины/давления расстояние между полосами локализации возрастает с соответствующим увеличением в них деформации [Стефанов и др., 2009]. Таким образом, при значительном увеличении давления можно ожидать, что локализация деформации и разрушение произойдет при более интенсивном воздействии, при этом будут формироваться более крупные осколки материала. В высокопористых материалах высокое давление в среде может облегчить разрушение. Область разрушения будет сосредоточена непосредственно под зоной воздействия. В полосы локализованного сдвига разуплотнение будет незначительным.

В случае, когда воздействие осуществляется на участке, примыкающем к боковой границе образца полоса локализации распространяется вглубь и выходит к боковой поверхности. Кроме того, развитие сдвиговой деформации сопровождается дилатансией материала, что в данных условиях приводит к появлению расклинивающей силы. Возникающие растягивающие напряжения, могут привести к росту трещин вдоль свободной боковой границы [Стефанов и др., 2009]. Подобный эффект расклинивания образца, может иметь место и при нагружении по всей грани, когда в квазистатических условиях должны отсутствовать растягивающие напряжения. Шероховатости поверхностей выполняют функцию концентраторов напряжений и очагов зарождения пластической деформации. Таким образом, в результате развития пластической деформации, сопровождающейся дилатансией среды, возможно возникновения расклинивающего эффекта, что может привести к росту трещин отрыва.





Рис. 9. Формирование полос локализованной деформации в плотной породе.



Рис. 10. Формирование зон локализованной деформации в пористой породе. Распределение объемной пластической деформации.

Формирование полос Риделя в слое среды. В условиях сдвиговой деформации в геоматериалах, как правило, возникает сеть полос локализованного сдвига Риделя [Надаи, 1969; Борняков, 1988; Шерман и др., 1991]. Деформационная картина такого вида наблюдается на поверхности вдоль линий разрывов и внутри разломных зон. Выполненные расчеты (рис. 11) показывают, что такой характер деформирования является типичным для сред с внутренним трением и дилатансией [Стефанов и др., 2002]. Угол наклона полос определяется коэффициентами внутреннего трения и дилатансии. При сдвиговом деформировании слоя среды, зажатого между направляющими заметно упрочняющее влияние коэффициента дилатансии, повышение его значения может привести к однородной деформации, за исключением областей вблизи свободных краев, где всегда возникают полосы локализации. При малых значениях коэффициента дилатансии деформация с самого начала имеет локализованный характер практически в любых условиях деформирования. Исследование влияния изменения эффективной прочности материала на формирования. Исследование влияния изменения эффективной прочности приводит к увеличению расстояния между полосами локализованного сдвига [Стефанов и др., 2009].

Вопрос о закономерностях формирования полос локализованного сдвига, сети полос Риделя и трещин в геологических средах остается актуальным. В работах [Борняков, 1988, 2003; Семинский, 1999; Шерман и др., 1991] сделаны оценки закономерности формирования полос локализации, их периодичности и связи с геометрией на основании натурных и экспериментальных наблюдений. Исследование условий формирования и периодичности полос локализованного сдвига выполнено в теоретических работах [Гарагаш,. Николаевский, 1989; Гарагаш, 2006], на основе численного моделирования в [Chemenda, 2007]. Данные вопросы тесно переплетены с изучением периодичности формирования зон разрушения, неустойчивости деформирования [Макаров и др. 2007].



Рис. 11. Формирование полос локализованного сдвига Риделя при сдвиге слоя среды вдоль направляющих.

Заключение. Математическое моделирование является важнейшим инструментом исследования процессов деформации, протекающих в средах под действием нагрузки. Наиболее значимой частью исследования при моделировании процесса деформирования и построения модели процесса является формулировка определяющих соотношений. В данных соотношениях необходимо учесть важнейшие особенности поведения, присущие конкретной среде в интересующих условиях. Сложность описания поведения геоматериалов за пределом упругости состоит в том, что поверхность, ограничивающая напряженное состояние, при достижении которой начинается развитие пластической деформации, разрушение среды не является фиксированной, она меняется в ходе деформирования. В ходе развития деформации меняется не только предельная поверхность, но и соотношение между приращениями сдвиговой и объемной частей пластической деформации, т.е. направление вектора пластической деформации. Таким образом параметры, описывающие поведение среды за пределом упругости, становятся функциями от накопленной пластической деформации и давления.

Неоднородная структура геологических материалов, наличие пор и трещин различного масштаба приводит к сложному, неоднородному напряженно-деформированному состоянию, при котором характер разрушения может не совпадать с типом нагружения. Основную сложность в изучении процессов деформации составляет неоднородный, нередко локализованный характер ее развития. Существует множество вопросов, касающиеся как решения конкретных задач, так и описания тех, или иных особенностей поведения геоматериалов.

Наиболее актуальными остаются проблемы описания поведения горных пород в условиях макроскопического сжатия и сдвига. Преимущественно в таких условиях находится среда при строительстве и эксплуатации сооружений, бурении и добыче полезных ископаемых. В условиях растяжения геоматериалы практически не используются, т.к. их прочность на отрыв достаточно мала, однако при сложном напряженном состоянии, которое всегда имеет место в неоднородных средах, возникают локальные зоны, в которых действуют растягивающие напряжения. Размеры таких зон зависят от вида и величины нагрузки, стесненности деформации и неоднородности среды.

Для полноценного описания поведения среды необходимо учитывать весь спектр явлений, начиная от хрупкого роста трещин и заканчивая уплотнением. Это обусловлено сложным напряженным состоянием, при котором различные области среды могут находиться в разных условиях нагружения, а в ходе деформирования в некоторых областях эти условия могут изменяться. Необходимость рассмотрения развития процессов деформирования с учетом локализации деформации и разрушения среды нередко делает целесообразным применение динамического подхода к описанию процесса, в том числе и для задач квазистатического нагружения. Задача разработки численных моделей, которые позволят описывать процессы деформирования в различных условиях нагружения остается актуальной.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №07-05-00274-а) и Интеграционного проекта СО РАН №114.

ЛИТЕРАТУРА

- Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 3-10.
- Борняков С.А., Шерман С.И. Стадии развития сдвиговой зоны и их отражение в соотношениях амплитуд смещения с длинами разрывов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 7. С. 712-718.

- Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12, № 1. С. 131–183.
- Гарагаш И.А. Условия формирования регулярных систем полос сдвига и компакции // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 657-668.
- *Друккер Д., Прагер В.* Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир. 1975. С. 166-177.
- Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В. Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. Новосибирск: Издво Гео. 2007. 240 с.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. Т. 2. 863 с
- *Немирович-Данченко М.М.* Модель гипоупругой хрупкой среды: применение к расчету деформирования и разрушения горных пород // Физ. мезомех. 1998. Т. 1, № 2. С. 107-114.
- *Николаевский В.Н.* Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35, Вып. 6. С. 1017-1029.
- Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817–821.
- *Николаевский В.Н.* Механические свойства грунтов и теория пластичности // Механика твердых деформируемых тел. Т. 6. Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ АН СССР, 1972. С. 5-85.
- *Стефанов Ю.П.* Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физ. мезомех. 2002. Т. 5. № 5. С. 107–118.
- Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упругохрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.
- Стефанов Ю.П. Численное моделирование деформирования и разрушения горных пород на примере расчета поведения образцов песчаника // ФТПРПИ. 2008. № 1. С. 73–83.
- Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Смолин И.Ю. О закономерностях деформирования горизонтальных слоях среды при разрывном сдвиговом смещении основания // Физ. мезомех. 2009. Т. 12, № 1. С. 83–89.
- Шерман С.И и др. Разломообразование в литосфере: В 3-х т.: Т. 1. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.; Т. 2. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. 1992. 228 с.; Т. 3. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. 1994. 263 с.
- Уилкинс М.Л. Расчет упругопластических течений / Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир. 1967. С. 212-263.
- *Chemenda A.I.* The formation of shear-band/fracture networks from a constitutive instability: Theory and numerical experiment // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. B11404. doi:10.1029/2007JB005026.
- *Fairhurst C., Cook NGW.* The Phenomenon of Rock Splitting Parallel to the Direction of Maximum Compression in the Neighborhood of a Surface // Proc. I Congress Int. Society for Rocks Mechanics, Lisbon, 1966.
- Labuz J.F., Dai S.-T., Papamichos E. Plane-strain compression of rock-like materials // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 1996. V. 33, No. 6. P. 573-584
- Issen K.A., Rudnicki J.W. Conditions for compaction bands in porous rock // J. Geophys. Res. 2000. V. 105, No. 21. P. 529-536.
- Schultz R.A., Siddharthan R. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks // Tectonophysics. 2005. No. 411. P. 1-18.
- *Rudnicki J.W., Rice J.R.* Condition for localization of plastic deformation in pressure sensitive dilatant materials // J. Mech. Phys. Solids. 1975. V. 23. No. 6. P. 371–390.
- *Rudnicki J.W.* Shear and compaction band formation on an elliptic yield cap // J. Geophys. Res. B. 2004. V. 109. P. 03402. doi:10.1029/2003JB002633.
- *Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.
- Wilkins M.L. Computer Simulation of Dynamic Phenomena. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag. 1999. P. 246.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЗЛОМОВ ЛИТОСФЕРЫ, ИЗБРАННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

С.И. Шерман

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Введение. Широкое внедрение в повседневную практику геолого-геофизических исследований численных методов для характеристики структур и процессов вызвано требованиями века. Сегодня ни один вид деятельности человека не обходится без применения компьютерной технологии. Она требует использования цифровых выражений при описании и анализе как геометрических форм объектов, их направленности и локализации, так и процессов, с ними связанных. Отсюда исходят наши стремления к расширению возможностей цифровой характеристики геологических объектов и взаимосвязанных с ними явлений. Переход к этому процессу не всегда формально прост. В некоторых случаях необходимо уточнение или даже пересмотр определений, введение новых и/или отказ от старых понятий. Привлечение математических методов для решения многих геологических и тектонических проблем надо рассматривать как существенное дополнение к имеющемуся значительному арсеналу сложившихся и оправдавших себя методов и технологий. Именно так к подобным проблемам подходил и основоположник тектонофизических исследований М.В. Гзовский [1971]. Задача статьи – рассмотреть отдельные вопросы современного состояния и возможности использования цифровых, количественных параметров разломной тектоники в тектонофизических исследованиях.

Значимые характеристики параметров крупных разломов и их определения. Разломы – сложные объёмные тела. Их геологическое выражение и размеры на местности изменяются от простых трещин, отражающих разрыв сплошности горных пород от миллиметров до десятков метров, до разломов (локальных, региональных, трансрегиональных, планетарных), отображающих сложное сочетание трещин или разломов различных масштабных уровней протяженностью от сотен метров до тысяч километров. Для достаточно крупных разломов земной коры часто используется термин глубинные разломы, широко вошедший в литературу после работ академика А.В. Пейве [1990]. Однако не всегда глубина проникновения глубинных разломов корреспондирует с принятой терминологией. Рассмотренные в работе [Шерман, 1977] физические закономерности разрушения земной коры, формирования и длительности существования разломов на различных глубинных уровнях по вертикальному разрезу позволяют определять глубинные разломы, прежде всего, как генеральные линейно вытянутые зоны (разломы) на земной поверхности с высокой плотностью региональных и локальных разрывов. Генеральные разломы – это линейно выраженные, протяженные и на разные глубины проникающие области концентрации напряжений в литосфере с хорошо проявленным вертикальным зональным строением (высокая плотность трещин, катаклаз, милонитизация, структуры течения), повышенной сейсмической активностью, высокой проницаемостью для магм, гидротерм и тепловых потоков, длительно существующие в литосфере только благодаря периодической активизации движений в разграничиваемых ими блоках или структурах. В этом нейтральном термине исключен фактор глубинности, предпочтение отдано пространственной протяженности, внутренней структуре и контролируемым процессам.

Результаты сложных геологических преобразований субстрата практически навечно остаются в структуре хрупкой части литосферы. В масштабах геологического времени крупные разломы, в конце концов, приобретают структурно-вещественное выражение и из дизъюнктивных границ раздела превращаются в трехмерные геологические тела. Автор поддерживает эту мысль четко изложенную в работе академика Ю.А. Косыгина [1969], опубликованную более сорока лет тому назад: «Разломы можно рассматривать не только как зоны дислокационного метаморфизма, но и как зоны геохимических изменений, зоны рудных концентраций, зоны размещения магматических тел. Описание разлома-тела всегда зависит от задач исследования и поэтому не может быть исчерпывающим» [Косыгин, 1969, с. 153]. Известные данные по геологическому строению и геофизическим свойствам глубинных и генеральных разломов не противоречат и, более того, находят тектонофизическое объяснение при рассмотрении этих структур как масштабных объемных зон квазипластического течения вещества [Шерман, 1977, 2009].

Локальные разломы менее значимы в геологической истории регионов, но подчас наиболее ответственны за сложную структурную ситуацию на земной поверхности. Закономерности их структурной организации и развития достаточно четко поддаются количественному анализу и нередко прогнозированию. Во всех случаях для оценки параметров и выяснения математической связи разломов различных масштабных уровней с другими структурами и процессами необходимо ввести дополнительную формализацию количественного определения понятия разлом и его параметров.

<u>Параметры разломов</u> – численное выражение их направлений, длин, глубин проникновения, амплитуд смещений, зон влияния, густоты расположения отдельных трещин или складок, формирующих внутреннюю структуру зон разрывов. При общности параметров по направлению разломы можно объединять в системы. Группы разрывов можно сравнивать и рассматривать как единую систему только при общности их параметров. При этом в системах разломов одного направления могут быть разрывы разных длин. Количественные параметры разломов тесно связаны с динамикой развития разрывов и между собой.

Модели разломов. В зависимости от целей и детализации исследований разломы можно последовательно представлять как двух- и трёхмерные тела в пространстве, которые, в свою очередь, необходимо рассматривать в координатах времени. С этой целью используется параметр – область динамического влияния разломов, под которой понимается часть окружающего разлом во всех трёх измерениях пространства, на котором проявляются остаточные, необратимые (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему [Шерман, Борняков, Буддо, 1983] В плане это эллипсовидная площадь, на которой изменяется общее поле напряжений (рис. 1, А, Б). Ее ширина определяется рядом параметров, но главным образом толщиной слоя, вовлеченного в деформирование, и длиною разрывов. При детальном картировании по латерали область динамического влияния подразделяется на зоны. От центральной осевой линии разлома как правило симметрично по обе ее стороны выделяются зоны: 1 – интенсивного деформирования и дробления пород, 2 – повышенной трещиноватости, вызванной движениями по сместителю, и 3 – незначительных вариаций напряженного состояния, величины модификации которого не находят отражения в вещественном и структурном преобразовании вещества в околоразломном пространстве [Шерман, 2004]. На рис. 1, Б показаны вариации интенсивности зон дробления, выделенные С. Шольцем [Scholz, 2002] по комплексу экспериментальных и геологических данных. По вертикали – третье измерение разлома-тела – изменение реологических свойств среды позволяет выделить пять зон: 1 и 2 – хрупкого и квазихрупкого разрушения, 3, 4 и 5 – квазипластического, пластического и вязкого течений (рис. 2). Границы между зонами неотчетливые с постепенными переходами от одной к другой. Глубины границ зависят от геодинамических режимов, напряженного состояния литосферы и генетически связанных с ними морфологогенетических типов разломов. Такая модель крупных разломов литосферы дает приемлемое объяснение локализации в границах областей их динамического влияния ряда геолого-геофизических процессов и структур. Она формируется в процессе развития разлома, консервативна в пространстве и времени и может быть названа стационарной. Модель не объясняет дискретности реализации геологических формирований (для «геологического» масштаба времени), сейсмических и других современных событий (для реального времени) в локальных местах достаточно большого объема области динамического влияния разломов. Детализация стационарной модели достигается путем ее «совмещения» с нестационарной, в базу которой положен фактор времени. Временная, нестационарная модель разломов призвана обосновать критерии, определяющие дискретный во времени характер контролирующей деятельности крупных разрывов. Временные изменения проницаемости (магматизма, флюидопроницаемости и т.п.), сейсмичности или, другими словами, нарушения стабильности в областях динамического влияния разломов особенно важны в границах реального для социума времени – текущего столетнего периода и его последних десятилетий. Нарушения стабильности, в какой бы форме они ни проявлялись, отражают активизацию разломов. Анализ периодичности активизаций разломов в короткие временные интервалы дает возможность прогнозировать «приразломные» события, особенно сейсмичность.

Таким образом, комплексная тектонофизическая модель крупного разлома литосферы, как трехмерного геологического тела во времени, объединяющая стационарную и нестационарную составляющие, открывает новые возможности рассматривать параметры разломов в широком диапазоне не только их количественных внутренних взаимосвязей, но и во взаимоотношениях с синхронно протекающими процессами. Последовательно рассмотрим разломы как двухмерные и трехмерные геологические тела.

Разломы как двухмерные тела и соотношения их количественных параметров. На средне и мелкомасштабных геологических и тектонических картах разломы отображаются в виде линий – проекций двухмерных тел, характеризующихся длиной и глубиной проникновения. Глубина отражает второе измерение плоскости и в зарубежной литературе, особенно в сейсмологической, рассматривается



A

Рис. 1. А. Ориентировка напряжений вокруг разлома.

1 – слабое увеличение напряжений; 2 – сильное увеличение напряжений; 3 – сильное уменьшение напряжений; 4 – слабое уменьшение напряжений; 5 – граница области динамического влияния разрывов; 6 – разрыв. Белое поле – напряжения практически неизменны.

Б. Внутреннее строение зоны разлома по С.Н. Scholz [2002].

как ширина разлома. Третьим определяющим параметром является направление. В совокупности они позволяют выделять системы разломов – группы разрывов со сходными, близкими по численному значению параметрами. И только внутри системы можно анализировать соотношения между параметрами разломов. Такой подход позволил изучить закономерности соотношений между длиной, направлением, глубиной разрывов и некоторыми другими параметрами.

