

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

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.,
Институт физики Земли РАН,
г. Москва

Том 1

**Москва
2008**

УДК 551.2.3
ББК 26.324

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. Т. 1. – М.: ИФЗ, 2008. – 345 с.

В сборнике публикуются расширенные тезисы докладов, представленных на научную конференцию, посвященную сорокалетию создания в ИФЗ РАН лаборатории тектонофизики. В докладах рассматривается широкий круг научных проблем, при исследовании и решении которых используются тектонофизические методы и подходы.

Ответственные редакторы:
академик-секретарь ОНЗ РАН А.О. Глико
академик РАН Ю.Г. Леонов

Редакционная коллегия:

д. физ.-мат. н. Ю.Л. Ребецкий

д. геол.-мин. н. Л.А. Сим

к. геол.-мин. н. Ф.Л. Яковлев

к. техн. н. А.В. Михайлова

В оформлении обложки использованы фотография М.В. Гзовского (1948 г) и фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г, во главе отряда М.В. Гзовский)

Предисловие

Проведение конференции приурочено к сорокалетию юбилею лаборатории тектонофизики, которая была создана М.В. Гзовским в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР в 1968 году. В Геофизический институт АН СССР (с 1956 г. – ИФЗ РАН), в отдел геодинамики, которым руководил В.В. Белоусов, Михаил Владимирович пришел в 1950 году, имея хороший геологический опыт работы на Северо-Западном Кавказе (под рук. Д.С. Кизевальтера и М.В. Муратова), в Восточных Альпах и Венгрии (совместно с В.В. Белоусовым и А.В. Горячевым), в Кара-Тау (под рук. Е.Е. Захарова и В.В. Белоусова). Он уже шесть лет преподавал общую геологию, структурную геологию и геотектонику в МГРИ. К этому времени также относятся первые работы М.В. Гзовского в новом зарождающемся направлении – тектонофизике. В 1954 году в трех номерах журнала «Известия АН СССР» (сер. геофизич.) выходят его статьи: «О задачах и содержании тектонофизики», «Тектонические поля напряжений», «Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов». Эти статьи стали программными и вместе с двухтомной монографией, посвященной тектонике Байджансайского антиклинория (1958 и 1962 гг), составили теоретический и практический базис тектонофизики. Создание лаборатории тектонофизики предварялось формированием группы из 6-ти сотрудников под руководством М.В. Гзовского, которая выделилась из отдела геодинамики в 1964 году. Группа расширилась, в нее был приглашен крупный механик А.С. Григорьев. В результате расширения в тектонофизической группе над одной проблемой количественного описания тектонических процессов стали работать геологи, физики-экспериментаторы и механики-теоретики.

За годы существования небольшой по численности группы и лаборатории тектонофизики ее сотрудники выпустили несколько сборников и монографий: «Пластические и упругие низкомолекулярные оптически-активные материалы» (Д.Н. Осокина, 1963 г), «Экспериментальная тектоника» (В.В. Белоусов и М.В. Гзовский, 1964 г), «Математика в геотектонике» (М.В. Гзовский, 1971 г); «Тектонофизика и механические свойства горных пород» (сб., 1971 г); «Основы тектонофизики» (М.В. Гзовский, 1975 г); «Поля напряжений и деформаций в литосфере» (сб., 1979 г); «Поля напряжений и деформаций в земной коре» (сб., 1987 г); «М.В. Гзовский и развитие тектонофизики» (сб., 2000 г); «Тектонофизика сегодня» (сб., 2002 г); «Тектонические напряжения и прочность горных массивов» (Ю.Л. Ребецкий, 2007 г), было защищено 8 диссертаций, из них две – докторские. В лаборатории консультировались, работали и стажировались аспиранты и ученые из многих научных центров не только нашей страны (Иркутск, Минск, Львов, Новосибирск, Ташкент, Ашхабад, Фрунзе, Апатиты и др.), но и из зарубежных стран (С. Стоянов – Болгария, Дзиро Хироэма – Япония, Ма Цзинь и Сун Вень Пен – КНР, М. Машка – ЧССР и др.). Сотрудники лаборатории также обучались в зарубежной аспирантуре, так Е.С. Никитина в 1977 г защитила Ph. D в отделе количественной тектоники (рук. Ж. Анжелье) Парижского университета им. П.и М. Кюри.

В самые последние годы заложенное М.В. Гзовским направление по изучению природных объектов получило продолжение в работах сотрудников лаборатории тектонофизики Ю.Л. Ребецкого и Ф.Л. Яковлева, создавших новые методы оценки напряжений и деформаций по данным о разрывных и складчатых структурах. Применение численных конечно-элементных программ дало новый импульс тектонофизическому моделированию в работах Е.С. Никитиной и А.В. Михайловой. Продолжаются исследования закономерности формирования вторичных нарушений сплошности вблизи крупного разрыва в работах Д.Н. Осокиной. Здесь в самое последнее время получен ряд новых

результатов фундаментального и прикладного характера. Приход в лабораторию А.В. Маринина и Л.А. Сим укрепил ее геологическую группу. В последние годы после некоторого перерыва в лаборатории вновь начали стажироваться студенты и молодые ученые (В.Н. Вой-тенко, И.В. Лукьянов, В.В. Погорелов, А.Б. Рапопорт, Е.В. Толстая, В.В. Эктов), овладевающие тектонофизической методологией изучения тектонических процессов.

За прошедшие годы в СССР и новой России прошло несколько совещаний и крупных конференций, на которых, в частности, рассматривались темы, относящиеся к различным разделам тектонофизики: Первое Всесоюзное тектонофизическое совещание, организованное М.В. Гзовским и В.В. Белоусовым в ИФЗ РАН в 1957 г, Всесоюзное совещание по тектоническим напряжениям в земной коре и методикам их определения в горных выработках, 1971 г, Москва (организована М.В. Гзовским); «Механика литосферы (исследование механики геологических тел для геологического прогнозирования и управления горным давлением)», 1974 г, Ленинград; «Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях», 1984 г, Новосибирск; «Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии», 1987 г, Ялта; «Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность», 1991 г, Москва; «Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере», 1991 г, Иркутск; «Напряжения в литосфере (глобальные, региональные, локальные)», 1994 г, Москва; «Структурные парагенезы и их ансамбли», 1997 г, Москва; «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли», 1999 – 2007 гг (раз в два года), Новосибирск. Отметим также семинар по измерению напряжений в массиве горных пород, проводившийся раз в два года с 1967 по 1991 гг СО Академии наук СССР.

В большинстве этих семинаров, совещаний и конференций, как правило, рассматривалась какая-то одна из тем, составляющих базис тектонофизики, такие как: измерение природных напряжений, тектонофизическое моделирование, разломообразование, напряженное состояние литосферы и др. Исключение здесь составляет *Первое Всесоюзное тектонофизическое совещание* (1957 г), в рамках которого рассматривался широкий круг проблем тектонофизики от ее физических основ до изучения разномасштабных тектонических структур в геологических объектах и путем моделирования. С этих позиций Всероссийская конференция «*Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле*» может рассматриваться как продолжение совещания 1957 г, т.к. также предлагает рассмотреть широкий перечень задач, относящихся собственно к тектонофизике, и представляет большой спектр направлений, развиваемых в науках о Земле, в которых уже используются или могут быть использованы тектонофизические подходы.

Тектонофизика, создавая свои методы для решения фундаментальных проблем геодинамики, все больше расширяет область своего приложения – горное дело, поисковая геология, прогноз коллекторских свойств массивов районов разработки углеводородных залежей, обеспечение безопасной эксплуатации и экологической безопасности подземных выработок и хранилищ, сейсмическое районирование. В последнее время понимание важности изучения природных напряжений и деформаций, прочности горных массивов находит свое отражение и в работах, связанных с изучением сейсмического режима и оценкой сейсмического риска, по физике очага землетрясений, а также в геофизических исследованиях. Именно поэтому мы считали возможным проведение тектонофизической конференции с подобной расширенной тематикой. Далее достаточно коротко будет представлено содержание тезисов докладов, при этом мы будем давать ссылки только на первого автора публикуемых тезисов.