Направление разломов – один из наиболее хорошо известных и изученных параметров во многих регионах мира. Каждая крупная геодинамическая провинция характеризуется типичными для неё двумя, тремя, реже несколькими преобладающими направлениями. Принято считать, что простирание систем разломов предопределено типом напряженного состояния литосферы и процессами ее



Рис. 2. Принципиальная схема стационарной (слева) и нестационарной (справа) модели разлома. В стационарной модели показано изменение реологических свойств с глубиной и формирующиеся геологические формы; в нестационарной – очаги разновременных землетрясений различных магнитуд.

многократной активизации. При этом основное направление закладывается ориентировкой векторов регионального поля напряжений, а активизации, как правило, изменяют два других параметра разломов. Существуют серьезные доказательства влияния ротационного режима планеты на заложение сетки дизьюнктивных структур. Чисто количественные подсчеты распространения разломов разных направлений показывают изменение соотношений между ними в различных частях даже единой структурной зоны. Обычно это бывает в случаях, когда простирание структурной зоны изменяется [Шерман, 1977]. Простирание разрывов во многом определяется спецификой их заложения.

Последовательность зарождения систем разломов полностью подчиняется законам механики разрушения твердых тел, на базе которой разработана физическая теория формирования разрывов в горных породах [Гзовский, 1975]. В условиях небольшого всестороннего давления дополнительное сжатие пород приводит к формированию двух пересекающихся систем разрывов, угол между которыми зависит от величины всестороннего давления. Системы формируются не синхронно. Обычно одна опережает другую. Первоначально формируются две системы разломов, обусловливающие зарождение разломно-блоковой структуры литосферы (рис. 3). В последующем принципиальная схема развития автомодельно повторяется и в пределе направлена на полное раздробление материала. Небезынтересно и важно отметить, что при постоянном длительном действии стабильного поля напряжений продолжается рост разрывов во времени. Разломы более раннего заложения имеют при прочих равных условиях относительно большую среднюю длину. Заложившиеся в первоначальные стадии геотектогенеза разломы с каждым новым циклом активизации удлиняются, разрастаются, «оперяются» и превращаются в мощные протяженные разломные зоны. К сожалению, отсутствие материалов по безусловной датировке возраста разломов (а не периодов их активизации по контролируемым процессам) не позволяет пока сделать точный количественный анализ этой важной закономерности. Более пятидесяти лет тому назад экспериментально кинетику роста трещин в процессе разрушения твердых тел исследовал В.Р. Регель (1956). Для небольших по форме и объему образцов установлено, что в общем случае зависимость средней длины трещины l от времени t, прошедшего с момента приложения нагрузки, имеет следующий вид:

$$l = a + k \lg t$$

(1)



Рис. 3. Схема последовательности заложения систем разломов и формирования разно ранговой разломноблоковой структуры литосферы.

Параметр k определяется свойствами разрушаемого материала и величиной прилагаемой для деформации нагрузки σ (с увеличением σ коэффициент k уменьшается). При прочих равных условиях средняя длина трещины нелинейно увеличивается пропорционально времени действия нагрузки. Нет оснований считать, что в макромасштабах при развитии разломов изменяется принципиальная закономерность описанного процесса. Следовательно, при сопоставлении разломов, имеющих общее направление на данной территории, более длинные из них можно считать и относительно более древними.

Сложнее рассматривается вопрос о связи направлений разломов с геологическими структурами, а в более широком плане с изменениями скорости вращения планеты. Различные расчеты на эту тему, особенно тщательно проведенные Е.Н. Люстихом (1962) и не оспоренные последующими исследователями, показали, что возникающие касательные напряжения при изменении скорости вращения Земли на первые порядки ниже предела прочности горных пород. Отсюда можно уверенно полагать, что ротационные силы Земли могут способствовать разрастанию крупных разломов в случаях, когда векторы порождаемых ими напряжений совпадают с векторами напряжений, генерированных эндогенными процессами. И поскольку установлена определенная связь между типом полей напряжений литосферы Земли и её вращением [Шерман, Лунина, 2001], постольку можно считать, что напряжения в литосфере, вызываемые эндогенными процессами, полнее реализуются тогда, когда их вектор совпадает с вектором напряжений, генерированных вариациями ротационного режима планеты. Таким образом, как минимум, ротационные силы Земли способствуют разрастанию разрывов по простиранию в течение геологического времени и согласуются с приведенным уравнением 1.

Длина разломов определяет степень их влияния на структурный контроль локализации геологических тел и даже течение некоторых процессов. Она наиболее доступна для измерений, цифровые результаты которых легко сопоставлять с другими параметрами. Главными из них являются степень раздробленности или количество разрывов соответствующих рангов длины, формирующихся на «единице» избранной площади, и глубина проникновения разломов.

Современные компьютерные технологии позволяют широко использовать геологические карты для оценки длин разломов. В задачу статьи не входит анализ методик этих работ. Важно обратить внимание на известные данные и их связь с другими параметрами.

Статистическая обработка большого количества различных исходных данных по разным регионам мира показала наличие тесной корреляционной связи между длинами разломов и их количеством, распространенностью. С вероятностью безошибочных прогнозов 0.95% связь между количеством разломов N и их длиной L описывается уравнением:

 $L = a/N^b$,

где а – коэффициент пропорциональности, зависящий от максимальных длин разломов, участвующих в выборке, b – коэффициент, отражающий физические свойства пород и условия деформирования, равный ~0.4. В общем плане он отражает реологию среды (рис. 4).

Важным параметром является расстояние между разломами равной длины в системе. В целом устанавливается закономерность оптимальных расстояний M между разломами соизмеримой длины L, описываемая уравнением

M = kL

где k и c коэффициенты пропорциональности, изменяющиеся в пределах 0.3-0.4 и 0.8-0.95 соответственно. В тектонически слабоактивных регионах коэффициент k будет увеличиваться, а c – уменьшаться. Оцениваемые по уравнению 3 соотношения можно использовать при прогнозе оптимальной густоты различных систем трещин (рис. 5, A, Б).

Вопрос о глубине проникновения разломов принципиально важен для всех представителей наук о Земле. Оценка параметра сложна неопределенностью понятия конец или окончание разлома. На концах единичных трещин фиксируется концентрация напряжений, на окончаниях систем – дихотомация крупных трещин и появление структур типа конского хвоста. Если уйти от этих немаловажных деталей, генерализовать понятие «окончание разлома» и упрощенно рассматривать его нижнюю границу как окончание единичной макротрещины, то зависимость глубины проникновения разрывов от их длины определяется величиной последней. При длинах до 40 км средние глубины Н (км) проникновения разломов оцениваются по уравнению:

$\overline{H} = 1.04L - 0.7$

(4).

(3)

Фактически средняя глубина проникновения разломов соизмерима с их длиной на земной поверхности. При длинах более 40 км проникновение разломов более глубокое, а свойства среды квазипластичны или даже пластичны. Для оценки глубин разломов длиною более 40 км В.А. Саньков [1989] предложил следующее уравнение:

 $H=2.8L^{0.7}$

(5)

что говорит об относительном уменьшении глубин проникновения разломов при росте их длины. С увеличением протяженности разрывных зон до сотен и более километров разрастание их сместителей на глубину затрудняется наличием горизонтальных неоднородностей и реологией среды.

N = 2 10^{-2} 10^{-3} 10^{-4} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-2}

Рис. 4. Соотношения между длиной разломов L и их количеством N на 1 км² для регионов с разными геодинамическими режимами [Шерман, 1977].

1 – Западно-Сибирская плита; 2 – Алтае-Саянская складчатая область; 3 – Байкальская рифтовая система.



Рис. 5А. Методика оценки параметров между длиной разрывов в системе и минимальным расстоянием между ними, а также амплитуды смещений у сдвигов.



Рис. 5Б. Соотношения между длиной субпаралельных разломов L и расстоянием между ними М [Шер-ман, 1992].

I – Байкальская рифтовая зона; II – Восточно-Африканская рифтовая зона; III – Алтае-Саянский регион; IV – Евразийский континент; V – континентальные рифтовые зоны.

Нижняя часть коры является средой относительно однородной. При разрывообразовании физические свойства литосферы соответствует телу Максвелла [Шерман, 1977]. Протекание процессов в ней определяется эффективной вязкостью, а время релаксации для подобных сред оценивается соотношением:

$$\tau = \eta/\mu$$

(6)

где т – время релаксации, с; η – эффективная вязкость, П·с; µ – модуль жесткости (~ $0.3 \div 0.4 \cdot 10^{12}$ дин/см²) (см. рис. 2). Отсюда минимальное время существования дислокации после снятия нагрузки (при наиболее низких допустимых значениях вязкости 10^{20} - 10^{21} П с) около 100 – 1000 лет. Следовательно, даже не затрагивая первопричины образования разломов, можно утверждать, что при снятии напряжений с течением геологического времени глубина активного их проникновения будет уменьшаться. Из изложенного также вытекает, что ниже границы Мохо понятие «глубина проникновения разломов» относительно во времени и всегда следует уточнять о каком геологическом периоде существования глубинного разлома идет речь. Для собственно коровых разломов острота затронутого вопроса снимается.

Таким образом, безотносительно к генетическому типу глубина проникновения локального или регионального разлома пропорционально связана с его длиной на поверхности. С переходом длин разломов в другие более протяженные по длине ранги пропорция связи изменяется с тенденцией уменьшения отношения H/L.

Регулярность в развитии сетки разломов литосферы находит логическое продолжение в формировании её разломно-блоковой структуры, на что обратил внимание М.А. Садовский [1979]. Эти исследования дополнены наблюдениями в регионах с различными режимами геодинамического развития [Шерман, Семинский, Черемных, 1993]. Для оценки закономерностей блоковой делимости литосферы в соответствии с [Садовский, 1979; Садовский и др., 1987] вычислялись средние поперечные размеры блоков L_{бл}:

$$\mathcal{L}_{\delta n} = \sqrt{S_{\delta n}},\tag{7}$$

где S_{бл} – площадь блока. В последующем после набора статистических данных по различным регионам и экспериментальным работам была установлена зависимость:

 $L_{\delta \pi} = f(N_{\delta \pi}),$

(8)

где N_{6n} – количество изученных блоков. Уравнения 7 и 8, выраженные в единых линейных единицах измерения, упростили их математические сопоставления, как между собой, так и с другими характеристиками «кусковатости» [Садовский и др., 1987], а точнее блоковой делимости литосферы. Как известно, М.А. Садовский и другие [1987] первыми показали дискретное распределение средних размеров блоков по ряду регионов. Для многих из них оказалось характерным полимодальное распределение средних размеров блоков \overline{L}_{6n} . Принимая во внимание, что дискретное распределение средних поперечных размеров блоков в каждом регионе имеет несколько отличающиеся моды, нами проведена оценка \overline{L}_{6n} по всему объему выборки, т.е. определялось соотношение между числом элементов множества (блоков) N_{6n} и средним поперечным размером \overline{L}_{6n} . В результате анализа данных построены графики распределения блоков по размерам для структур различных рангов [Шерман, Семинский, Черемных, 1999] (рис. 6). Идентичность всех частных уравнений указывает на общую закономерность блоковой делимости литосферы в деструктивных зонах, не зависящую от геодинамического режима их развития и описываемую уравнением:

$$\overline{L}_{\delta n} = A / N_{\delta n}$$

(9)

при относительно постоянном с ≈ 0.22 ÷ 0.35 и вариациях свободного члена А, зависящего от изменения масштабов выборки.



Рис. 6. Графики зависимости среднегеометрических размеров блоков L_{b1} от их количества N для структур различных рангов [Шерман, Семинский, Черемных, 1999].

Выполненные расчеты показывают, что блоковая делимость литосферы является закономерным выражением ее деструкции. Она развивается упорядочено, и система блоков образует закономерно изменяющийся иерархический ряд с некоторыми модами преимущественных размеров. Статистическое распределение всей совокупности блоков по размерам закономерно и предсказуемо. Сходство уравнений для блоковой и разломной делимости литосферы позволяет считать, что в основе ее деструкции не зависимо от конкретных форм её выражения лежат одни и те же законы. Блоковую тектонику можно рассматривать как предел разломной деструкции литосферы на соответствующих иерархических уровнях. Таким образом, деструкция литосферы при разных геодинамических режимах и полях напряжений описывается общим математическим выражением:

$$L=A/N^{c}$$
,

где L – размер разрывных или блоковых структур; N – их количество; A – свободный член, зависящий от размеров структур в выборке; c - степенной показатель, изменяющийся от 0.4 до 0.22 при переходе от разломов к блокам. В более широком плане подтвердились представления М.В. Гзовского о том, «что существует общая закономерность, распространяющаяся на сложенные горными породами твердые тела величиной от лабораторного эксперимента до земного шара» [Гзовский, 1963, стр.441], что и следует из уравнения 10.

Объем статьи не позволяет затронуть весьма важные в практическом отношении параметры локальных и региональных разрывов: соотношения амплитуд сдвигов к их длине, длин одиночных трещин и их зияния, мощности слоя и расстояний между трещинами и некоторые другие. Эти вопросы обсуждены во многих публикациях [Шерман, Семинский, Борняков и др.,1992; и мн. др.]. Упомянутые зависимости определяются комплексом дополнительных региональных геолого-геофизических факторов и представляют область специальных исследований.

Описанные соотношения определяющих параметров разломов как двухмерных тел свидетельствуют о наличии устойчивых природных закономерностей при разломообразовании в литосфере.

Разломы как трехмерные тела и процессы в областях их динамического влияния. Разломы как трехмерные тела обсуждаются в геологической литературе с шестидесятых годов двадцатого века [Косыгин, 1969; и др.]. Введение понятия «области динамического влияния разломов» расширило возможности исследования взаимосвязей современных геодинамических процессов, происходящих под влиянием разломной тектоники. В плане это эллипсовидная площадь, на которой изменяется общее поле напряжений (см. рис. 1). Ширина области активного динамического влияния (ОАДВ) разломов *М* оценивается по эмпирическому уравнению, полученному на базе физического моделирования [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]:

 $M \approx H + 0.01 \lg \eta + 0.03 \lg V - C$,

(11)

(10)

в котором: H – толщина деформируемого слоя; η – вязкость; V – скорость деформирования; C – свободный член уравнения, ~ 0.2 ÷ 1.0.

Введение понятия ОАДВ разломов расширило возможности оперирования в случаях, когда точность определения положения «точечных» объектов на местности оценивается с ошибкой в несколько километров (например, эпицентров землетрясений); или в случаях, когда известный точечный объект или некоторая площадь (например, строительный объект или площадка и т.п.) располагаются в границах ОАДВ разлома. Ниже приводятся два примера: один – использование понятия ОАДВ разлома для связи сейсмического процесса с разломной тектоникой, другой – по последовательности распространения эпицентров землетрясений в ОАДВ разломов оценивается новый параметр: скорость фронта активизации разрыва и движения по его простиранию деформационной волны.

Для оценки более глубокой, чем пространственная, связи очагов землетрясений с разломной тектоникой вернемся к уравнению 10, которое отражает закономерности разломообразования в литосфере, и сопоставим его с уравнением Гутеберга-Рихтера, описывающим сейсмический процесс:

(12) (12a)

или N = a'/E^γ

где N – число землетрясений; E – энергия землетрясений; γ – угловой коэффициент графика повторяемости, незначительно изменяющийся в разных сейсмически активных регионах мира. Заметим, что впервые на генетическую связь разломообразования и сейсмичности обратил внимание М.В. Гзовский [1963].

Известно, что угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений достаточно хорошо отражает сейсмическую характеристику любого района и представляет собой относительно постоян-

ную величину. То же следует и из отношения количества разрывов и их длины. Угловой коэффициент линии N = f(L) также будет величиной относительно постоянной. Сходство графиков, у которых системы координат отражают генетически близкие величины, говорит об общности и направленности генетически взаимосвязанных процессов. Отнесенные к единице площади и времени уравнения 10 и 12 можно качественно сопоставить, приняв, что N – количество разломов и сейсмических событий, которые напрямую никак, казалось бы, не связаны друг с другом, а L – размеры разломов и в то же время величина энергии сейсмического события Е. Коэффициент у в уравнении 12 для большинства сейсмоактивных районов мира независимо от преобладающего типа напряженного состояния литосферы определяется величиной 0.5. Коэффициент с в уравнении 10 определяется величиной $0.2 \div 0.4$ и не зависит от режимов геодинамического развития территорий. Близкое значение коэффициентов позволяет сравнивать определяющие параметры разломов L и сейсмического процесса Е. Из подобного анализа уравнений 10 и 12 вытекает, что L ≈ E. Последнее получено вне связи с конкретным сейсмическим регионом. Это означает, что процессы разломообразования и сейсмичности отражают общие закономерности деструкции литосферы и характеризуются парагенетической связью. Первичным можно считать первый или второй процесс. Иными словами, землетрясения могут происходить в результате подвижек по имеющимся разрывам в литосфере или в результате образования разрывов в относительно ненарушенной среде. Сейсмологические данные свидетельствуют о том, что для сильных землетрясений первичен разлом, подвижка по которому провоцирует сейсмическое событие, для слабых землетрясений – первичным может быть вновь образованный разрыв, с которым синхронен сейсмический эффект. Может быть и наоборот: слабые землетрясения генерируются короткими разрывами. L ≈ E – очень важное соотношение, более точные и конкретные связи между физическими величинами которого еще предстоит детальнее изучить.

Сила сейсмических событий – сложный результирующий процесс. Работами Дж. Андерсона и др. [Anderson et. al.,1996] на базе исследований 43 землетрясений мира, контролируемых разломами с хорошо выраженной амплитудой смещения, показано, что момент магнитуды М_w тесно связан с длиной разрывов L_{км} и скоростью смещений по разрывам S_{mm/vr} следующей зависимостью:

 $M_w = 5.12 + 1.16 \ logL - 0.20 \ logS$

(13)

Она приведена на рис. 7 в сопоставлении с результатами работ других исследователей. Намеченная Дж. Андерсоном с коллегами зависимость отражает влияние скоростей тектонических смещений вдоль активных разломов на магнитуду землетрясений. При постоянной длине сейсмоактивных разрывов сила землетрясений будет уменьшаться с увеличением скоростей движений. Вывод не тривиальный, усиливающий наши представления о том, что связи между параметрами сейсмических процессов и геодинамическими факторами многогранны и весьма не элементарны. Знание конкретных значений переходных коэффициентов между параметром разломов L и энергией землетрясений E или М расширяет наши возможности прогноза сильных землетрясений [Шерман, 2002].