В первом разделе представлены доклады, которые составляют теоретические основы тектонофизических исследований и выносят на рассмотрение важнейшие результаты и

проблемы в смежных науках о Земле. В тезисах докладов В.Н. Войтенко, О.Б. Гинтова, В.В. Гончара, А.М. Ручьева, Л.А. Сим, А.И. Тимурзиева, Ф.Л. Яковлева дается развитие методов тектонофизических исследований, ориентированных на получение информации о деформациях и напряжениях по данным о разрывных и складчатых структурах, а также по данным о форме минеральных зерен. Здесь отдельно надо отметить работу С.Н. Кашубина, в которой намечены пути оценки некоторых параметров тензора напряжений по сейсмологическим данным, определяющим параметры поляризации упругих волн. В этой работе фактически речь идет о внедрении тектонофизических подходов в геофизический диапазон данных. Отметим также тезисы Г.Ю. Болтышева, в которых представлены результаты приложения метода Г.И. Рейснера по типизации коры на основе комплекса геолого-геофизических данных для Восточно-Европейской платформы. В тезисах М.А. Гончарова обсуждаются вопросы терминологии, используемой в тектонофизических исследованиях: тектоническое течение, однородная деформация, деформационные ранги и структурные уровни, пластическая и разрывная деформация. Важным элементом этого раздела являются тезисы И.Т. Айтматова, Ф.Ф. Горбачевича, В.Л.Ильченко, Г.И.Кулакова, в которых приводятся материалы по фактическим замерам напряжений в массивах горных пород (методы *in-situ*) для внутриплитных и платформенных областей. Эти данные вместе с данными реконструкции напряжений и деформаций, выполненной на основе анализа морфологии складчатых и разрывных структур, должны являться основой создания моделей механизма генерации напряжений для континентальной коры. Работы, в той или иной мере касающиеся этого вопроса, представлены в тезисах И.Т. Айтматова, Д.А. Астафьева, А.В. Викулина, П.Г. Дядькова, А.А. Козырева, А.М. Кузина, К.Г. Леви, М.Г. Леонова, В.Ф. Подурушина, В.С. Пономарева, А.Л. Строма, В.И. Шевченко, Ф.Н. Юдахина. Здесь следует особо выделить два направления, которые можно определить как механизмы генерации напряжений, связанные с внешним или внутренним воздействиями. В первом основная роль по формированию напряжений в континентальной литосфере отводится границам литосферных плит (зонам рифтогенеза, коллизии, субдукции), а во втором – считается, что в современное поле напряжений большой вклад вносят процессы, происходящие в коре и верхней мантии самого исследуемого региона; кроме того, велика роль (в некоторых случаях определяющая) остаточных напряжений, возникающих в горных породах в ходе пластического и катакластического деформирования и тем или иным образом зафиксированных в породном массиве (боковое стеснение, минерализация трещин и др.). Наряду с этими механизмами также обсуждается роль в генерации современных напряжений кинетической энергии, заключенной во вращающейся Земле (М.М. Довбнич). В тезисах Ю.Л. Ребецкого выполнен анализ наиболее значимых результатов, полученных при изучении природных напряжений и деформаций, и даются новые перспективные направления исследований, являющиеся важными не только для самой тектонофизики, но также и в смежных науках о Земле.

Другой блок работ первого раздела представлен тезисами П.В.Макарова, С.Ю. Милановского, Б.П. Сибирякова, В.П. Трубицына, определяющими с механических позиций свойства и закономерности деформирования пород коры и литосферы. Эти работы будут крайне полезны при развитии теоретических основ тектонофизики. Изучение механического поведения разрыва сплошности среды в классической для геомеханики постановке выполнялось в экспериментальных исследованиях Г.Г. Кочаряна, Лю Личиань, Ма Цзинь. Здесь исследовалось явление прерывистого скольжения вдоль разрыва во взаимосвязи с изменением локального (вблизи разрыва) поля деформаций (напряжений), замеры которого осуществлялись с помощью розеток тензодатчиков, а также с акустической эмиссией и тепловым режимом, обусловленным локализацией пластических

деформаций и трением на разрыве. В тезисах Д.Н. Осокиной крупный разлом рассматривался с позиции уже теоретической механики разрушения как генератор вторичных разрывных структур и деформаций поверхности земной коры. Выполнялся анализ типов вторичных разрывов и трещин, возникающих на разных стадиях разломообразования. В тезисах С.И. Шермана, Ю.К. Щукина ставятся вопросы, относящиеся к проблемам сейсмической опасности и возможности применения тектонофизических подходов в их решении. Реальные успехи применения методов тектонофизики для оценки сейсмоопасности важных промышленных объектов отражены в исследованиях Р.М. Лобацкой.