Рис. 7. Графики зависимости между магнитудой землетрясений, длиной разрывов и скоростью смещений по ним [Anderson et. al.,1996].

Для прогноза сейсмических событий очень важно знание интенсивности активизаций разрывов и скоростей продвижения деформационной волны по их простиранию в реальном времени (месяцы, годы). Названные понятия – новые параметры разрывов. Они вводятся для получения дополнительных количественных характеристик разломов как объемных тел.

Для оценки интенсивности активизации разломов в реальном времени предложено использовать количественный индекс сейсмической активности (КИСА) ξ_n (км⁻¹), под которым понимается число сейсмических событий п определенных энергетических классов K, приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы) [Шерман, Сорокин, Савитский, 2005]:

$$\xi_n = \sum n(M, K, t)/L,$$

M = bL,

Ширина области динамического влияния разлома М определяется по уравнению

(14)

(15)

где L – длина разломов, км; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0.03 до 0.09 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]. В масштабе реального времени именно КИСА характеризует нестабильность крыльев разломов и даёт основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. Примеры использования КИСА приведены в [Шерман, Сорокин, Савитский, 2005; Шерман, Горбунова, 2008; Sherman, Gorbunova, 2008].

Для определения энергетического потенциала разломов предложено применять магнитудный (энергетический) индекс сейсмической активности (МИСА) разломов ξ_k , под которым понимается значение класса максимального сейсмического события K_{max} (K = lg E, дж;), приходящегося на длину толщины линий соответствуют уравнениям, помещенным в контуры рисунка; символы соответствуют данным по скоростям подвижек.

разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния М (км). МИСА оценивается по выражению:

$$\xi_k = K_{\max(t)} (M, K, t),$$
 (16)

где K_{max(t)} – максимальный класс землетрясения (или его максимальная магнитуда) в области динамического влияния разлома M за заданный промежуток времени t [Шерман, Савитский, 2006].

Рассмотрение вариаций КИСА и МИСА на примерах разломной тектоники Центральной Азии свидетельствует об отсутствии ясно выраженной пространственной закономерности в активизации территориально сближенных ансамблей разломов в чрезвычайно короткие интервалы реального времени. Создается кажущееся впечатление, что активизация разломов в границах сейсмоактивных зон происходит хаотично. Эндогенные источники развития разломов и генетически связанной с ними сейсмичности в задаваемые, с геологической точки зрения мгновенные, интервалы времени остаются пространственно и энергетически стабильными. Следовательно, пространственно-временные закономерности в возбуждении активизации разломов следует искать в энергетически слабых, но достаточных для нарушения метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы, триггерных механизмах.

Поскольку землетрясения возникают в метастабильной разломно-блоковой среде литосферы, побыть различные стольку ИХ триггерными источниками могут вариации напряженнодеформированного состояния эндогенной и экзогенной природы, сейсмические события в сопредельной территории и другие. Сейсмологи выделяют несколько возможных источников, служащих триггерными механизмами при возникновении землетрясений [Соболев, Пономарев, 2003; Завьялов, 2006; и др.]. В последние годы серьезным источником-триггером для возбуждения землетрясений считаются деформационные волны [Николаевский, Рамазанов, 1986; Быков, 2005; Sherman, Gorbunova, 2008; и мн. др.]. Система доказательств опирается на следующие свидетельства и методические построения.

Опубликованные в последние годы работы по изучению последовательности вспарывания разрывов и смещений по ним при землетрясениях выявили их определенную тенденцию в одном из направлений. Эти данные рассмотрены в работе С.И. Шермана и Е.А. Горбуновой [2008], в которой также приведен большой реферативный список литературы.

По разным группам наблюдений развитие и активизация сейсмоактивных разломов происходят преимущественно в одном из двух от эпицентра (очага) землетрясения направлений [Kasahara, 1979; Шерман, Горбунова, 2007; и др.]. Богатый фактический материал дали проведенные в последние годы обобщения по расположению максимальных амплитуд смещений по простиранию разрывов и эпицентров землетрясений. Kim Y.-S. и Choi J.-H. [2007] показали, что положение максимальных смещений в сейсмоактивных разломах по отношению к эпицентрам основных толчков не совпадает с локализацией последних, а располагается в некотором удалении по простиранию активного разрыва. Известно, что эпицентры последующих относительно сильных землетрясений в конкретно исследуемых разрывах происходят в местах максимальных смещений, связанных с предшествующими событиями. При этом и сила нового события в определенной мере пропорциональна и длине разрыва, и амплитуде смещения [Anderson et al., 1996]. Отсюда, что наиболее вероятно, следующий сейсмический акт локализуется, скорее всего, в точке разлома с максимальным смещением, за ним во времени следующий и т.д. Будет намечаться тенденция в направлении расположения последующих очагов землетрясений и, следовательно, будут определяться и преимущественные направления прорастания разрывов при их активизации.

В основе рассматриваемых далее авторских построений лежит представление о том, что землетрясение любого класса фиксирует нарушение равновесия в зоне разлома, сопровождающееся увеличением интенсивности трещиноватости и, при сильных событиях, смещением крыльев. Частота сейсмических событий в зоне разлома отражает интенсивность его активизаций, а тенденция в пространственной направленности очагов вдоль оси разлома во времени воспроизводит скорость и вектор движений триггерного источника активизаций. При этом в зоне разлома происходит реализация второго [Гольдин, 2002] механизма развития крупной трещины: её продолжающееся формирование идет по предварительно уже существующей перколяционной сети более мелких трещин и скорость дискретного развития (активизации) трещины по простиранию может быть исключительно низкой, исчисляемой годами, столетиями или более продолжительным временем.

Для выяснения тенденций векторной направленности возбуждений по наиболее активным разломам были построены индивидуальные графики, на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений; на оси ординат — время этих событий (рис. 8). (При построении графиков использованы материалы по разломной тектонике и



Рис. 8. Примеры графиков временных трендов сейсмических событий в четырех группах разломов с разными скоростными характеристиками активизации. Оси ординат – годы сейсмических событий; оси абсцисс – длины разломов, км.

сейсмичности Центральной Азии). По физическому смыслу каждый из графиков отражает два новых дополнительных параметра разломов: наклон его линии воспроизводит вектор пространственновременного движения очагов землетрясений вдоль разрыва (с левого фланга разлома на правый или наоборот), а тангенс угла ее наклона к оси ординат – средние скорости пространственного распространения волны возмущения, стимулирующей возникновение очагов землетрясений.

По предложенной методике, используя каталог землетрясений Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН за 1960-2000 гг., рассмотрена специфика пространственно-временного распространения очагов землетрясений по простиранию активных разломов Центральной Азии [Sherman, Gorbunova, 2008].

Выделено более ста разноранговых разломов с зафиксированными в областях их динамического влияния очагами землетрясений 12-16 классов. Построены индивидуальные графики «время события – пространство» и проанализированы временные тренды сейсмических событий по отдельным активным разломам. Эпицентры землетрясений конкретных разломов на графиках образуют системы параллельных прямых, как если бы вдоль соответствующих разломов распространялись с постоянной средней скоростью серии деформационных волновых возмущений, инициирующих сейсмические события – активизации разломов (см. рис. 8). Всего таких систем параллельных прямых с равными, но в разных направлениях углами наклона выделено 7 групп, каждая из которых соответствуют одинаковым средним скоростям деформационных возмущений. Внутри группы разрывы подразделяются на две подгруппы, соответствующие разным (противоположным) векторам возмущений. Группировка разломов по критерию одинаковых скоростей деформационных волн возмущений свидетельствует об идентичных параметрах их активизации (таблица).

| Группа/общее кол-во разло- мов/ разломы, участ- вующие в ана- лизе | Средняя дли- на разломов, км | Тангенс угла наклона вре- менного тренда активизации, градусы | Средняя ско- рость активи- зации разло- мов, км/год | Частота год ⁻¹ | Характерное время активи- зации, годы | Длина деформа- ционных волн, км |
|---|------------------------------------|--|---|------------------------------|--|---------------------------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 1/26/19 | 438±152 | 89.4±0.24 | 94±57 | 0.05 | 20.4±1.7 | 2000 |
| 2 /23/22 | 321±87 | 87.44±0.3 | 22±3 | 0.05 | 22.2±2.3 | 450 |
| 3 /23/17 | 299±94 | 85.39±0.4 | 12±1.25 | 0.05 | 22.4±2.6 | 250 |
| 4 /15/14 | 206±62 | 81.28±0.9 | 7±0.7 | 0.05 | 21.1±2.1 | 130 |
| 5/5/2 | 199±269 | 78.76±1.8 | 5±1.8 | - | - | - |
| 6/8/5 | 204±44 | 74.43±2 | 4±2 | - | - | - |
| 7/5/3 | 131±84 | 66.32±5 | 2±4.9 | - | - | - |

Таблица. Параметры современной активизации разломов Центральной Азии

Дополнительно, используя известные соотношения

 $\lambda = Vt$

(17)

по характерному времени возникновения событий t и их средней скорости V в каждой из групп оценена вероятная длина деформационных волн возмущения λ.

Для дальнейших построений, принимая во внимание недостаточную обеспеченность некоторых разломов минимальным количеством исходных данных по сейсмичности, из дальнейшего анализа исключены последние три группы.

По вычисленным скоростным характеристикам и векторам движений деформационных волн возмущения первых четырех групп проведена новая классификация разрывов, проанализировано их пространственное положение в обсуждаемом регионе и взаимоотношения некоторых параметров (рис. 9).



Рис. 9. Расположение активных разломов Центральной Азии с различными скоростями и векторами деформационных волн возбуждения. А – разломы 1-ой группы; Б – разломы 2-ой группы; В – разломы 3-й группы; Г – разломы 4-ой группы. Легенда: пунктирная линия – вектор активизации разломов направлен с запада на восток; сплошная линия – вектор активизации разломов направлен с востока на запад. Стрелки – примерное направление фронта деформационных волн возбуждения (активизации) разломов.

Между скоростью процессов активизации разломов V и их средней длиной L фиксируется высокая нелинейная корреляционная связь r = 0.9, а уравнение регрессии описывает ее следующими взаимоотношениями параметров:

$$V = 7E - 06L3 - 0.0053L2 + 1.2098L - 81.725 (\kappa m/200)$$
⁽¹⁸⁾

при $R^2 = 0.9971$, где R^2 – коэффициент детерминации (рис. 10).

Закономерные согласованности в пространственной направленности активизации разломов в различных иерархических группах свидетельствуют о том, что генераторами описываемого процесса могут быть медленные деформационные волны разных длин, чувствительность к которым различна у выделенных, характеризующихся разной длиной, групп разломов.

Источниками подобных волн в приведенном примере, возможно, являются продолжающиеся процессы активного рифтогенеза, приводящие к эпизодическим подвижкам всей межблоковой границы между Сибирской и Амурской (Забайкальской) плитами, а также более локальные смещения между блоками других рангов на флангах и в центральной части Байкальской рифтовой системы – наиболее геодинамически активной территории рассматриваемого региона Центральной Азии. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [Николаевский, Рамазанов, 1986; Невский, 1999; и др.]. Раннее, к близким выводам о волновом процессе, пространственно определяющем возникновение очагов землетрясений, но с иным критерием структурного контроля, пришел В.И. Уломов [1993]. К настоящему времени факт существования деформационных волн в зонах разломов не вызывает сомнений [Быков, 2005]. Их можно рассматривать как один из классов механических движений, свойственных земной коре и литосфере в целом [Гольдин, 2004].

Введение и использование новых параметров для характеристики активных разломов – КИСА, МИСА и средних скоростей деформационных волн – позволяет выявить дополнительные геодинамические свойства разломов как геологических тел, вероятные источники и механизмы их современной активизации.



Рис. 10. Соотношения между скоростями движений деформационных волн возбуждений (активизаций) разломов и их длиной.

Заключение. Исследование количественных параметров геологических структур и процессов входит в число актуальных методов современных исследований в тектонофизике. Цифровые значения параметров расширяют знания об объектах и процессах, обогащают наши возможности использовать компьютерные технологии для анализа многотысячных данных по различным характеристикам разломов и контролируемых ими процессов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00251, 09-05-12023-офи_м), комплексного интеграционного проекта СО РАН № 61, программы Президиума РАН 16.8, программ ОНЗ РАН 6 и 7.

ЛИТЕРАТУРА

- *Быков В.Г.* Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176-1190.
- *Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Часть 3 и 4. М.: Изд. АН СССР. 1963. 544 с.
- Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра. 1971. 240 с.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37-54.

- Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.
- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. Ин-т физики Земли, М.: Наука. 2006. 254 с.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра. 1969. 616 с.
- *Невский М.В.* Геофизика на рубеже веков // Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН. 1999. С. 124-139.
- Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3-13.
- *Пейве А.В.* Избранные труды. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука. 1990. 352 с.
- *Регель В.Р.* К вопросу о кинетике роста трещин в процессе разрушения твердых тел // «Журнал технической физики». М.: 1956. Т. 26, вып. 2. С. 359-369.
- Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3-11.

- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.
- Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1989. 136 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.

- *Уломов В.И.* Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. С. 43-53.
- Шерман С.И. Стационарная и нестационарная модели формирования крупных разломов литосферы и их использование для пространственно-временного анализа сейсмического процесса // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал «ГЕО». 2004 С. 299-302.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1977. 102 с.
- Шерман С.И. Развитие представлений М.В. Гзовского в современных тектонофизических исследованиях разломообразования и сейсмичности в литосфере // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского) М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 49-59.
- Шерман С.И. А.В. Пейве основоположник учения о глубинных разломах // Геотектоника. 2009. № 2. С. 20-36.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука СО. 1983. 94 с.
- Шерман С.И., Горбунова Е.А. Количественный анализ современной активности разломов Центральной Азии и их триггерных механизмов // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН. 2007. С. 195-203.
- Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // ДАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 672-674.
- Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 3. С. 398-403.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1991. 262 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1992. 227 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1994. 262 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41-53.
- Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 395-398.
- Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н. Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд. СО РАН НИЦ ОИГГМ. 1996. С. 74-77.
- Anderson J.G., Wesnousky S.G., Stirling M.W. Earthquake Size as a Function of Fault Slip Rate // Bull. Seism. Soc. America. 1996. V. 86, № 3. P. 683-690.
- Scholz C.H. The Mechanics of Earthquakes and faulting. 2nd ed. Cambridge Univ. Press. New York: 2002.
- Kasahara K. Migration of crustal deformation // Tectonophysics. 1979. V. 52. P. 329-341
- *Kim Y.-S., Choi J.-H.* Fault propagation, displacement and damage zones // (Conference Commemorating the 1957 Gobi-Altai Earthquake. Ulaanbaatar, Mongolia. 2007. P. 81-86).
- Sherman S.I., Gorbunova E.A. Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time // Earth science frontiers, 2008. V. 15, № 3. P. 337-347.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ¹

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, <u>yak@ifz.ru</u>, <u>http://www.ifz.ru/~yak/</u>

Введение. <u>Основные цели исследований структур линейной складчатости.</u> Проблема механизма складкообразования существует уже очень давно, с конца 18 века, когда в Альпах и в английском Уэлсе были закартированы складки. С течением времени стало понятно, что вся континентальная земная кора хотя бы один раз должна была пройти через этот процесс, и наше понимание всех закономерностей геологического развития планеты зависит от понимания процесса складчатости, стоящего по значимости в одном ряду с двумя другими – метаморфизмом и магматизмом. Поскольку с эволюцией коры связано возникновение и размещение полезных ископаемых, решение проблемы механизма складкообразования может иметь и практическое значение, хотя, возможно, не прямое.</u>

К тематике происхождения складчатости последние десятилетия большинство тектонистов проявляют откровенно слабое внимание. Тем не менее, все теоретические (геодинамические) построения относительно континентальной коры, так или иначе, используют геометрические модели структур разного объема. Как будет показано ниже, существующие представления о складчатых процессах могут потребовать значительных уточнений. Это означает, что геометрия структур коры также может потребовать коррекций. Если исходить из обычной логики научных исследований, то геометрию природной структуры можно получить только из исходных природных данных о ее геометрии и данных о деформациях в этой структуре. Любая другая информация (о полях напряжений, палеомагнитные данные, теоретические или экспериментальные модели и др.) может иметь только вспомогательное значение. В этом смысле наличие большого числа мелких складок в структурах линейной складчатости обеспечивает такие исследования наиболее полным и достоверным материалом.

При анализе складчатых структур необходимо иметь в виду их две особенности методологического характера, отличающие их от разрывов, которыми занимается большинство тектонофизиков.

1) В отличие от разрывов, которые самоподобны, морфология и происхождение складчатых структур очень сильно зависит от их размера. Если физические законы образования разрывов в первом приближении являются универсальными и для сантиметровых трещин и для тысячекилометровых разломов, то морфология складок в многослойных средах, равно как их кинематические модели и действующие механизмы существенно отличаются для структур разного размера. Это означает, что разрывы в принципе могут изучаться каким-то одним методом, а для складок нужно использовать серию специфических методов.

2) Для исследования разрывов или их совокупностей используется методы исследования полей напряжений. Это хорошо разработанная область науки, связанная с механикой, особенно – конструкционной. Основной материал здесь – ориентировка трещин и направление смещений по ним (или фокальные механизмы землетрясений). Для структур линейной складчатости исследования полей напряжений по ряду причин неэффективны. Здесь необходимо определение типа и величины деформаций, причем в механике этот раздел называется «большие деформации», и считается сложным. Если добавить, что теории складчатых деформаций многослойных сред практически нет (в отличие от теории образования и развития трещин), то понятно, что методологически исследования складчатых структур является более сложным, чем исследования разрывов.

Нельзя не заметить специально, что количество работ по геометрии и деформациям складчатости (и число активных исследователей) является неоправданно низким, однако это же дает возможность начинающим исследователям быстро получать интересные и значимые результаты.

<u>К истории развития методологии</u>. В рамках данной статьи будет полезно указать очень коротко на основные работы, имеющие большое значение для развития методологии исследования складчатых структур, и на основные полученные в разное время результаты.

Первые попытки в 18-19-х веках понять складчатость были связаны с экспериментами, правда, довольно грубыми – сжимались слои тканей и железные листы. Первые фиксации и верное понима-

¹ Более полное изложение материалов по методам и результатам исследований складчатости: *Яковлев Ф.Л. Количественные методы анализа природных механизмов формирования складок и систем линейной складчатости /* Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008. С. 149 – 188. Настоящая статья для «Тектонофизической Школы» подготовлена по этой публикации.

ние существования деформаций в горных породах на основе наблюдений деформированной фауны появились еще в середине и конце 19-го века. В конце тридцатых годов прошлого века уже предпринимались попытки оценить такие деформации (Альберт Гейм, 1919-1922). Большое значение имела работа Эрнста Клооса по складкам гор Мэриленд, в которой он оценивал деформации по форме оолитов (1947), что можно считать началом современного стрейн-анализа. В это время начало возникать понимание того, что умозрительные идеи следует заменять использованием в тектонике строгих физических законов. Появились предпосылки к возникновению тектонофизики.

В нашей стране примерно в 40-х годах В.В. Белоусов начинал ставить задачи по моделированию складчатых деформаций (работы И.М. Кузнецовой, Л.И. Чертковой) и образовал первую лабораторию тектонофизики в ГЕОФИАНЕ (ИФЗ РАН). На рубеже 50-х годов им были инициированы первые систематические работы по сбору структурного материала в природных складчатых системах (на Кавказе – А.А. Сорский, И.В. Кириллова, А.В. Вихерт, Н.Б. Лебедева, А.М. Шурыгин; в Зилаирском синклинории – группа В.В. Эза; в Байджансайском антиклинории – группа М.В. Гзовского; метаморфическая складчатость начинала изучаться в Приольхонье и Карелии группой В.В. Эза). Несколько позже для крупных складок М.В. Гзовским было показано важное отличие в напряженном состоянии пород при действии продольного и поперечного изгибов. Детальное исследование полей напряжений позволило ему достоверно восстановить историю развития Байджансайского антиклинория.

В 60-х – 70-х годах 20-го века в СССР и в других странах появляется уже несколько лабораторий (групп исследователей) которые, используя законы физики, начали систематически исследовать процессы формирования складок и разрывов. К этому времени уже возникло несколько гипотез возникновения складчатых систем, что позволило как развивать теоретические исследования, так и более направленно моделировать структуры и собирать природный структурный материал.

Появление теории подобия позволило более строго, чем это делалось ранее, проводить работы по моделированию складчатости. С использованием центрифуги моделировались складки разного генезиса Г. Рамбергом, Дж. Диксоном, А.М. Сычевой-Михайловой, В.Г. Гутерманом. Структуры тепловой конвекции моделировались М.А. Гончаровым и Ю.М. Гореловым. Эффектные (но не строгие) опыты по «засасыванию» фундамента в центре складчатого сооружения проводил В.Н. Ларин. Результаты этих работ опубликованы в отдельных важных статьях и в обобщающих монографиях.

Важные продвижения были получены при использовании механики сплошной среды. М. Био и Г. Рамберг в 1960-65 гг. показали зависимость формирования складок с определенным отношением длины волны к мощности слоя от вязкости этого слоя и среды. В нашей стране А.С. Григорьевым и В.П. Ионкиным был сделан важный обзор работ по механике сплошной среды в приложении к проблемам тектоники. В 1970-х годах началось использование метода конечных элементов для вычисления деформаций в складках продольного изгиба и для исследования структур всплывания.

В 1965-1985 гг. продолжались работы по сбору структурного материала в складчатых сооружениях. В Туркестанском хребте Южного Тянь-Шаня собрал обширный материал Е.А. Рогожин, в Таласском хребте Северного Тянь-Шаня – группа МГУ (А.В. Вихерт, М.А. Гончаров, Н.С. Фролова, А.Г. Малюжинец). Исследования структур Большого Кавказа продолжили В.Н. Шолпо, Е.А. Рогожин, Т.В. Гиоргобиани. Ряд палеозойских структур Казахстана был исследован Е.И. Паталахой. Большинство результатов этих работ опубликованы в статьях и монографиях.

Начиная с 1987 г. в западных странах издается серия фундаментальных учебников по структурной геологии, в которых с тем или иным уровнем использования физических законов затрагивались вопросы морфологии и механизмов формирования складчатых структур. В этом ряду важными являются учебники Дж. Рэмзи (J.G. Ramsay) с соавторами (1983 – 2000), в которых затрагиваются вопросы стрейн-анализа, морфологии складок и моделирования методом конечных элементов.

<u>Понятие «механизм формирования структуры»</u>. Прежде чем приступить к последовательному изложению всего материала, важно разобрать детально это важное понятие, с которым очень тесно связаны все работы по генезису складчатых структур. Точное определение механизма формирования структуры, в том числе – складки или системы складок, дать затруднительно, поскольку в рамках структурной геологии в значительной мере это – термин свободного пользования, который имеет исторически возникшую и не всегда удачную практику использования. С позиций механики сплошной среды механизмом следует называть описание тела конечного объема, имеющего определенную геометрию, определенные реологические свойства и находящегося под воздействием совокупности внешних нагрузок и внутренних сил. Применение законов механики в этом случае позволяет показать распределение параметров поля напряжений в объекте и прогноз изменения формы тела (т.е. дать картину распределения деформаций). Тектонофизика стремится именно к такому решению задачи. Однако в настоящее время нет возможности получить необходимые точные данные по любому природному объекту, механизм формирования которого нужно определить, поскольку объект, особенно крупный, может быть очень сложным. Поэтому для многих объектов описать механизм корректно с позиций механики пока нельзя. Кроме того, часть общеупотребимых сведений в структурной геологии возникла на таком историческом этапе, когда физический подход к геологическим объектам не практиковался. В этих случаях в понятие «механизм» может входить любая информация, поясняющая способ приложения сил или источник энергии наблюдаемых преобразований объекта. Разумеется, заметная часть этой общепринятой в настоящий момент информации является неточной и должна быть выведена из обихода. Другие «механизмы» носят в значительной мере умозрительный характер и должны в дальнейшем получить корректное физическое описание или от них также следует отказаться. В этом смысле к информации, предлагаемой в очень многих учебниках по тектонике и структурной геологии, следует относиться с большой осторожностью.

Для описания отдельных складок чаще всего используются продольное укорочение, продольный изгиб, складки скалывания, поперечный изгиб, общее сплющивание [Ажгирей, 1966; Белоусов, 1985; Ярошевский, 1981; Гзовский, 1962]. Для описания структур больших, чем отдельные складки, применяются внедрение глубинного диапира, гравитационное соскальзывание, боковое сжатие, «А»-субдукция, тектоническое течение и др. (например: [Белоусов, 1976; Гзовский, 1962; Хаин, 2001].

Дополнительная сложность касается механизмов формирования крупных объектов, поскольку здесь добавляются еще и соотношение их с существующими классификациями складок и складчатости. О том, как много такого рода классификаций существовало и активно использовалось в недавнем прошлом, косвенно можно судить, если открыть Геологический Словарь [Геологический..., 1978], в котором на слова «складка», «складки», «складчатость» приводится 110 статей, связанных с их морфологией или условиями (механизмом) формирования. Это можно объяснить только отсутствием системности и «нефизичностью» подходов к объяснению возникновения складчатых структур разного размера, существовавших в структурной геологии в десятилетия, предшествовавшие появлению и становлению тектонофизики.

С позиций тектонофизики следует указать, что в используемых в настоящий момент понятиях «механизм» формирования складчатых структур существуют по меньшей мере три неясных момента:

1) все представления о механизмах формирования отдельных складок носят качественный «нефизичный» или умозрительный характер и их список фактически открыт, т.е. нет общепризнанного набора механизмов, необходимых и достаточных для объяснения происхождения структур.

2) отсутствует представление о том, что механизмы формирования отдельных складок и механизмы формирования крупных структур являются разными по масштабу явлениями.

3) в литературе фактически отсутствует представление о том, что механизмы деформирования слоя компетентного и некомпетентного должны быть разными, а соответственно, не осознается разница между складками подобного и параллельного типа.

Разумеется, все три момента связаны с тем, что общепринятые «механизмы» являются сугубо качественными понятиями и служат только для приблизительного объяснения явлений. Все необходимые точные определения могут быть даны только в ходе создания численных физических моделей формирования структур (в рамках кинематики или динамики), что и составляет суть тектонофизического подхода. Соответственно, ниже мы будем обсуждать исследования механизмов формирования складчатых структур именно с позиций тектонофизики, поэтому обычные «механизмы» не будут рассматриваться. Предельно жесткой формулировкой относительно применимости обычных умозрительных «механизмов» может быть следующая: если механизм не имеет корректного описания в рамках механики (динамики или кинематики), позволяющего количественно фиксировать изменение формы слоя (или, для слоистой толщи – изменение основных параметров геометрии ее структур), связанное с величиной (амплитудой) его действия, то такой механизм не может быть идентифицирован. Следует считать, что такой механизм не существует.

В связи с вышесказанным мы даем краткое описание только таких количественных методов анализа складчатой структуры, которые связаны с механизмами, выделяемыми при физическом (тектонофизическом) подходе.

<u>Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости</u>. Анализ ситуации с описанием и объяснением возникновения складчатых структур показал, что необходима коррекция самого принципа выделения объекта [Яковлев, 2008а]. Если обсуждать это коротко, то все традиционные объекты структурной геологии выделялись с целью геологического картирования и были удобны для коммуникации (в рамках профессионального метаязыка структурных геологов). Границы объектов при этом выделялись таким образом, что объем структуры мог не совпадать с тем объемом массива, в котором корректно с физической точки зрения можно было описать механизм его деформирования. Например, для описания механизма (для численной кинематической или динамической модели изгибов слоя) надо иметь замок складки и ее крыло отдельно для компетентного и некомпететного слоя, мощности и наклоны слоев, величины и ориентировку эллипсоида деформаций в слоях. Стандартное описание структуры в терминах складка антиклинальная, синклинальная, наклонная и т.д. не дает достаточно информации. Только для складок единичного вязкого слоя и, отчасти, для тектонической зоны объекты «тектонофизические» и объекты «картировочной» структурной геологии совпадают. Весьма вероятно, что недоучет именно этого аспекта не позволял столь длительное время разрешить проблему складкообразования.

Система иерархии складчатых структур. Поскольку, как очевидно, невозможно с помощью одного и того же механизма (модели) описать структуры размером от сантиметров (от одного слоя) до десятков и первых сотен километров (весь осадочный чехол и вся кора), то необходимо иметь полный комплект структур разного размера и соответствующих моделей их формирования. С этих позиций была предложена система иерархических уровней складчатых структур, объекты в которой выделяются по критерию объема слоистости, охватываемой тем или иным классом механизмов [Ребецкий и др., 2004]. Такая система позволяет не искать в каждой структуре любые механизмы, а разделяет их по масштабу проявления. В иерархическую систему входит семь уровней (рис. 1). Это I) уровень внутрислойных деформаций (искажение формы зерен и включений, предмет стрейнанализа), II) уровень отдельных складок (отдельные слои), III) уровень складчатых доменов (серия складок в пачке слоев, крупные части осадочного чехла), IV) уровень структурных ячеек (структуры от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория, осадочный чехол целиком), V) уровень тектонической зоны (обычная структура, охватывает часть коры или всю кору), VI) уровень крупной складчатой системы (например, мегантиклинории, уровень охватывает всю литосферу), VII) весь складчато-разрывной пояс (глубина охвата, вероятно, превышает толщину литосферы). Изложение материала в данной статье строится с учетом этой иерархии и продвигается от показа исследований мелких структур к методам изучения крупных.

Складчатые структуры, внутрислойные деформации и стрейн-анализ. Описание деформированного состояния горной породы является важным аспектом характеристики природных деформированных объектов, в том числе – складок. Этому разделу структурной геологии и тектонофизики посвящено очень большое количество работ, в основном зарубежных, а обзор методов и современного состояния исследований является предметом специальной публикации. Из доступных сейчас источников на русском языке следует упомянуть учебные пособия или статьи А. Николя [1992], А.И. Родыгина [1996], А.К. Худолея [2004], В.Н. Войтенко [Войтенко, Худолей, 2008], из наиболее важных зарубежных, включая общие руководства и ключевые статьи – [Ramsay, Huber, 1983; De Paor, 1988; Erslev, Ge, 1990; Fry, 1979]). В данной статье этот раздел не рассматривается.

Уровень 2 «отдельные складки». Механизмы формирования складок параллельного типа (складчатость предгорных прогибов). Наиболее простая морфологическая классификация отдельных складок состоит в выделении «параллельных» и «подобных» типов. Складки параллельного типа описаны во всех руководствах по структурной геологии, они представляют собой изгибы пачки слоев неизменной мощности с проскальзыванием между слоями. Предполагается, что реологические свойства слоев одинаковы. Чередование антиклиналей и синклиналей осуществляется в ограниченной по высоте структуре, за пределами которой геометрия слоев меняется на гребневидную. Можно считать, что складчатость параллельного типа в комбинации с надвигами широко распространена в предгорных и межгорных прогибах. Главные механизмы ее формирования связаны с изгибными моделями. Основная часть публикаций по складчатости в западной литературе посвящена именно параллельным складкам в этих структурах. В последние десятилетия получили широкое распространение методы построения сбалансированных профилей, которые используются для анализа геометрической непротиворечивости построенного сечения, вычисления амплитуды смещения отдельных дуплексов и определения последовательности их перемещения. Из западной литературы этого направления следует упомянуть работы по построению сбалансированных разрезов [Ramsay, Huber, 1987; Dahlstrom, 1969], в отечественной наиболее полный обзор есть в [Прокопьев и др., 2004]. Для небольших серий складок, в которых есть данные по стрейн-анализу для какого-то слоя, применяется F-функция Дж. Рэмзи [Ramsay, Huber, 1987] (стр. 549). Основной смысл этой методики состоит в том, чтобы учесть увеличение или уменьшение длины слоя, определяемое по стрейн-анализу, и подсчитать горизонтальное укорочение структуры, исходя из современной ее длины и скорректированной доскладчатой длины образующего эту структуру слоя, в котором были отобраны образцы для стрейн-анализа.



Рис. 1. Схема иерархических уровней структур линейной складчатости (по [Ребецкий и др., 2004] с изменениями). Показаны линейные размеры объектов (стрелки) и положение в структуре объектов предыдущего уровня (серые прямоугольники). А – уровень I, внутрислойные объекты; Б – уровень II, отдельные складки, слои (Б1 – пачек слоев, Б2 – единичного вязкого слоя); В – уровень III, домены, пачки слоев; Г – уровень IV, структурные ячейки, осадочный чехол целиком, Д – уровень V, тектонические зоны, кора целиком; Е – уровень VI, мегантиклинорий, астеносфера (?); Ж – уровень VII, подвижный пояс.

Различия механизмов и обстановок формирования складок параллельных и подобных. В рамках проблемы механизма складкообразования существует очень важный аспект, который практически не упоминается в литературе. Дело в том, что складки параллельные и подобные имеют, как правило, разные размеры и встречаются в разных тектонических ситуациях. Например, в учебнике Дж. Рэмзи [Ramsay, Huber, 1987] вся информация о поведении слоев в отдельных складках касается главным образом складок параллельных. Для описания механизмов формирования последних привлекается несколько слабо формализованных механизмов: изгиб продольный (*buckling*) и изгиб поперечный (*banding*), «изгибное течение» (*flexural flow*). Складки подобные здесь только упоминаются в рамках рассмотрения многослойных систем (стр. 405), а их геометрия как сочетание компетентных и некомпетентных слов с разным поведением в замках складок специально не анализируется. В результате у читателя может возникнуть впечатление, что совокупность упомянутых механизмов формирования складок параллельных достаточна для описания складчатой структуры любой сложности, в том числе – складок подобных.

Между тем реально складки параллельные характерны в основном для структур предгорных прогибов, в которых накапливаются молассовые комплексы относительно небольшой (3-6 км) мощности, состоящие из слоев и пачек большой мощности и однородной литологии. Эти толщи сминаются в крупные (первые километры) складки параллельного типа, охватывающие едва ли не весь осадочный слой. Считается, что такие структуры формируются на жестком недеформируемом фундаменте, который отделен от осадков поверхностью срыва (детачмента). Поскольку складки параллельные имеют естественное ограниченное распространение по высоте, то таким верхним ограничением является кровля осадочного чехла, а нижним – подошва, она же – поверхность базального срыва. Сокращение всей структуры и смещение ее тыльной части в сторону платформы в рамках обычных моделей обеспечивается давлением со стороны хинтерланда.

Структура самого хинтерланда образуется мощными (до 10-15 км) толщами тонкослоистых сланцев или флишоидного чередования сланцев с песчаниками или известняками. Пластическая пликативная деформация всей толщи обеспечивается возникновением очень большого числа мелких (до первых метров и сантиметров) складок, которые образуют структурные комплексы с единообразно ориентированными осевыми поверхностями. Разумеется, при многокилометровой толще и большом числе мелких складок они могут иметь форму только складок подобных, в которых слои многих соседних ритмов образуют почти одинаковые структуры, неограниченно распространяющиеся вверх и вниз по разрезу. Более крупные структуры (складки более низких рангов) могут быть выявлены на геологической карте или путем тщательного отслеживания общего наклона зеркала складок при составлении структурного профиля непосредственно при полевых работах. Многими исследованиями установлено, что фундамент структур хинтерланда является пластичным и деформируется совместно с осадочным слоем (например, М.Л. Сомин [2000]). В связи с этим можно утверждать, что по «механическим» свойствам как самого осадочного чехла, так и фундамента, структуры форланда и хинтерланда различаются радикально. Тем не менее – весьма обычной практикой является никак не аргументированное использование хорошо изученного тектонотипа форланда для описания структуры хинтерланда как серии моновергентных надвигов-чешуй с общим субгоризонтальным детачментом.

<u>Механизмы формирования складок подобного типа (линейная складчатость внутренних частей складчатых сооружений)</u>. «Подобные» складки являются одним из уровней сложной структуры внутренних частей складчато-надвиговых поясов и должны иметь специальные модели формирования, не сводимые к моделям образования складок параллельных.