Во втором разделе представлены результаты математического и физического моделирования деформационных структур горного массива коры и литосферы. Работы этого раздела, представленные в тезисах А.Н. Бокуна, С.А. Борнякова, А.Л. Грохольского, А.В. Михайловой, А.Е. Молчанова, Д.Н. Осокиной, М.К. Турапова, В.Т. Филатовой, А.В. Черемных, прямо отвечают задачам тектонофизического изучения тектонических деформаций, напряжений и структур разрушения в их взаимосвязи. В некоторых тезисах (М.К. Турапова, В.Т. Филатовой, А.В. Черемных) также выполнено сопоставление результатов моделирования с данными о природных напряжениях и деформациях горных массивов в конкретных геологических объектах. В другом блоке работ, представленном в тезисах Е.Е. Дамаскинской, О.И. Парфенюк, В.В. Погорелова, Т.В. Романюк, В.Н. Смирнова, Е.И. Суетновой, В.Ю. Тимофеева, Е.В. Шилько, методами математического и физического моделирования решаются вопросы, больше относящиеся к задачам геодинамики и физики очага, однако результаты, полученные в них, крайне важны и в тектонофизике. Отдельно надо отметить работу Ю.П. Стефанова, в которой методами численного (конечно-разностного) моделирования исследуется стадия пластического течения горных пород. Используемые автором алгоритмы позволяют изучать эволюцию структур локализованного пластического течения и хрупкого разрушения, возникающих в модели в процессе увеличивающегося внешнего нагружения.

В третьем разделе представлены работы, связанные с изучением напряжений и деформаций в природных массивах горных пород для конкретных крупных геологических объектов. Здесь ряд тезисов следует отнести к исследованиям природных объектов, выполненных в русле классических тектонофизических работ М.В. Гзовского – это работы: В.И. Алехина, Ж. Анжелье, О.А. Барулевой И.Н. Бубняк, В.В. Гончара, Н.И. Демьянович, Н.Ю. Дулабовой, А.А. Колесниченко, М.Л. Коппа, В.А. Корчемагина, О.В. Луниной, А.В. Маринина, И.О. Павлова, А.В. Парфеевец, В.А. Петрова, Р.А. Умурзакова, Ш.Д. Фатхуллаева, В.И. Шацилова. В них напряжения и деформации природного геологического объекта исследуются в основном по геологическим данным (трещиноватость, борозды скольжения). Сейсмологические данные (механизмы очагов землетрясений) для анализа сейсмотектонических деформаций используются в исследованиях В.С. Имаева, О.А. Кучай, А.О. Мострюкова, Н.Н. Полешко, Н.А. Сычевой. Отдельно следует отметить работы Т.В. Гиоргобиани, А.К. Худодея и Ф.Л. Яковлева, в которых объектом исследования механизма формирования геологических объектов служат складчатые комплексы. Работы по изучению деформаций геологических объектов, выполненные с использованием методов геолого-структурного анализа и элементов геодинамической реконструкции, отражены в тезисах Т.Л. Бабаджанова, Н.Б. Кузнецова, Ю.И. Кустова, В.С. Ми-леева, А.В. Назаревича, Л.М. Расцветаева, Т.Ю.Тверитиновой. Отдельный обширный блок работ относится к изучению деформаций поверхности земной коры по данным инструментальных геодезических наземных и спутниковых (GPS и др.) наблюдений. Он представлен в тезисах Р.М. Кармалеевой, С.И. Кузикова, Ю.О. Кузьмина, М.А. Лебе-девой, А.В. Лухнева, А.О. Мострюкова, М.Т. Прилепина, В.А. Санькова,

В.Ю. Тимо-феева. Геофизические методы исследования деформаций геологических объектов использованы в исследованиях: А.Н. Марчука, Л.Л. Панасьян, И.А. Широкова.

Четвертый раздел – «Разлом как особое геологическое и физическое тело» содержит работы исследователей широкого спектра научных направлений: геологов, геофизиков, геодезистов, геомехаников, петрохимиков, химиков и физиков. Такой широкий диапазон научных дисциплин связан со сложностью рассматриваемых в рамках этого раздела явлений, происходящих в теле разлома. В этом разделе прежде всего следует отметить тезисы О.С. Барыкиной, А.А. Козырева, К.Ж. Семинского, В.В. Травина, Н.С. Фроловой, в которых особенности структуры и вещественного строения разломов разного масштаба рассматриваются с геологических позиций в соотношении с проявлениями в аномалиях деформаций и напряжений породного массива. Инструментальные методы изучения строения тела разлома используются в работах Е.А. Баталёвой, А.А. Боброва, Т.В. Гусевой, С.М. Зверева, Н.О. Кожевникова, А.М. Кузина, Н.И. Павленковой, С.А. Попова. В них приводятся данные по проявлению аномального поведения породного материала тела разлома в геофизических полях и в инструментально измеряемых деформациях. С позиции геомеханики вопросы распределения напряжений и вторичных разрывных структур рассматриваются в работах Э.В. Калинина и Ж. Анжелье. Исследования петрохимического характера, представленные в тезисах Ю.С. Геншафта, Е.Б. Лебедева, А.М. Ручьева, А.Я. Салтыковского, Ю.Ф. Соколовой, можно отнести к исследованиям, создающим основу интерпретации поведения геосреды в теле разлома. В них приводятся данные лабораторных опытов по вещественному преобразованию породы в различных условиях, когда наличие девиаторных напряжений существенно меняет ход реакций. Здесь особо обратим внимание на работу В.Ю. Траскина, в которой излагаются физико-химические основы эффекта Ребиндера, суммирующего целый спектр явлений, происходящих с веществом горных пород на микроуровне и в конечном итоге определяющих снижение макропрочности породного массива. Вопросы взаимодействия разлома с внешними физическими полями, влияние на его прочность различных факторов и возможности воздействия на него рассматриваются в тезисах Л.М. Богомолова, И.Л. Гуфельда, И.Г. Киссина, Б.В. Левина, В.В. Ружича, А.А. Спивака. Попытки обобщения внутреннего состояния тела разлома и его отражение в деформационном поле сделаны в работах Ф.А. Летникова, Ю.Л. Ребечко, Б.М. Чикова.

В пятом разделе – «Тектонофизика в решении проблем поиска и разработки месторождений полезных ископаемых» содержится ряд работ геомеханической направленности, в которых исследуется поведение образцов горных пород под нагрузкой, а также развиваются вопросы теории расчета прочности геомассива. Подобные исследования представлены в тезисах А.А. Авагимова, А.А. Беспалько, А.Г. Вострещова, А.М. Коврижных, А.А. Красновского, П.С. Мартышко, Ю.А. Морозова, Р.М. Насимова, И.Э. Семенова, Ю.В. Федотова, А.И. Чанышева. Здесь особо отметим исследования крупных коллективов, выполненные под руководством Н.Н. Мельникова, В.А. Мансурова и В.Н. Опарина, в которых делаются обобщения целого комплекса теоретических и практических работ, связанных с обеспечением безопасности проведения горнодобывающих работ в районах подземных выработок. Исследование проявления особенностей тектоники областей разработки месторождений различного генезиса в их взаимосвязи с напряженным состоянием породного массива представлено в тезисах А.И. Веселова, А.С. Гладкова, Д.В. Жи-рова, Д.Н. Задорожного, А.В. Ловчикова, В.А. Петрова, И.А. Потехиной, Я.М. Турапова, Я.М. Хазана. Отметим работы А.С. Батугина, М.Г. Вахнина, Э.Р. Казанковой, Ю.О. Кузьмина, А.И. Ходжиметова, О.С. Юрченко. В них указанные вопросы обсуждаются применительно к нефтегазоносным областям. Именно в связи с проблемой разработки и поиска нефти и газа в этот раздел были вклю-

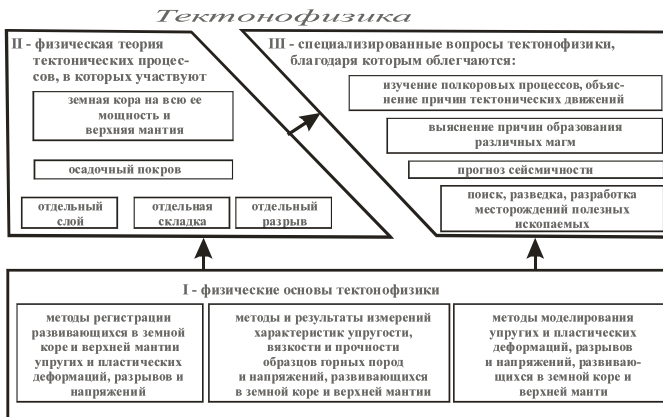
чены доклады А.М. Виноградова, Г.Н. Гогоненкова, А.И. Некрасова, И.П. Сапчук, Л.А. Сим по изучению сдвиговых разрывных структур и напряженного состояния осадочного чехла Западной Сибири.