Теоретические разработки в рамках механики сплошной среды для изучения складчатых структур существуют, но касаются только структур относительно простых [Ramberg, 1963; Biot, 1961]. Обзор этих работ, в целом и сейчас не потерявший значения, приводится в работе [Григорьев, Ионкин, 1972]. Часть складчатых структур моделируются методами конечных элементов [Hudleston, Stephansson, 1973], и далее будет показано, как это может быть использовано. Напряженное состояние многослойных сред при значительных величинах деформаций было изучено Ю.Л. Ребецким [Ребецкий, Гущенко, 1995; Толстая, Ребецкий, 2002]. Однако большинство этих разработок пока не могут в полной мере описывать геометрию сложных складок «подобного» типа и быть использованы для сопоставления моделей и природных структур и изучения тем самым механизмов их формирования. Наблюдения за природными структурами показали, что форма складок подобных может быть описана в рамках четырех типичных структур, отличающихся по соотношению мощностей компетентных и некомпетентных пород и по степени их компетентности [Яковлев, 20086]: 1) пологие складки и складки единичного вязкого слоя в них, 2) складки с широкими замками (складки пачек слоев), 3) шевронные складки, 4) складки с призамковыми надвигами. Похожая зависимость формы складок от соотношения мощностей компетентного и некомпетентного слоев ранее была описана в ([Ramsay, Huber, 1987] c. 413).

Специально рассматривать механизмы формирования и методы исследования мы будем только для складок единичного вязкого слоя и складок пачек слоев.

Складки единичного вязкого слоя являются наиболее удобными объектами для определения величины укорочения структур линейной складчатости, поскольку имеют корректную с точки зрения механики модель своего образования. Лежащая в основе метода модель П. Хадлстона и О. Стефансона [Hudleston, Stephansson, 1973] была создана на основе конечно-элементного метода. Соотношение между двумя действующими механизмами – изгибом и «сплющиванием» в модели на каждой итерации подбиралось такое, которое было наиболее выгодно энергетически. Были рассчитаны три варианта развития с разным соотношением вязкостных свойств слоя и среды (контраст вязкости) – 10, 100, 1000. В статье приведены рисунки полученной формы изогнутого в складку слоя для величин укорочения (- $\varepsilon = (L_1 - L_0) * 100\%/L_0$) от 0 % до 70-80 % (рис. 2). Для сопоставления природных и модельных структур

по их геометрии была использована специальная система замеров формы слоя (рис. 3), параметры которой существенно менялись для всех трех моделей и для их стадий. По результатам замеров были построены две диаграммы (номограммы), которые связывали форму слоя в складках с их величиной укорочения и контрастом вязкости (рис. 4). С помощью этого метода были исследованы несколько десятков серий складок единичного вязкого слоя в Чиаурской зоне Большого Кавказа (примеры, рис. 5). Было показано [Яковлев, 1978; Yakovlev, 2008], что распределение величины укорочения в складках связано с характером структуры в отдельных частях зоны и лежало в пределах от 25% до 82% со средним значением 56%. Контраст вязкости для песчаников (слой) и аргиллитов (среда) лежал в пределах от 2 до 20 (до 60 для кварцевых жил) со средним значением 10 (рис. 6).

Таким образом, проблема определения действующих механизмов формирования для складок единичного вязкого слоя отсутствует при предложенном подходе. Эти механизмы заменяются численной (конечно-элементный метод) моделью, корректной с точки зрения механики сплошной среды и для определенных условий задачи. Природные структуры сравниваются с модельными по форме смятого в складки слоя; в результате сравнения определяются *величина укорочения* и *контраст вязкости* слой/среда.

<u>Складки пачек слоев</u>. Рассмотрим возможные механизмы их формирования. Физический подход к решению деформационных задач предусматривает рассмотрение необходимого и достаточного количества параметров, которые могут быть измерены в природных структурах. Этому правилу отвечает известное описание эллипсоида (тензора) деформаций в масштабе образца горных пород, которым занимается стрейн – анализ. В общем случае это наблюдения над изменением формы шара. Другой способ – это наблюдения над изменением формы куба. Для описания таких деформаций используются три степени удлинения первоначальных сторон куба и три угла сдвига между этими сторонами. Для случая двухосной деформации без изменения объема любая конечная деформация может быть разложена на три простых типа – *поворот, простой сдвиг* и *чистый сдвиг*. В соответствии с этим любая деформация может быть описана в виде простых законов изменения формы тела в рамках определенной системы координат. Для проверки того, какие механизмы (из числа деклари-



Рис. 2. Модель складки единичного вязкого слоя, полученная методом конечных элементов [Hudleston, Stephansson, 1973]. Показаны несколько последовательных стадий с укорочением в процентах (цифры). Отношение вязкости слоя к вязкости среды (контраст вязкости) составляет 1000. Отношение «0.5 длины волны/мощность слоя» для складок с контрастом вязкости 10 составило 4; для контраста вязкости 100 оно было равно 8, для 1000 – 16.



Рис. 3. Система замеров геометрии складок единичного вязкого слоя (по [Яковлев, 1978]); для контраста вязкости 100. Измеряются параметры: длина крыла (I) от точки пересечения осевой плоскости и подошвы слоя в синклинали до точки пересечения осевой плоскости и кровли слоя в антиклинали; угол (α) между этими направлениями; мощность слоя в замке (M3); и мощность слоя на крыле (Мк). Поскольку природные складки часто встречаются на крыльях более крупных структур и являются асимметричными (в основном они имеют разную длину крыльев), то для их исследования используются средние величины для каждой антиклинали или синклинали в серии складок.
руемых умозрительных) можно привлечь для формализованного описания деформации слоев компетентного и некомпетентного в складках пачек слоев, рассмотрим результаты действия указанных выше трех простых деформаций (рис. 7) для двух случаев ориентации слоя – а) горизонтального (это в том числе – замок складки) и б) наклонного (крыло складки) [Яковлев, 2008б; Яковлев, 1981; Yakovlev, 2008]. Полученные теоретически механизмы частично совпадают с известными и приведены на рисунке.

Интересный механизм возникает для сдвигания вдоль наклонного слоя (рис. 7, 5Б). Назовем его «*перекашивание с поворотом*» [Яковлев, 1981]. Он является аналогом сдвигания вдоль слоистости и проявляется в некомпетентном слое. В этом случае соседний компетентный слой испытывает изгиб (поворот). При этом механизме увеличивается мощность слоя вдоль осевой поверхности складки (его мощность в замке) и обычный, умозрительно выделявшийся механизм *перетекания материала с крыльев в замок* оказывается лишним.

Как несложно увидеть из краткого описания этой системы, любой механизм может быть представлен в виде уравнений связи изменения углов наклона геометрических элементов структуры (например – наклона слоистости, или – наклона диагенетических трещин) с определенным количеством (амплитудой) механизма. К сказанному необходимо еще добавить, что эти механизмы могут рассматриваться как одновременные и независимые, то есть может быть продекларирована *суперпозиция механизмов* как некой системы координат, в рамках которой при каких-то оговоренных правилах описания любая деформация может быть зафиксирована как комбинация определенных амплитуд нескольких механизмов. При таком подходе морфология слоев в складке является источником информации о величине укорочения пространства вокруг складки (что позволяет судить о внешних механизмах и причинах возникновения деформаций) и о сочетании механизмов, которые в принципе связаны с реологическими свойствами пород.

Приведенная выше система простых механизмов, описывающая все возможные изменения геометрических элементов слоев в складках в связи с величиной развития того или иного механизма, была использована для создания модели образования пачек слоев [Яковлев, 1981; 2002]. Деформации компетентного слоя описываются сочетанием одновременно действующих механизмов *изгиба* и *сплющивания* на крыле и в замке. В качестве объекта описания используется исходный квадрат (описание изменений наклона и мощности слоя) и круг (ориентировка осей и величина эллипса деформа-



Рис. 4. Номограмма для определения величины укорочения складок единичного вязкого слоя и величины контраста вязкости слой/среда (по [Яковлев, 1978]). По горизонтальной оси откладывается отношение «длина крыла/мощность слоя в замке». Сплошные линии построены по замерам геометрии складок в расчетных моделях [Hudleston, Stephansson, 1973], использующих механизмы *изгиба* и *сплющивания*. Существуют еще две номограммы, позволяющие учитывать и третий возможный механизм – скалывание.

1 – изолинии укорочения; 2 – изолинии контраста вязкостей; 3 – пример положения замеров геометрии природных складок в серии (рис. 5, А); 4 – результат геометрического осреднения точек замеров.



Рис. 5. Примеры природных серий складок единичного вязкого слоя [Яковлев, 2008б]. А – серия складок № 10 в долине р. Риони. Эта серия использована для примера замеров геометрии складок и получения величины укорочения и контраста вязкости (рис. 4, окончательный результат: величина укорочения SH = 62%, контраст вязкости VC = 10, скалывание $\Delta = 8$). Б – серии № 16 (SH = 62%, VC = 10, $\Delta = 3$), № 17 (SH = 67%, VC = 8, $\Delta = 0$); В – серия № 4 (SH = 65%, VC = 7, $\Delta = 10$), все – р. Б.Лиахва.



Рис. 6. Гистограммы значений величины укорочения (левая гистограмма) и контраста вязкости (правая гистограмма) для изученных складок единичного вязкого слоя Чиаурского синклинория (73 серии). По [Яковлев, 20086].

Ю

(1) 2

В

19

18

17

16

15

14

13

12

11

10

9 8 7

6 5 4

3 2

96

84

0.5 м

ций). Деформации в некомпетентном слое описываются механизмом «*перекашивание с поворотом*» и *сплющиванием*. Величина сдвига («перекашивания») определяется соотношением мощностей компетентного и некомпетентного слоев в ритме. В компьютерной программе одновременность действия механизмов обеспечивается небольшими приращениями каждого механизма (итерациями), повторяющимися много раз (рис. 8). В методике была использована наиболее простая версия с постоянными величинами приращения поворота и сплющивания, которая обеспечивала разный вклад этих механизмов в общее укорочение структуры в процессе развития складки (с нарастанием влияния изгиба в процессе работы программы). Расчет деформации круга (рис. 9) позволил связать общую величину укорочения складки с величиной и ориентировкой деформации внутрислойной [Яковлев, 2002]. Перебор всех возможных изменений соотношения инкрементов изгиба и сплющивания лег в основу расчета номограммы, в которой по осям отложены наклон слоя и отношение мощности компетентного слоя на крыле к его мощности в замке, а сетка изолиний показывает величину укорочения в направлении перпендикуляра к осевой поверхности и модельные соотношения инкрементов механизмов (рис. 10).



Рис. 7. Классификация механизмов образования складок в компетентных и некомпетентных слоях, основанная на действии простых физических деформаций в горизонтальном и наклонном слое (в замке и на крыле складки). Левая колонка типы простых физических деформаций: чистый сдвиг (1, 2), продольный изгиб (3), простой сдвиг (4, 5). Центральная колонка (А) – действие механизмов в горизонтальном слое, Правая колонка (Б) – действие механизмов в наклонном слое. Механизмы: продольного удлинения (1А), продольного укорочения слоя (2А) вырождения (1Б) сплющивания (2Б). изгиб (ЗАБ). скалывания или осевого сдвига (4АБ). перекашивани-(5A). «перекашивание ем С поворотом» (5Б). По [Яковлев, 20086].



Рис. 8. Итерационное измерение геометрии слоев в модели пачки слоев [Яковлев, 2008б]. І – очередной поворот на 10° компетентного слоя, II – перекашивание с поворотом, III – сплющивание 10%.

1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой.

Рис. 9. Модель формирования складки пачек слоев (по [Яковлев, 2002]). Общее сокращение K = 0.396; сокращение по эллипсам деформаций K1 = 0.643, K2 = 0.286, K3 = 0.668, K4 = 0.251.

 компетентный слой; 2 – некомпетентный слой; 3 – ориентировка осевой плоскости.



Рис. 10. Номограмма для определения величины укорочения в складках пачек слоев по геометрии компетентного слоя: угол наклона слоя относительно перпендикуляра к осевой плоскости (а), мощности слоя на крыле (t) и его мощности в замке (Т). В теле номограммы нанесены изолинии величины укорочения (в %), и соотношения итераций механизмов поворота и сплющивания (по [Яковлев, 2008б]).

 изолинии соотношения механизмов; 2 – изолинии величины укорочения; 3 –точки замеров геометрии складок.

Полученная связь геометрии компетентного слоя и определенной величины и ориентировки внутрислойной деформации в рамках модели «изгиб и сплющивание» позволяет проверить эту модель путем сравнения результатов стрейн-анализа образцов пород из природных складок с модельными теоретическими характеристиками деформации. Первые результаты такого сравнения были обнадеживающими [Яковлев и др., 2003].

Проверка работоспособности модели была осуществлена в двух работах – анализ складок пачек слоев в Чиаурской тектонической зоне [Яковлев, 1981] и определение величины сокращения для складок в теле Воронцовского покрова ([Яковлев и др., 2008]). Примеры складок пачек слоев показаны на рис. 11. В целом в Чиаурской зоне было получено решение для 36 складок, величина укорочения для которых лежала в пределах от 27 до 83% при среднем значении 56% (рис. 12), что примерно соответствовало результатам изучения складок единичного вязкого слоя. Важным обстоятельством является то, что для 8 локальных структур были найдены складки обоих типов, что позволило сопоставить две методики. Было определено, что среднее укорочение для этой совокупности практически одинаково со средним укорочением для складок единичного вязкого слоя, коэффициент корреляции достаточно высок, хотя линия регрессии не является идеальной (рис. 13). Тем не менее, можно утверждать, что в модели пачек слоев указанная выше особенность соотношения механизмов (постоянные приращения инкремента поворота и сплющивания в процессе развития складки) оказалась в первом приближении соответствующей корректной модели формирования складок единичного вязкого слоя.

Тридцать девять складок пачек слоев были использованы для измерения величины укорочения по этой же методике для определения генезиса Воронцовского покрова [Яковлев и др., 2008]. В результате (подробно это будет описано ниже) был получен ареал значений, достаточно узкий и почти совпадающий с трендом гравитационного соскальзывания.

Таким образом, для структур ранга отдельных складок анализ механизмов формирования базируется на физически корректных моделях формирования складок. Эти модели выступают своеобразными «осями координат», а исследуемые объекты (природные складки) занимают определенное положение в многомерном пространстве следующих параметров: 1) величина укорочения, перпендикулярная осевой плоскости, 2) контраст вязкости слой/среда, 3) соотношение механизмов изгиб/сплющивание.

Получаемые результаты могут быть использованы для разновидности тектонического районирования, поскольку разные участки структуры могут иметь разную величину укорочения, а также для точной характеристики укорочения в рамках анализа деформационных параметров следующего уровня – доменов. Использование этих методов для решения интересных тектонических задач будет также показано ниже.



Рис. 11. Примеры складок пачек слоев, зарисовка по фотографиям [Яковлев, 2008б]. Использованы данные по методике варианта 1981 г, учитывающую действие третьего механизма – «скалывания». А – замер 60/28: укорочение Sh=71%, доля изгиба BP=0.86, поправка на «скалывание» Δ=3%. Б – замер 42/69: Sh=62%, BP=0.90, Δ=16%.

1 – слоистость и границы компетентного слоя; 2 – некомпетентные слои; 3 – кливаж и трещины; 4 – осевая поверхность; 5 – замеры мощности слоя; 6 – замеры угла; 7 – тень.

70

65



60 P ение 55 50 /Kopor линия регрессии 45 40 коэфф. корр.=0.85 35 укорочение ЕВС 30 35 30 40 45 50 55 60 65 70

Рис. 12. Гистограмма значений величины укорочения для изученных 36 складок пачек слоев Чиаурского синклинория [Яковлев, 2008б].

Рис. 13. Сравнение результатов определения размера сокращения (в процентах) по методам для складок единичного вязкого слоя ЕВС и пачек слоев ПС для ряда локальных природных структур Чиаурской зоны Большого Кавказа [Яковлев, 20086].

Механизмы формирования складчатых структур на уровне пачек слоистости (уровень 3, домены). На уровне пачек слоев и, соответственно, структурных доменов вопрос об определении механизмов (или выдвижении моделей формирования структур) как правило, не стоит, поскольку механизмы формирования складок относятся к предыдущему уровню (механизмы деформирования слоев), а «региональные» или геодинамические – это механизмы, действующие в чехле в целом. Однако в части природных структур могут действовать «локальные» механизмы, связанные с деформациями в окрестностях разломов, о чем будет сказано несколько ниже. На уровне собственно доменов речь может идти о способе количественного описания деформаций. Этот материал необходим для численного анализа природных и модельных структур на уровне локальных и региональных механизмов.

Величина сокращения, определенная для складок в направлении, перпендикулярном к осевой плоскости, позволяет построить эллипсоид деформации, поскольку для линейной складчатости по причине значительной протяженности ее структур не существует возможностей для региональных деформаций удлинения или сокращения вдоль шарниров складок. Косвенно это подтверждается слабым распространением систематически существующих структур будинирования слоев вдоль шарниров складок (растяжение) или складок с субвертикальной ориентировкой шарниров (сжатие). Принимая во внимание, что явление растворения под давлением зерен кварца и кальцита приводит к локальному переносу вещества (первые метры или сотни метров), а плотность пород хинтерланда лежит в достаточно узком диапазоне, можно утверждать, что изменения объема незначительны. Поэтому деформация в складчатых доменах является плоской (в плоскости перпендикуляра к шарнирам складок). Соответственно, эллипсоид определяется следующим образом (рис. 14). Промежуточная ось является нейтральной (без деформации) и ориентирована вдоль шарниров. Ось укорочения расположена перпендикулярно к осевой плоскости, ее величина совпадает с величиной сокращения складок. Ось удлинения ориентирована перпендикулярно шарниру складок и принадлежит осевой плоскости складок. Ее величина вычисляется как обратная величине оси укорочения, исходя из того, что деформация является плоской и объем пород постоянен [Yakovlev, Voitenko, 2005]. Указанный эллипсоид содержит в себе накопленную деформацию за все время деформирования (за все стадии) и является обобщенной характеристикой деформации чистого сдвига и сдвига простого.