В шестом разделе обсуждаются вопросы по теме «Региональная тектоника и сейсмический режим, геологические, геофизические и сейсмологические данные – тектонофизический аспект». Наибольшее число работ этого раздела – тезисы Д.Р. Акмановой, Е.Э. Благовещенской, В.А. Бормотова, Е.А. Горбуновой, П.Г. Дядькова, О.Г. Злого-духовой, О.А. Кучай, Б.В. Левина, А.А. Никонова, Н.А. Радзиминович, А.Б. Садыковой, К.Ю. Санникова, В.Б. Смирнова, Н.Г. Томилина, С.В. Трофименко, Г.П. Яроцкой посвящено изучению сейсмического режима различных сейсмоопасных участков коры. Отметим тезисы Г.М. Стеблова, в которых основой исследований являются данные GPS геодезии. Вопросы районирования земной коры по степени сейсмической опасности рассматриваются в тезисах А.С. Батугина, Е.Г. Бугаева, Т.Г. Краснораменской, В.И. Мельниковой, В.А. Пьянкова. Исследование взаимосвязи предвестников с сильными землетрясениями осуществляется в работах: В.А. Гаврилова, И.Л. Гуфельда, Г.Н. Копыловой, Л.А. Латыниной, И.В. Лукьянова, А.В. Назаревича, А.А. Никонова, Н.Г. Томилина, В.А. Широкова. Развитие различных аспектов теории очага землетрясения и их практического приложения представлено в работах Е.Е. Дамаскинской, А.А. Добрыниной, М.В. Родкина, В.В. Степанова, С.М. Строгановой, В.И. Уткина, Е.Б. Чиркова. Следует обратить внимание на тезисы С.С. Арефьева, в которых излагаются результаты сейсмических исследований для очаговой области Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. Данные о строении верхних слоев тектоносферы, полученные с использованием геофизических и сейсмологических методов, представлены в работах: А.А. Баранова, Н.А. Бушенковой, Т.К. Злобина, Е.С. Колтышевой, Р.А. Лементуевой, М.Н. Луневой, В.В. Мординовой, Н.Н. Неведровой, В.Д. Суворова, Е.Б. Чиркова. Важный и полезный для широкого круга специалистов анализ и обобщение проблем и подходов в их решении, используемый в сейсмологических и геофизических исследованиях, выполнен в тезисах Н.В. Шарова и Ю.К. Щукина. Некоторые из сформулированных в них положений имеют прямое приложение в тектонофизике и могут быть решены ее методами.

В завершение следует отметить, что тектонофизика прошла большой путь в своем развитии. Многие направления, намеченные М.В. Гзовским, плодотворно развиваются. Однако значительно продвинувшись в методическом направлении, осуществив приложение новых методов исследования к широкому спектру тектонически активных регионов, мы вновь и вновь возвращаемся к нескольким ключевым проблемам. Эти проблемы многократно рассматривались ранее и считалось, что они получили свое объяснение, но новые данные требуют в ряде случаев ревизии. К таким проблемам следует прежде всего отнести объяснение механизма генерации напряжений для внутриплитных областей, взаимоотношение внешних и внутренних источников напряжений в коре, генезис и роль остаточных напряжений, взаимоотношение вертикальных и горизонтальных движений и проблемы горообразования, механизм формирования разломов в консолидированной коре и влияние дегазации мантии на свойства пород коры, процессы и явления, происходящие в теле разлома и их влияние на его механические свойства, структурная и реологическая зональность коры и литосферы, механизм крупномасштабного хрупкого разрушения коры, генезис и механизмы течения в нижней коре. Все эти вопросы в той или иной мере рассматриваются в тезисах докладов конференции, однако их достоверное и хорошо обоснованное решение – долговременные задачи тектонофизики.

Раздел I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ СМЕЖНЫХ НАУЧНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ



Об остаточных напряжениях в горных породах

И.Т. Айтматов, Г.О. Казакбаева

Институт физики и механики горных пород НАН КР, г. Бишкек, Киргизия

Согласно существующим представлениям о напряженном состоянии массивов горных пород верхней части земной коры считается, что естественное напряженное состояние пород данных структур обусловлено, главным образом, воздействием на геологическую среду гравитационных сил и современных тектонических процессов. Начиная с середины XX-го столетия осуществленные в разных странах натурные измерения напряжений в скальных массивах выявили значительное превышение величин горизонтальных напряжений по отношению к вертикальным (гравитационным) напряжениям. В большинстве случаев горизонтальные напряжения по своим значениям превосходят вертикальные в 1.5–3.0 раза. Наряду с этим имеют место также и определенные зоны и структуры скальных массивов, где горизонтальные и вертикальные напряжения по своим значениям равны или близки друг к другу, что приблизительно соответствует гидростатическому (геостатическому) условию распределения напряжений в породном массиве. Данное условие отвечает гипотезе, выдвинутой в свое время швейцарским геологом А. Геймом (XIX в).

Однако далеко не все реальные факты условий напряженного состояния и геодинамических процессов, возникающих в массивах скальных пород, возможно объяснить с позиций вышеуказанных представлений. В частности, при измерении напряжений в скальных породах во многих случаях не только в разных региональных тектонических структурах, но даже в пределах участков отдельного рудного поля или месторождения в одной и той же породе, не претерпевшей заметных природных деформаций наряду с напряжениями сжатия также имеют место и значительные растягивающие напряжения на близких расстояниях. В некоторых зонах горизонтальные и субгоризонтальные напряжения по своим значениям в 5–6 раз могут превышать средний уровень нормальных горизонтальных напряжений на равных глубинах. Среди вертикальных напряжений в массивах пород различных тектонических структур преобладают напряжения, которые по своим значениям приблизительно равны гравитационному уровню. Однако вместе с тем в отдельных случаях, как в массивах горных территорий, так и в пределах стабильных, тектонически спокойных структур встречаются породные массивы, где нормальные вертикальные напряжения по своей величине оказываются выше их гравитационных значений. При этом данные явления выявлены не только в отдельных локальных участках соответствующих породных массивов, но имеются также некоторые зоны, где и в региональном плане вертикальные

напряжения по своей величине превосходят напряжения, обусловленные действием только гравитационных сил.

При бурении колонковых геолого-разведочных скважин не редко в кернах крепких пород образуются диски, свидетельствующие о высоком напряженном состоянии массива в этих зонах. Керновые диски могут возникать на разных глубинах, включая малые глубины (15–20 м). Известно также не мало случаев образования дисков при бурении скважин в свободных от массива блоках.

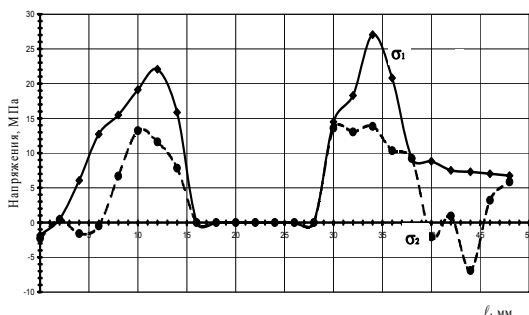


Рис. 1. *a* – модельный образец с возникшей генетической трещиной; *б* – эпюры главных напряжений по горизонтальному сечению (1-1), образец № 9

Указанные выше условия существенной пространственной неоднородности полей естественных напряжений в горных породах характерны, как правило, для полей, сочетающих остаточные, гравитационные и современные тектонические напряжения.

Во многих случаях в породах магматического и метаморфического генезиса неоднородность естественных полей напряжений имеет четко выраженный периодический характер пространственной изменчивости. Вместе с тем в отдельных локальных зонах таких массивов выявляются места, где величины напряжений могут на порядок отличаться от напряжений в ближайших соседних точках.

Данные условия пространственной неоднородности полей естественных напряжений обусловлены главным образом наличием в массивах соответст-

вующих горных пород остаточных напряжений. Зоны с высокой концентрацией остаточных напряжений являются потенциальными очагами горных ударов, возникновение которых определяется нарушением состояния естественного равновесия остаточных напряжений в зонах их высокой концентрации.