Полная характеристика деформации в рамках континуальной механики включает в себя тензор деформации, поворот и перемещение (или совокупность перемещений каждой точки). Для наших целей можно ограничиться тензором деформации и поворотом. Соответственно, для характеристики домена необходимо определить компоненты поворота и разделить величины сдвигов простого и чистого. Для этого в домене дополнительно производятся замер наклона осевой плоскости (обобщенной) относительно горизонта и замер наклона плоскости зеркала складок (рис. 15).

В зависимости от модельного сочетания (последовательности) механизмов эти данные дают те или иные величины искомых деформаций. Используемая нами модель включает компоненту поворота, использующую ориентацию плоскости зеркала складок: домен поворачивается до горизонтального положения зеркала складок (рис. 16). Результатом преобразования является неизменный эллипсоид деформации, с измененной ориентацией осевой плоскости. В этом случае компонента простого сдвига вычисляется путем приведения осевой плоскости к вертикальному положению за счет простого сдвигания в горизонтальной плоскости. Величины осей эллипсоида и их ориентировка определенным образом меняются. Можно считать, что из эллипсоида вычитается компонента простого сдвига. «Оставшийся» эллипсоид является эллипсоидом чистого сдвига. Для восстановления доскладчатого состояния домена необходимо растянуть его структуру на величину короткой оси полученного эллипсоида (рис. 16).

Эти преобразования используются для восстановления доскладчатого положения домена и доскладчатого положения всей структуры (тектонической зоны). Основой является отрезок линии профиля, относящийся к домену (с границами отрезка, его длиной и наклоном линии). В результате поворота, горизонтального сдвига и растяжения этот отрезок приобретает уже другую длину и наклон в горизонтально слоистой (доскладчатой) среде. Присоединяя соседние домены друг к другу, можно получить весь профиль. Любой крупный разрыв должен использоваться в качестве границы двух доменов. Тогда контактирующие точки двух доменов будет разделять плоскость, которая принадлежит двум доменам. Соответственно, ее доскладчатая ориентировка может быть так же восстановлена. В этом случае разница в «стратиграфической» высоте двух точек дает вертикальную амплитуду смещения по разрыву, а по наклону плоскости и по вертикальной амплитуде, соответственно, легко определяется горизонтальное смещение. На рис. 17 и 18 показаны природный структурный профиль, его компьютерная модель, построенная по результатам замеров параметров доменов, и доскладчатое состояние профиля. Видны разрывы – как надвиги, так и сбросы. Эти процедуры в совокупности с компьютерной программой могут быть названы методом балансирования по геометрии доменов и фактически являются единственным методом составления сбалансированных разрезов в пределах внутренних частей складчатых сооружений.

Кроме процедур восстановления доскладчатого состояния доменов и структурных пересечений, элементы описания деформационного состояния доменов и совокупностей складок могут быть использованы для определения механизмов формирования некоторых видов локальных структур. Свя-





Рис. 14. Соотношение эллипсоида деформации с элементами складки (по [Yakovlev, Voitenko, 2005]). 1 – осевая плоскость; 2 – шарнир; 3 – эллипс деформаций в компетентном слое; 4 – эллипс деформаций в слое некомпетентном. **Рис. 15.** Элементы геометрии складчатого домена и их замеры (по [Yakovlev, Voitenko, 2005]).

1 – горизонтальная плоскость; 2 – плоскость зеркала складок, угол ее наклона; 3 – осевая плоскость, угол ее наклона; 4 – эллипс деформаций (по результатам определения величины укорочения); 5 – линия профиля, ее длина и угол наклона.



Рис. 16. Кинематические операции восстановления доскладчатого состояния домена (по [Яковлев, 20086]). А – операция поворота; Б – операция горизонтального простого сдвигания; В – операция чистого сдвига (горизонтальное растяжение).

1 – исходное состояние домена; 2 – состояния после поворота; 3 – состояния после простого горизонтального сдвига; 4 – доскладчатое состояние.

зано это с тем, что определенный процесс формирования структур, если он действительно существует в природе, в разных объектах может иметь разную конечную «амплитуду» развития. В этом случае совокупность объектов в поле деформационных параметров может показать определенный тренд. Разные механизмы должны отличаться друг от друга именно деформационными характеристиками, что и является основой их диагностики. Покажем это на двух примерах.



Рис. 17. Пример природного структурного профиля через тектоническую зону (р. Кудиалчай, Тфанская зона, Большой Кавказ, по материалам [Рогожин, Яковлев, 1983]).

1 – складчатая структура; 2 – домены и их границы; 3 – структурные ячейки и их границы.



Рис. 18. Пример восстановления природного структурного профиля (см. рис.17). По [Яковлев, 2008в]. **а** – величины укорочения для структурных ячеек; **б** – компьютерное изображение профиля, построенное PC программой по замерам параметров доменов; **в** – восстановленное доскладчатое состояние линии профиля в горизонтально слоистой среде; **г** – доскладчатое состояние границ структурных ячеек.



Рис. 19. Схематическая геологическая карта Северо-Западного Кавказа. Показаны 11 структурных пересечений, использованные в исследованиях происхождения структур разного ранга.

1 – палеозойские метаморфические породы фундамента; 2 – отложения средней юры, терригенные флишоидные сланцы и песчаники; 3 – отложения верхней юры, мела, палеоцена и эоцена, в основном терригеннокарбонатный флиш; 4 – отложения олигоцена, неогена и антропогена, моласса.

Для Северо-Западного Кавказа в 11 структурных пересечениях (рис. 19) были сделаны замеры геометрии доменов: наклон осевых плоскостей (АХ), наклон зеркала складок (EN) и величина укорочения складок (SH). На диаграмме распределения точек замеров в поле параметров АХ / EN было замечено (рис. 20), что третья величина SH явно возрастает с ростом угла между осевой плоскостью и зеркалом складчатости [Яковлев, 2003]. После ряда операций была построена диаграмма (рис. 21),



Рис. 20. Распределение замеров геометрии доменов для складчатой структуры Северо-Западного Кавказа для диаграммы распределения «наклон зеркала складок / наклон осевых поверхностей» [Яковлев, 2008б]. Для точек «приразломной складчатости» (условные знаки 1 и 3, расположенные в секторах Д-О-Е и Ж-О-З) наблюдается возрастание величины укорочения к линиям Д-Е и Ж-З. Слева показаны домены с морфологией, соответствующей параметрам точек на диаграмме (стрелки), север справа.

1 – приразломная складчатость, вергенция на юг; 2 – приразломная складчатость, вергенция на север; 3 – совокупность доменов с «основными» механизмами.



Рис. 21. А – диаграмма распределения природных параметров SH и AX-EN (вдоль линии В-Г, рис. 20); Б – общая схема эволюции структур – простое сдвигание вдоль наклонной плоскости в комбинации с горизонтальным сплющиванием [Яковлев, 2008б].

1 – точки осреднения для значений SH (с шагом 0.1, начиная с 0.9); 2 – точки с южной вергенцией; 3 – точки с северной вергенцией.



Рис. 22. Сопоставление модельных трендов эволюции геометрии складчатых доменов с природными структурами «угол АХ–ЕN / укорочение SH» [Яковлев, 20086]. Вариант начального наклона зоны 45°. Кружки показывают: 1 – начальная позиция модели и природных доменов; а – лучшая модельная; б – наиболее развитая природная позиция домена.

1 – точки с вариантом инкрементов укорочение 3% и сдвиг 4°; 2 – 2% и 5°; 3 – 1% и 6°; 4 – точки осреднения для природных структур.

показывающая обнаруженный деформационный процесс в параметрах SH/(AX – EN). Было сделано предположение, что этот процесс может быть описан как пластическое простое сдвигание вдоль наклонной плоскости в комбинации с общим горизонтальным укорочением. Перебор параметров модели (варианты 20° и 45°) показал, что первоначальный наклон плоскости в 45°, и комбинация инкрементов механизмов *простой сдвиг* 6° и *сплющивание* 1% дают сопоставимую с природной эволюцию геометрии структуры (рис. 22). Эти данные говорят в пользу отсутствия явления срыва всего чехла вдоль поверхности чехол/фундамент или вдоль основных литологических горизонтов.

Анализ распределения доменов «вязкого скола» по структуре Северо-Западного Кавказа выявил вполне определенную связь с геометрией крупных пликативных и разрывных структур. Необходимо отметить, что выявленные реально существующие зоны «наклонного вязкого скола» не могут быть зафиксированы методами картирования или в процессе составления структурных разрезов.

В пределах Воронцовского покрова на Северо-Западном Кавказе [Яковлев и др., 2008] были изучены складки, наблюдавшиеся в подземной выработке в зоне подошвы покрова. Были замерены углы наклона осевых поверхностей (АХ) и величины укорочения складок в направлении перпендикуляра к осевой плоскости (SH). Для выявления генезиса складок и всего покрова были выдвинуты две гипотезы – боковое давление (соскладчатое горизонтальное укорочение) и горизонтальное простое сдвигание (гравитационное соскальзывание). Для этих моделей были рассчитаны тренды изменения параметров АХ / SH, которые оказались практически перпендикулярны друг другу. Совокупность точек замеров параметров природных складок совпала с моделью горизонтального сдвигания (рис. 23). Тем самым была установлена гравитационная природа Воронцовского покрова. Проведенное исследование напряженного состояния показало его возможное соответствие обеим схемам, поэтому решение проблемы не могло быть найдено с помощью этого метода. В этом смысле анализ деформаций оказался существенно более эффективным.



Рис. 23. Сравнение трендов моделей латерального укорочения и горизонтального сдвигания с замерами природных складок [Яковлев и др., 2008].. Используется диаграмма рассеяния. Показаны две линии регрессии для совокупностей точек 1) модели горизонтального сдвигания и 2) природных складок.

1 – модель горизонтального укорочения, 2 – модель горизонтального сдвигания, 3 – замеры природных складок, 4 – аттракторы, А – для модели горизонтального сокращения, Б – для модели горизонтального простого сдвигания.

Механизмы формирования складчатых структур на уровне осадочного чехла (уровни 4 и 5). Как было показано выше, механизм формирования отдельных складок «задается» (диктуется) системой таких механизмов, которые корректны с точки зрения их описания в терминах механики. В этом случае конкретные соотношения этих механизмов и их величины (степень развития механизмов) определяют форму складки. Другая ситуация существует для больших многослойных структур. К сожалению, для структур линейной складчатости внутренних частей складчатых сооружений (а это и есть многослойные структуры) не существует теоретической модели из области механики, которая полностью их описывает. В то же время для описания структур, охватывающих весь осадочный чехол, выдвинут целый ряд механизмов, частично численных, но по большей части – умозрительных (то есть таких, в которых дается только словесное описание условий формирования структур). Как правило, эти механизмы подтверждаются экспериментами на аналоговых материалах или являются общепризнанными. Нередки случаи, когда для одной и той же структуры разными исследователями выдвигаются несколько механизмов. При этом, разумеется, возникает проблема поиска корректной модели. Другими словами, надо определить, какая модель из круга возможных является наиболее вероятной и какова степень развития этого процесса в природной структуре. Если же ни одна из имеющихся моделей не описывает процесс сколько-нибудь хорошо, то надо определить, по каким признакам существующие модели не подходят и, соответственно, какими свойствами должна обладать модель, которую еще только предстоит создать.

Для того, что различать структуры такого иерархического уровня, необходимо решить проблему их описания в терминах физики (механики). Прежде всего, необходимо определиться с тем, что является предметом описания, т.е. как определить границы объекта. Основная черта таких структур – сочетание антиклинальных и синклинальных изгибов масштаба от отдельных складок (первые метры) до локальных синклинориев и антиклинориев. Очевидно также, что все структуры сформировались в условиях общего и локального укорочения, которые могут быть не одинаковыми. Кроме того, нельзя исключать возможность вертикальных смещений по разломам. Налицо сложное сочетание объектов, которые могут формироваться механизмами разного масштаба под воздействием как внешних горизонтальных и вертикальных сил, так и сил внутренних (массовых). Сначала определим, какого объема объект внутри смятого в складки чехла может быть показателем горизонтального сокращения. Для этого используем модель квазиизгиба, в основе которой лежит адвективная модель М.А. Гончарова [1979], искаженная последующим горизонтальным укорочением [Яковлев, 2003]. Для этой адвективной модели выделяется ячейка со свободными горизонтальными и вертикальными границами, заполненная горизонтальными (слои) и вертикальными отрезками. Система уравнений описывает смещение точек вокруг центра ячейки, которое имитирует процесс всплывания и погружения пород всего осадочного чехла, а перемещение точек относительно друг друга позволяет вычислить возникающие при этом деформации. В квазиизгибной модели общее укорочение задается каждый раз таким образом, чтобы слой, проходящий через центр ячейки в процессе всплывания и укорочения, не менял в целом своей длины. Если мы зададим в исходном состоянии модели ряд отрезков (структурных пересечений) разной длины и находящихся на разной глубине и в разных частях ячейки, то для каждой стадии мы будет иметь картину дисгармонического характера деформаций (рис. 24): большинство отрезков испытают укорочение, отличное от реально существующего. Как видно из рисунка, только отрезок, опирающийся своими концами на границы ячейки (ядро всплывания и ядро погружения), имеет укорочение, величина которого совпадает с реальной. Таким образом, минимальная структура, имеющая точное «тектоническое» укорочение, является структурной ячейкой (уровень 5 иерархической системы объектов), которая имеет доскладчатую ширину примерно равную (или несколько большую) начальной мощности всего чехла. Это означает, что для анализа среднемасштабных механизмов, действующих в пределах уровней 5 «структурная ячейка» и крупнее, необходимо иметь замеры нескольких доменов на одну структурную ячейку, и каждая тектоническая зона должна быть охарактеризована несколькими структурными ячейками. Практически это означает, что для выявления тренда природного механизма в тектонической зоне нужна совокупность замеров доменов в нескольких структурных пересечениях через всю тектоническую зону.

Для выявления среднемасштабных механизмов были изучены три тектонических зоны Большого Кавказа: Шахдагская, Тфанская и Чиаурская. Все зоны характеризуются флишоидным и флишевым типом осадков в целом терригенного (нижняя и средняя юра) и терригенно-карбонатного (верхняя юра – низы палеогена) облика общей мощностью от 5-7 км до 12-15 км. Не останавливаясь на литологической характеристике осадочного чехла, правильно будет упомянуть только, что основная складчатость в Шахдагской зоне имела место перед поздней юрой, после чего там накапливались субплатформенные и рифовые карбонатные фации верхней юры, мела и низов палеогена относитель-



Рис. 24. Структурная ячейка как минимальная структура, укорочение которой совпадает с тектонически обусловленным горизонтальным укорочением осадочного чехла (по [Яковлев, 2008 а] с изменениями). «а» –две смежные ячейки в начальном состоянии. «б» – Те же две ячейки после действия квазиизгиба (комбинации *адвекции* и *сплющивания*). Показана неоднородность деформации горизонтального сокращения для разных структур в пределах ячеек: только для отрезка № 3 сокращение совпадает с общим укорочением.

1 – первоначальная сетка и ее искажение, сплошная линия la - lb - lc сохранила свою длину, 2 – символическое изображение складок в пределах условного домена, 3 – отрезок и его номер, 4 – величина горизонтального укорочения для отрезка, 5 – величина общего укорочения для ячеек.

но небольшой мощности, которые затем участвовали в слабопроявленной предолигоценовой складчатости. Остальные две тектонические зоны имели в целом сквозное осадконакопление в течении юры, мела и палеоцена-эоцена, а перед олигоценом испытали основную складчатость с укорочением 40-50%. Для измерения геометрии доменов были использованы составленные Е.А. Рогожиным при участии автора 7 структурных пересечений через Тфанскую зону, 2 – через Шахдагскую зону [Рогожин, Яковлев, 1983] и 3 собственных через Чиаурскую зону [Яковлев, 1978]. Во всех доменах были сделаны замеры трех основных структурных параметров: наклон осевых плоскостей (АХ), наклон зеркала складок (EN) и величина укорочения складок (SH). Фактически они представляют собой совокупность точек в трехмерном пространстве AX / EN / SH. При этом точка с координатами SH = 1.0, AX = 90°, EN = 0° является «стартовой» для любого процесса, поскольку это горизонтальная недеформированная слоистость. Для представления трехмерного пространства на плоскости используются три проекции этого пространства АХ / EN; АХ / SH и EN / SH (рис. 25). На этих проекциях замеры геометрии доменов разных зон показаны каждый своим значком, поэтому можно легко увидеть качественные отличия и сходство геометрии этих трех тектонических зон. В целом можно сказать, что наиболее развитая складчатость во всех трех тектонических зонах имеет схожую морфологию (сравните их положение рядом с «фронтом» развития процесса, знак 4, рис. 25). Отличие заключается в том, что в целом наименее развитая структура Шахдагской зоны характеризуется наличием доменов, ближе всего расположенных к стартовой точке, а наименее развитые домены Чиаурской зоны отстоят от стартовой точки дальше всего (проекции AX / SH и EN / SH, рис. 25). Наблюдается также преобладание южной вергентности в Чиаурской зоне и северной – в Шахдагской, а центральная Тфанская зона имеет дивергентную структуру (проекция AX / EN, рис. 25). Таким образом, замеры кинематических (деформационных) параметров доменов, охватывающих всю структуру, позволяют находить статистически корректную характеристику складчатости, причем легко выделяются на детальном уровне как черты сходства для разных природных структур, так и их отличия.





Рис. 25. Проекции пространства замеров геометрии доменов на диаграммы рассеяния [Яковлев, 1997]. І – величина укорочения (по горизонтальной оси) – наклон осевой плоскости (по вертикальной оси); ІІ – величина укорочения – наклон зеркала складок; ІІІ – наклон зеркала складок – наклон осевых поверхностей.

1 – точки и контуры ареала для доменов Чиаурской тектонической зоны; 2 – точки и контуры ареала для доменов Тфанской зоны; 3 – точки и контуры ареала для Шахдагской зоны; 4 – фронт развития процесса (положение доменов с максимально развитой складчатостью); 5 – «стартовая» точка развития процесса складкообразования.

Рассмотрим, как могут быть изучены аналоговые и вычислительные эксперименты, моделирующие некоторые механизмы среднего масштабного уровня. Удобнее всего это показать на аналоговых опытах Дж. Диксона [Dixon, Tirrul, 1991]. Эксперимент осуществлялся в центрифуге, слоистая модель была зажата между стенкой и подвижным штампом. За штамп наливалась порция тяжелой жидкости, которая при центрифугировании обеспечивала горизонтальное перемещение штампа (рис. 26). Такое перемещение моделировало горизонтальное боковое давление. После каждой итерации производилось фотографирование. Таким образом, модель представлена четырьмя стадиями, по которым можно проследить изменения геометрических свойств структуры. Для измерений были выбраны два структурных профиля (в верхней части и в нижней части модели), каждый профиль был разделен на 26 доменов. На диаграммах (рис. 27) верхний профиль показывает механизм *сокращения* и имеет постоянное увеличение размера укорочения складок в доменах при субгоризонтальное *перекашивание* и появление вергентности, а рядом со штампом появляются домены, образованные в результате локального вращения (*поворота*, продольного изгиба).



Рис. 26. Пример использованных материалов аналогового моделирования линейной складчатости [Яковлев, 1997]. Зарисовка по фотографии из [Dixon, Tirrul, 1991]. Модель (F-14-VI), стадия 4 (Г). Показано положение перемещавшегося штампа (стрелка), положения двух замеренных профилей: верхнего (4), состоявшего из 25 доменов, и нижнего (Г), состоявшего из 26 доменов.



Рис. 27. Диаграммы рассеяния, на которых показано развитие механизмов *сокращения*, *перекашивания* и *поворота* на основе изучения моделей Диксона. По материалам [Яковлев, 1997].

Этим методом были исследованы несколько других серий аналоговых экспериментов [Гончаров, 1988; Гутерман, 1987; Ларин, 1980], в результате чего были охарактеризованы [Яковлев, 1997; Яковлев, 2001] следующие механизмы: горизонтальное перекашивание, горизонтальное боковое давление (сплющивание), принадвиговый («наклонный вязкий скол»), гравитационного оползания (частично), сокращения основания осадочного слоя и адвекция.

Как пример исследования вычислительной модели покажем результаты анализа модели чистой адвекции и модели «адвекция плюс общее однородное укорочение». Для вычислений были использованы уравнения адвективной модели М.А. Гончарова [1979]. Ареал чисто адвективной модели занимал основную диагональ на диаграмме AX/EN (при которой угол AX-EN примерно составляет 90°). Длинная ось ареала модели «адвекция плюс укорочение», имеющей специально подобранные параметры амплитуды адвекции и величины общего укорочения, на этой же диаграмме имеет среднюю позицию между главной диагональю и горизонтальной осью (субвертикальным наклоном осевых поверхностей). Параметры нескольких теоретических пересечений для модели «адвекция плюс укорочение» были подобраны таким образом, чтобы они были наиболее близки к контурам ареалов природных структур (рис. 28). На этих же диаграммах нанесены контуры ареалов локального принадвигового механизма, которые примерно перекрывают те пространства природных ареалов, которые оставались незакрытыми среднемасштабной моделью «адвекция плюс укорочение». Таким образом, в самом первом приближении комбинация этих двух механизмов, среднемасштабного и локального, может объяснить геометрию природных структур.

Таким образом, изучение совокупностей геометрических (кинематических и деформационных) параметров доменов как в природных объектах, так и в экспериментальных позволяет выявлять деформационные тренды, характерные для разных среднемасштабных механизмов, действующих масштабах всего осадочного чехла. Показанная выше возможность в полуколичественного исследования деформационных состояний объектов предъявляет более серьезные требования к точности аналоговых экспериментов. В связи с этим в будущем можно будет вернуться к моделированию этих структур, используя по возможности более совершенную и точную технику в комбинации с детальной обработкой результатов.



Рис. 28. Диаграммы рассеяния, на которых сравниваются природные структуры (Большой Кавказ) с моделями *синтетической* (С), показанной горизонтальной штриховкой, и *принадвиговой* (П) складчатости, показанной вертикальными штриховками двух типов. Три контура соответствуют трем тектоническим зонам: (Ш) – Шахдагская зона, непрерывная линия контура, (Т) – Тфанская зона, линия из штрихов, (Ч) – Чиаурская зона, линия из точек. По материалам [Яковлев, 1997].

Механизмы формирования складчатых структур в масштабе литосферы (уровень 6 – мегантиклинорий). В предыдущем абзаце были рассмотрены методы исследования механизмов, действующих внутри слоистого чехла, которые возникают в результате внешних воздействий и внутренних сил. Однако существует ряд механизмов, именно внешних по отношению к чехлу, наличие которых можно установить, если проследить характер деформирования границы чехол/фундамент. Например, механизм А-субдукции, или похожие, действие которых как основного для Большого Кавказа предполагается целым рядом авторов (ГГамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977; Гущин и др., 1996; Дотдуев, 1986; Маринин, Расцветаев, 2008; Robinson et. al., 1996]). Заметим, что прослеживание геометрии границы чехол/фундамент тесно связано также с проблемой дорисовки структуры вверх и вниз на несколько километров от линии разреза, проходящего вдоль склонов долин рек. Проблема состоит в том, что параллельные складки априори вниз по разрезу быстро вырождаются в надвиги и поверхность детачмента, а подобные складки в принципе могут распространяться бесконечно вниз и вверх. Понятно, что, как правило, существуют некоторые промежуточные варианты, но нет надежных методов их подбора. В конечном счете, именно на такие задачи в середине прошлого века и были нацелены первые работы по выявлению механизмов формирования складчатых структур и определению величины деформаций.

Показанный выше метод восстановления доскладчатого состояния профиля по геометрии складчатых доменов может быть использован для определения глубины залегания границы чехол/фундамент. Для этого в профиле выделяются структурные ячейки, и для них по материалам восстановления профиля определяется величина сокращения. Для каждого домена по литературным данным и путем измерения на профиле находятся мощности каждого стратиграфического горизонта. В соответствии с этими данными вычисляется исходная мощность всего осадочного чехла для доменов и средняя мощность чехла для ячейки. С учетом найденной выше величины сокращения определяется новая мощность чехла, возникшая после складкообразования. Одновременно определяется вертикальное постскладчатое положение тех осадков, которые выходят на дневную поверхность на линии современного профиля (их глубина от «0» или от кровли всего чехла). Эта глубина с поправкой на высоту рельефа является той амплитудой поднятия фундамента (или колонной размытых осадков в пределах ячейки), на которую корректируется глубина постскладчатого фундамента [Яковлев, 2008 б]. Важный для проблемы, обсуждаемой в данной части статьи результат заключается в том, что глубина современного залегания кровли фундамента для Северо-Западного Кавказа, полученная в 42-х структурных ячейках, имеет такой характер своего рельефа, который практически исключает возможность пододвигания Закавказского массива под Большой Кавказ (рис. 29).

Было также проведено сравнение полученных результатов для района Туапсе с геофизическими материалами [Шемпелев и др., 2001] и с «концептуальным пересечением» [Robinson et. al., 1996]. Оно показало, что геофизическая и наша структурно-тектонофизическая модели похожи и имеют в целом глубины залегания фундамента с севера на юг от 7 до 30 км. Поскольку «концептуальный» профиль, соответствующий *модели пододвигания*, имеет субгоризонтальный фундамент и основной детачмент на глубинах 5-10 км, то это вызывает большие сомнения в его достоверности.

Важным примером использования результатов реконструкции современной структуры поверхности чехол/фундамент для проверки общепринятых концепций является анализ структуры и перемещений блоков коры в зоне перехода хинтерланд/форланд (Большой Кавказ/Закавказский массив) в районе г. Цхинвали [Яковлев, 2006 б]. Здесь по Рача-Лечхумскому глубинному разлому в устье р. Кешельта контактируют верхнемеловые флишевые карбонатные толщи северного блока разлома с палеогеновыми и среднеюрскими породами южного блока. Общая мощность мезо-кайнозойских осадков в южном блоке, принадлежащему Закавказскому массиву, составляет около 5-7 км, причем верхнеюрские, меловые и палеогеновые параплатформенные осадки имеют небольшую мощность и относительно слабые деформации. Общая мощность мезо-кайнозойского осадочного чехла Чиаурской зоны в северном блоке составляет около 10-15 км. Это означает, что для накопления осадков во флишевом бассейне Большого Кавказа кровля фундамента должна была опуститься относительно той же поверхности в Закавказском массиве на 5-7 км, т.е. Рача-Лечхумский разлом, поверхность которого круто падает на север, имел сбросовую составляющую. Общее укорочение флишевого бассейна в результате предолигоценовой складчатости составило около 50%, что должно было привести к увеличению высоты колонны осадков до 20-25 км. Для четырех структурных ячеек вдоль структурного разреза по р. Кешельта – р. Гинат были определены величины укорочения, что позволило построить наиболее общий рельеф раздела чехол/фундамент (рис. 30) с учетом предположений об определенных мощностях отложений средней и нижней юры, не выходящих на поверхность в Чиаурской зоне. Как видно из рисунка, существующая на дневной поверхности структура может существовать



Рис. 29. Трехмерная модель осадочного чехла Северо-Западного Кавказа, третья стадия, современная структура, разный тон заливки соответствует фундаменту, юрским отложениям, меловым и палеогеновым. Использованы значения глубин для реперных уровней (J/Pz, K/J, Pg/K) в структурных ячейках.

Для разрезов: 1 – фундамент, 2 – юрские отложения, 3 – меловые отложения, 4 – палеогеновые отложения.

только при сбросовой компоненте разлома с амплитудой 12-15 км по поверхности чехол/фундамент. Такая схема не отрицает возможности существования надвигов со стороны складчатого сооружения [Гамкрелидзе, Гамкрелидзе, 1977], перекрывающих структуры срединного массива (рис. 31). Если в пределах рассматриваемых структур были накоплены соответственно небольшие и большие мощности осадочного чехла, то, очевидно, это могло произойти только при существенном опускании блоков складчатого сооружения. Соответственно, на границе двух структур в идеале должен существовать сброс. После возникновения складчатости при общем укорочении структуры в крест простирания примерно вдвое мощность осадочного чехла должна вырасти также вдвое. Если амплитуда воздымания складчатого сооружения мала (как в обсуждаемом случае: верхний мел в устье р. Кешельта относится к верхам разреза), то надвигов почти нет, а вниз по разрезу амплитуда сброса будет быстро нарастать. Это хорошо видно по разнице в положении маркеров (от «а/а» до «д/д») на рис. 31, II А. В случае если срединный массив испытает погружение, а складчатое сооружение – поднятие, то нейтральная позиция маркеров окажется на некоторой глубине («б/б» на рис. 31, II Б). В этом случае в верхней части возникнут надвиги, а на уровне границы чехол/фундамент все равно будет существовать сброс со значительной амплитудой. Стандартная ошибка исследователей, применяющих схему покровного строения форланда для объяснения структуры хинтерланда (рис. 32) заключается в том, что локальные по сути надвиги принимаются за региональные структуры. Сравним две схемы строения обсуждаемого района. Первая построена с использованием всех структурных данных для определения величин деформаций и объемы осадочных пород в ней сбалансированы (рис. 30). Вторая использует чисто теоретическую схему пододвигания срединного массива, и в ней отсутствуют элементы балансирования разреза и не используются детальные структурные данные для определения величины деформаций (рис. 32). Совершенно очевидно, что результаты построения сбалансированной структуры отрицают в принципе возможность использования схемы пододвигания («thickskinned tectonics»), поскольку граничный разлом имеет характер крупноамплитудного сброса по уровню поверхности кровли фундамента.

Эти данные показывают, что фундамент внутренних частей складчатых сооружений испытывает то же самое укорочение, что и осадочный чехол над ним. Тем самым совершенно исключается возможность срыва по кровле фундамента (нет разницы в начальной и конечной длинах двух частей структуры). Важно также, что фундамент ведет себя «пластично», а не жестко, как на платформах



Рис. 31. Принципиальная схема соотношения структуры предгорного прогиба (слева, стабильный блок) и внутренней части складчатой системы (справа, складчатый блок). По [Яковлев, 2008 в] с изменениями.

I – доскладчатая структура обеспечивается разной амплитудой опускания и мощностью осадков (показаны разным крапом четыре условных толщи и фундамент). Структура возникает при условии сброса по граничному разлому. Показаны реперные уровни от **a-a** до **д-д**, которые используются для определения смещений на стадии образования складчатости. II – структура после возникновения складчатости: амплитуда сброса нарастает с глубиной. II **A** – в условиях высокого положения стабильного блока, реперный уровень **a-a** не имеет смещения, амплитуда сброса нарастает с глубиной (репер **д-д**). II **Б** – в условиях погружения положения стабильного блока, реперный уровень **б-б** не имеет смещения, в верхней части структуры имеет место надвиг (репер **a-a**), обычно ошибочно принимаемый за структуру регионального масштаба, а ниже уровня **б-б** амплитуда сброса с глубиной нарастает (репер **д-д**).



Рис. 32. «Концептуальный» профиль (по: [Дотдуев, 1986], с изменениями), показывающий пододвигание Закавказской плиты под Большой Кавказ как основную причину возникновения его структуры. Основная пологая поверхность надвигания показана на глубине 5-7 км. Профиль нарисован без соблюдения постоянства объема осадочного чехла (структура не сбалансирована по объемам осадков).

или в срединном массиве. Таким образом, основные существующие гипотезы строения Большого Кавказа, уже упомянутые выше, и использующие элементы пододвигания жестких блоков под зоны складчатости в качестве основной причины формирования всей структуры [Дотдуев, 1986; Гущин и др., 1996; Robinson et. al., 1996; Маринин, Расцветаев, 2008] не могут приняты по двум причинам: 1) не существует поверхности срыва и крупных смещений на границе чехол/фундамент во внутренних частях альпийского сооружения Большого Кавказа; 2) поверхность раздела чехол/фундамент имеет сложный рельеф с большим размахом глубин и залегает на заметно больших глубинах, чем 5-10 км, декларируемых в указанных моделях.

Полученные выводы касаются в первую очередь структуры и схем строения Большого Кавказа. Однако соседство смятого в складки осадочного чехла большой мощности со стабильными блоками, имеющими маломощный чехол является обычным для большинства складчатых сооружений. Возможно, что схемы строения части из них могут быть пересмотрены в соответствии с найденными данными.

Представленные выше методы исследования не носят характера принципиального отрицания возможностей существования пологих надвигов внутри структур линейной складчатости. В.Н. Войтенко [Voitenko et. al., 2008] провел реконструкцию доскладчатой структуры Таласского Алатау, используя представленный выше метод балансирования по геометрии доменов. Слабо метаморфизованные рифейские и нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы в целом флишоидного облика смяты в крупные и мелкие складки, местами нарушенные существенными по амплитуде надвигами. Современная видимая ширина структур составляет около 25-30 км, а реконструированная доскладчатая ширина структуры в трех реконструированных профилях – 90-95 км, с учетом сбросов, надвигов и складок. Структура имеет заметный наклон шарниров с запада на восток. В западной, наиболее глубокой изученной части структуры, надвиги и сбросы не играют заметной роли, а в центральной и восточной фиксируются значительные, до 8 км амплитуды по Центрально-Таласскому надвигу. Из полученных материалов был сделан вывод о том, что в более поверхностной части структуры укорочение реализовывалось частично по надвигам (хрупкая деформация), в то время как в глубокой части – главным образом складками (пластическая деформация). В связи с этим можно говорить о том, что надвиги в структурах хинтерланда могут затухать на глубине и, опять-таки, использование тектонотипа структур форланда (см.: [Abada et. al., 2003]) для интерпретации этой структуры может быть ошибочным.

Полученные данные о ряде параметров сорока двух структурных ячеек были использованы для анализа связей «накопленные мощности осадков» – «величина укорочения» – «амплитуды орогенного поднятия», который выявил ряд важных закономерностей [Яковлев, 2008г]. Полученные амплитуды поднятия для Северо-Западного Кавказа существенно превышают общепринятые цифры, полученные геоморфологическими методами, что ставит ряд важных вопросов по возрасту и истории формирования рельефа.

Возвращаясь к описанию структуры перехода форланд/хинтерланд необходимо отметить один существенный парадокс. Совершенно обычны представления, что соскладчатое укорочение структуры связано с усилиями сжатия, приложенными к границам структуры. Сжатие должно вызывать возникновение надвигов. Однако в приведенной схеме парадоксальным образом развивается существенный сброс, что обычно указывает на растяжение структуры. Парадокс может быть объяснен, если поменять местами активные и пассивные объекты [Яковлев, 2006а]. Если рассмотреть перемещения объемов коры в процессе укорочения, то будет видно, что нижние части коры (бывшая граница Мохо) могут оказаться на глубине около 100 км и могут приобрести свойства мантийных пород, т.е. уменьшат свой объем и увеличат плотность. Может оказаться вполне возможной схема, при которой наоборот, увеличение плотности пород низов коры будет являться причиной изостатического погружения блоков и их укорочения с возникновением складчатости. В этом случае не активное сближение стабильных блоков вызывает реактивное (вынужденное) погружение и складчатость, а активное погружение и складчатость пластичных блоков вызывает реактивное (вынужденное) сближение соседних стабильных блоков. На рис. 33 приведена соответствующая подробная схема, в которой соблюдены одинаковый вертикальный и горизонтальный масштабы и учитывается сохранение объемов накопленных осадков для структур Большого Кавказа [Яковлев, 2008 в]. Заметим, что известный геологический факт отсутствия горообразования в момент складчатости не объясняется схемой активного сжатия, но является естественным для предлагаемой гипотезы. На рубеже зоцена и олигоцена с этих позиций возникло уплотнение низов коры, ее погружение и укорочение, что вызвало общее погружение региона и накопление олигоценовой молассы (майкопская серия). И только позже, в результате того, что часть погрузившихся пород вернула себе свойства коры, регион стал испытывать поднятие (в сарматском времени).

К вышесказанному надо добавить два замечания. 1) Приведенная схема развития Большого Кавказа призвана дать хотя бы какое-то объяснение возникновению складчатости в условиях, когда обычный механизм сокращения пространства с помощью пододвигания (А-субдукции) не может быть принят. Поэтому предлагаемую схему следует считать сугубо гипотетической и ее детальная разработка в дальнейшем потребует еще значительных усилий. 2) В полном соответствии с иерархической системой объектов линейной складчатости при переходе на уровень крупной складчатой системы (6-й уровень, охватывающий по вертикали всю литосферу) требуется привлекать новые, петрофизические механизмы преобразования пород в низах коры и в верхней мантии. Поэтому можно считать, что на этом уровне исследования выходят за пределы чистой структурной геологии и тектонофизики и требуют привлечения знаний и методов смежных наук, как минимум – геохимии и петрологии.

Заключение. Примеры решения проблем региональной тектоники и геодинамики методами тектонофизического исследования складчатых структур. Рассмотрим коротко указанные выше результаты с точки зрения того, какие именно проблемы или задачи тектоники и геодинамики были ими решены.

1. С точки зрения развития теоретической базы структурной геологии были сделаны следующие важные шаги. А) Разработано представление, что границами объектов исследования в складчатых структурах должны быть границы действия механизмов, корректно описываемых в рамках динамики или кинематики. Б) Разработана иерархия структур линейной складчатости, включающая семь уровней объектов, охватывающих разный уровень слоистости. Для большинства объектов предложены кинематические модели их формирования. В) Удалось отказаться от логики исследования «один объектов – один механизм». Вместо неформализованного понятия «механизм складкообразования» предлагается использовать кинематические модели формирования структур конкретных типов, которые позволяют давать необходимое и достаточное описание параметров деформации объектов. Г) Предложенные кинематические модели формирования объектов складчатости *(многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости)* позволяют сравнивать между собой на количественном уровне теоретические и экспериментальные модели, тем самым выявляются ключевые вые параметры, отличающие друг от друга модели «эталонных» процессов. Проблема определения механизма складкообразования решается путем сравнения природных объектов по ключевым параметрам с эталонными процессами и друг с другом.

2. На уровне отдельных складок предложены две методики определения величины укорочения по геометрии: для складок единичного вязкого слоя и для складок пачек слоев. Распределение величин укорочения в природных структурах может быть использовано для тектонического районирования.

3. Исследование параметров наклона осевых плоскостей складок и величины их укорочения для Воронцовского покрова выявило большую вероятность его формирования в условиях гравитационного соскальзывания, а не бокового давления со стороны Большого Кавказа. Амплитуда смещения покрова (15 км минимум) не должна включаться в общее укорочение всей складчатой системы. Метод может использоваться для исследования покровов в других регионах.

4. Анализ распределения на диагностических диаграммах параметров геометрии складчатых доменов Северо-Западного Кавказа позволил выделить наклонные зоны вязкого простого сдвигания и определить их характеристики. Эти объекты не могут быть выявлены при обычном геологическом картировании и составлении структурных пересечений.



Рис. 33. Принципиальная схема развития структуры Большого Кавказа с соблюдением объемов пород и величин деформаций [Яковлев, 2008 в]. Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы.

1 – исходная мантия; 2 – земная кора без осадочного слоя; 3 – тектонические зоны (римские цифры в квадратах: І – Гагро-Джавская, II – Чиаурская, III – Тфанская, IV – Шахдагская, V – Известняковый Дагестан); 4 – стадии развития; 5 – часть коры, предположительно получившая свойства мантии в период первого эпизода складчатости J₂/J₃; 6 – часть коры, предположительно получившая свойства мантии в период основной складчатости Pg₂/Pg₃; 7 – отложения J₁ и J₂; 8 – отложения J₃, K, Pg₁, Pg₂.

5. Сопоставление природных складчатых структур Большого Кавказа с имеющимися экспериментальными моделями их формирования по геометрии структурных доменов показало, что природный процесс является сложным и не сводится к какой-то одной модели. Результаты сравнения позволяют ставить задачи по совершенствованию техники моделирования таких природных объектов.

6. Получена детальная картина горизонтального тектонического укорочения для структуры Северо-Западного Кавказа на основе использования метода балансирования линейной складчатости по геометрии складчатых доменов. Теоретические модели формирования складчатости без общего уменьшения площади системы (гипотеза «адвекции») не подтвердились.

7. Разработана квази-трехмерная модель современной структуры осадочного чехла Северо-Западного Кавказа до глубин 20 – 30 км на основе деформационных параметров 42-х структурных ячеек. Полученное распределение глубин поверхности чехол/фундамент в структурных ячейках не подтверждают возможность существования поверхности общего срыва осадочного чехла по кровле фундамента. Сделан вывод, что доминирующие сейчас модели строения Большого Кавказа на основе схем «пододвигания» не отвечают реальности. Поскольку строение зон линейной складчатости Большого Кавказа не является уникальным, можно ожидать пересмотра таких схем строения и для других регионов.

8. Полученные данные о современном строении осадочного чехла в ранге структурных ячеек позволяют выдвигать новые геодинамические модели развития складчатых сооружений. Существующие взаимные связи ряда параметров предоставляют богатый материал для анализа процессов осадконакопления, складчатости и горообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд. МГУ. 1966. 348 с.
- Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра. 1985. 207 с.
- Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Недра. 1976. 335 с.
- Войтенко В.Н., Худолей А.К. Применение стрейн-анализа в геотектонических исследованиях // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008. С. 9-27.
- Гамкрелидзе Я.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 1977. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н. С.; Вып. 57). 82 с.
- Геологический словарь. М.: Недра. 1978. Т. 1. 487 с., Т. 2. 456 с.
- *Гзовский М.В.* Новое направление изучения складок // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд. АН СССР, 1962. С. 289-305.
- Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра. 1979. 246 с.

Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра. 1988. 264 с.

- Григорьев А.С., Ионкин В.П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор) // Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли. 1972. № 1. С. 3-34.
- *Гутерман В.Г.* Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наук. Думка. 1987. 172 с.
- *Гущин А.И., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Шевченко В.И.* Строение Восточного Кавказа (Варандинско-Андийское и Сторское пересечения) Бюлл. МОИП 1996. Т. 71, вып. 2. С. 53-63.
- Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника, 1986. № 5. С. 94-106.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд. М.: Недра. 1980. 216 с.
- *Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008. С. 191-224.
- Николя А. Основы деформации горных пород. Пер. с англ. М.: Мир. 1992. 167 с.
- Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы: (Морфология, геометрия и кинематика). Учеб. Пособие. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН. 2004. 148 с.
- *Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л.* Тектонофизика // Планета Земля. Энциклопедиционный справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. С. 121-134.
- Ребецкий Ю.Л., Гущенко О.И. Уравнения состояния и особенности эволюции деформационной анизотропии слоистых массивов в процессе складкообразования (математическое моделирование) // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1995. № 8. С. 13-31.

- *Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. 1983. N 3. C. 87-98.
- Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. Томск: ТГУ. 1996. 170 с.
- Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // Докл. РАН, 2000. Т. 375, № 5. С. 662-665.
- *Толстая Е.В., Ребецкий Ю.Л.* Деформации складчатых комплексов (математическое модели-рование) // Тектонофизика сегодня. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 420-430.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Наука. 2001. 604 с.
- *Худолей А.К.* Деформационные структуры и их элементы // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Издво ВСЕГЕИ, 2004. С. 382-429.
- Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 316-320.
- *Яковлев* Ф.Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюлл. МОИПа, отд. геол. 1978. Т. 53(5). С. 43-52.
- *Яковлев* Ф.Л. Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок // Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука. 1981. С. 70-76.
- *Яковлев* Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: Изд. ОИФЗ РАН. 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л. Исследование механизма образования линейной складчатости как одно из направлений тектонофизики // Бюлл. МОИПа. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 7-15.
- Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: Изд-во ОИФЗ РАН. 2002. С. 311-332.
- *Яковлев Ф.Л.* Механизмы образования линейной складчатости в структурах разного ранга модели и природные примеры // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность. Новосибирск: 2003. С. 216-220.
- Яковлев Ф.Л. Большой Кавказ коллизионная структура с внутренней активностью (автореф. докл. 13.04.2004) // Бюлл. МОИПа, отд. геол., 2006 а. Т. 81, вып. 1. С. 89-90.
- Яковлев Ф.Л. О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС. 2006 б. С. 411-415.
- Яковлев Ф.Л. Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады РАН. 2008 а. Т 422, № 3. С. 371–376.
- Яковлев Ф.Л. Количественные методы анализа природных механизмов формирования складок и систем линейной складчатости // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008б. С. 149 188.
- Яковлев Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизические Исследования. 2008в. т. 9, № 1. С. 56-75.
- Яковлев Ф.Л. Исследование постскладчатого горообразования первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т.2, М.: ГЕОС, 2008г. С. 510-515.
- Яковлев Ф.Л., Войтенко В.Н., Худолей А.К., Маринин А.В. О соотношении деформации сокращения в складчатом домене и в компетентном слое // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2003. Т. II. С. 325-329.
- Яковлев Ф.Л., Маринин А.В. Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: 2008. С. 319-333.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра. 1981. 245 с.
- *Abada I., Gutie'rrez-Alonso G., Nieto F., Gertner I., Becker A., Cabero A.* The structure and the phyllosilicates (chemistry, crystallinity and texture) of Talas Ala-Tau (Tien Shan, Kyrgyz Republic): comparison with more recent subduction complexes // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 103-127.
- *Biot M.A.* Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72. P. 1595-1620.

Dahlstrom C.D.A. Balanced cross sections // Canadian journal earth science. 1969. V. 6, No 4. P. 743-757.

- *Dixon J.M., Tirrul R.* Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession // J. Str. Geol. 1991. V. 13, No 1. P. 3-20.
- *De Paor D.G.* R_f/ϕ_f strain analysis using an orientation net // Journal of Structural Geology. 1988. V. 10, No. 4. P. 323-333.
- *Erslev E.A., Ge H.* Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis // Journal of Structural Geology. G. B.: Pergamon Press. 1990. V. 12, No 8. P. 1047-1059.
- *Fry N.* Random point distribution and strain measurement in rocks // Tectonophysis. 1979. V. 60, No. 7. P. 89-105.
- *Hudleston P.J., Stephansson O.* Layer shortening and foldshape development in the buckling of single layers // Tectonophysics. 1973. V. 17, No 4. P. 299-321.
- Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1963. No 42. P. 1-20.
- Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. London: Acad. Press. 1983. 307 P.
- *Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Fold and fractures. London: Acad. Press. 1987. P. 308-700.
- Robinson A.G., Rudat J. H., Banks C.J. & Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. 13(2). P. 195-223.
- *Voitenko V., Khudoley A., Yakovlev F.* Strain-analysis and balanced cross-sections of middle part of Tallas Alateu Ridge (Middle Asia, Kyrgyzstan) // SlovTec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava.: 2008. P. 143-144.
- *Yakovlev F.* Measurements of shortening values of similar type separate folds methods and results // Slov-Tec 08. Proceedings and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava: 2008. P. 144-146.
- *Yakovlev F.L., Voitenko V.N.* Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures. // Proceedings of VII International Interdisciplinar symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) "Regularity of structure and evolution of geospheres". Vladivostok: 20-25 September 2005. P. 66-69.

СОДЕРЖАНИЕ

| Предисловие | 3 |
|---|----|
| Раздел I. Новые результаты региональных тектонофизических исследований | |
| Баландин Д.В. Определение современных движений в Уральском регионе методами спутни- ковой геодезии | 9 |
| Бойко Е.В., Ардюков Д.Г., Седусов Р.Г., Тимофеев В.Ю. Современнее движения земной коры и сейсмичнсоть Западно-Саяноского региона | 12 |
| Булочникова А.С. Морфострукторное строение островов западной части Алеутской островной дуги. | 19 |
| Бурдюх Е.В. Гранулометрический метод изучения генезиса микститов (на примере Гридинского эклогитсодержащего меланжа) | 21 |
| Воропаев П.В. Вариации во времени фрактальной размерности В.И. Герман гипоцентров землетрясений Камчатки. Выделение активной сейсмогенерирующей структуры на территории Красноярского края. | 26 |
| <i>Герман В.И.</i> Выделение активной сейсмогенерирующей структуры на территории Красноярского края | 29 |
| <i>Губинский Н.О., Рыбин В.В., Данилов И.В.</i> Опыт определения напряженного состояния при- бортового массива пород на карьерах Кольского полуострова | 34 |
| <i>Добрынина А.А.</i> Затухание сейсмических волн в зонах крупных активных разломов южного обрамления Сибирской платформы | 38 |
| <i>Довбнич М.М.</i> Геодинамическая и геотектоническая позиция полей геоизостатических на- пряжений сейсмоактивных сегментов Украины | 41 |
| Еманов А.А., Еманов А.Ф., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Семин А.Ю. Сейсмические активиза- ции, сопутствующие добыче угля в Кузбассе | 48 |
| Застрожнов Д.А. Дизъюнктивная тектоника Цветковской структурной зоаны (Восточный Таймыр): кинематика и реконструкция напряжений | 54 |
| Иванов А.А., Шеков В.А. Тектонофизические особенности формирования месторождений облицовочного (блочного) камня Карелии. | 57 |
| Иванова Е.В., Французова В.И. Исследование отклика верхней части земной коры на воз- действие источника периодической модуляции в пунктах регистрации Архангельской сейсмической сети | 61 |
| Клишин С.В. Оценка напряженно-деформированного состояния и взаимодействия горной породы и угольного целика при осуществлении направленного гидроразрыва кровли | 69 |
| Козлова М.П. Численное моделирование очагов сейсмических событий на основе решения обратной задачи. | 73 |
| Конечная Я.В. Первые результаты исследования импульсных микроколебаний на записях станций Архангельской сейсмологической сети | 75 |

| <i>Константинов К.Н.</i> Оценка нарушенности и трещиноватости прибортовой части крупного глубокого карьера методом телевизионной съемки скважин | 81 |
|--|-----|
| Костюк А.Д. Деформация земной коры по данным GPS-измерений пределах сейсмосети KNET | 87 |
| Кохан А.В., Грохольский А.Л., Дубинин Д.Е., Абрамова А.С. Экспериментальное моделирование структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики | 93 |
| <i>Малицкий Д.В., Кравец С.В.</i> Анализ некоторых результатов деформографических наблюдений в Закарпатье | 102 |
| <i>Кузнецова Ю.М., Дядьков П.Г.</i> Сейсмический режим юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны перед Култукским землетрясением 27.08.08, Ms = 6.1 | 108 |
| Лебедева М.А., Захарова Л.Н., Захаров А.И. Применение метода РСА-интерферометрии для изучения медленных смещений (на примере активных оползневых деформаций вблизи Северомуйского тоннеля БАМ) | 109 |
| Лохов Д.К. Реконструкция неотектонических напряжений Оленёкской складчатой зоны | 113 |
| <i>Лукьянов И.В.</i> Анализ изменений поля тектонических напряжений в очаговой области землетрясения Ландерс, 1992 | 118 |
| <i>Лунина О.В., Радзиминович Я.Б., Гладков А.С</i> . Сейсмогравитационные деформации Култук- ского землетрясения 27 августа 2008 г., $M_s = 6.2$, на южном Байкале | 121 |
| Маринин А.В. Блоковое строение складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа | 126 |
| Марчук Н.А. Большие плотины как сенсоры опасных геодинамических процессов | 133 |
| <i>Миронов А.П., Милюков В.К., Латынина Л.А.</i> Литосферные деформации, сейсмчиность и вариации скорости вращения Земли. | 137 |
| <i>Назаревич А.В.</i> Геофизические предвестники некоторых ощутимых закарпатских землетря- сений (Украина) и геомеханика очаговых зон литосферы региона | 144 |
| Пак Р.М., Хытряк О.И., Малицкий Д.В. Математическое моделирование динамических за- дач сейсмики в неоднородных средах с использованием матричного метода и его модифи- каций | 152 |
| <i>Погорелов В.В., Баранов А.А.</i> Оценка гравитационных напряжений в земной коре Центральной Азии. | 156 |
| <i>Полец А.Ю.</i> , <i>Злобин Т.К.</i> Применение метода катакластического анализа разрывных нарушений для исследований Южных Курил. | 165 |
| Потехина И.А. Тектонофизический анализ разрывной тектоники Алакит-Мархинского ким- берлитового поля | 172 |
| Прияткина Н.С. Тектоника трещин района кимозерского кимберлитового тела | 178 |
| <i>Пушкаревский Ю.С., Трофименко С.В., Маршалов А.Я., Морозова В.Е.</i> Автоматизированная система мониторинга и моделирования сейсмического режима Олекмо – Становой зоны | 181 |
| Радзиминович Н.А. Распределение очагов землетрясений Байкальской рифтовой системы по глубине как показатель прочностных свойств земной коры. | 185 |
| <i>Рапопорт А.Б.</i> Неотектонические напряжения северной части Колвинского мегавала | 189 |

| <i>Рожин П.Н., Селезенева Н.Н.</i> Различная эволюция сколов Риделя <i>R</i> и <i>R</i> ' в связи с проблемой генезиса цунамигенных землетрясений. | 195 |
|---|-----|
| Сычёв А.С. Оценка применимости метода инверсии амплитуд объемных волн для определения фокальных механизмов слабых землетрясений в условиях юга о. Сахалин | 203 |
| Тищенко И.И.Тектоническая модель северной части Александровского мегавала | 210 |
| <i>Хлебалин И.Ю., Войтенко В.Н.</i> Структурное положение проявления Дражный (Дора- Пильское рудное поле, северо-восточная Якутия) по результатам структурного анализа | 215 |
| <i>Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В., Антоновская Г.Н.</i> Моделирование на природных объектах процессов тектонического генезиса в блоковой среде | 221 |
| ••••• | |

Раздел II. Теоретические основы тектонофизики

| <i>Ребецкий Ю.Л.</i> . Тектонофизические основы изучения напряжений и деформаций в земной коре | 231 |
|---|-----|
| Семинский К.Ж. Тектонофизический анализ внутренней структуры разломных зон | 258 |
| Сим Л.А. Полевые методы реконструкции тектонических напряжений | 277 |
| <i>Стефанов Ю.П.</i> Математические методы и результаты численного моделирования деформации и разрушения горных пород | 288 |
| Шерман С.И. Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования | 302 |
| Яковлев Ф.Л. Тектонофизические методы изучения структур линейной складчатости. | 318 |

Научное издание

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Утверждено к печати Редакционно-издательским советом Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Усл. печ. л. 25. Тираж 50 экз.