Нашими исследованиями остаточных напряжений в физически однородных моделях из твердого оптически активного материала было выявлено, что пространственные вариации полей остаточных напряжений и генетических, и наведенных термическим процессом имеют четко выраженный периодический характер. При этом при технологическом процессе изготовления модельного материала из эпоксидной смолы ЭД-6 путем ее полимеризации и отверждения на основе введения компонентов отвердителя и обеспечения соответствующего температурного режима преобразования смолы в твердое тело в последнем в отдельных случаях на этапе завершившегося процесса отверждения материала самопроизвольно возникала трещина. Исследования поляризационно-оптическим методом напряжений в изготовленном модельном материале (без приложения внешних нагрузок) показали наличие высоких остаточных (генетических) напряжений, обусловленных технологическим режимом процесса отверждения смолы (рис. 1).

В краевых зонах, вблизи возникшей трещины по обе стороны отмечены высокие растягивающие напряжения, что качественно отражает наличие высоких напряжений, фиксируемых при их измерении в краевых зонах тектонических нарушений в массивах горных пород.

Исходная модель геодинамики коромантийной оболочки Земли для тектонофизического моделирования

Д.А. Астафьев

ООО «ВНИИГАЗ», г. Москва, D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru

Методологической основой для изучения всей совокупности геологических образований, явлений и геодинамических процессов с помощью тектонофизического моделирования в настоящее время является концепция тектоники литосферных плит. Однако накопленные геолого-геофизические материалы, в частности, данные по сейсмотомографии Земли и ее отдельных сегментов, разрезы ГСЗ, глубинного МОГТ, результаты космогеодезических съемок с определением скоростей и направлений движения литосферных плит, результаты изучения глубинного строения горноскладчатых областей, осадочных бассейнов, окраин континентов, рифтовых континентальных и океанических систем свидетельствуют о распространении тектогенеза не только на литосферную и верхнемантийную оболочки, но и на всю толщину коромантийной оболочки Земли в целом, то есть геодинамические процессы распространены от поверхности Земли до раздела ядро-мантия. При этом, судя по сейсмотомографическим картинам тектонически активных регионов и образований, таких как пояса субдукции, современного орогенеза, океанических и континентальных рифтов, современных геосинклинальных зон (Карибской, Средиземноморско-Каспийской, Индонезийской, Океанийской и др.), тектогенез в равной степени определяется как латеральной, так и вертикальной до глубины 2900 км составляющими движений коромантийного вещества при сохранении твердофазности не только литосферы, но и практически всей мантийной оболочки за исключением фрагментов астеносферы в верхней мантии и слоя D'' на разделе ядро-мантия, которые по сейсмологическим характеристикам пластичны. Кроме того, в зонах активного тектогенеза фиксируются явные признаки дискретного магматизма по вертикальным и субвертикальным разломам в земной коре. С учетом проявления древнего магматизма в консолидированной коре можно констатировать наличие в твердофазной коромантийной оболочке Земли постоянно существующей дискретной квази жидкой фазы, заполняющей магматические вертикальные, субвертикальные каналы и латеральные расслоенные области, которые фиксируются на временных сейсмических разрезах, соответственно, в виде столбчатых структур и обширных латеральных магматических тел, например, под осадочными бассейнами.

Наряду с глубинными коромантийными структурами, благодаря космогеодезическим данным, стала известна практически полная планетарная картина траекторий абсолютного движения литосферных плит (модель Минстера-Джордана), образующих явные группировки, внутри которых плиты стяги-

ваются к поясам субдукции и современного орогенеза. Наиболее крупная группировка – Африкано–Евразийско–Австрало–Западно-Тихоокеанская, плиты которой стягиваются к Альпийско-Гималайскому орогеническому поясу и Восточно-Евразийско–Австралийскому поясу субдукции. Вторую группировку образуют Американские, Гренландская и Восточно-Тихоокеанские плиты, стягивающиеся к Кордильеро–Карибско-Андийскому поясу субдукции. Третья группировка – это Антарктическая плита с окружающими ее океаническими плитами южных частей Атлантики, Индийского и Тихого океанов.

С учетом глубинного строения коромантийной оболочки этих плит и законов конвекции такие группировки, несмотря на сложные очертания и наличие областей их сопряжения без океанических рифтов (Аляскинско-Чукотская и Скоттия), являются хорошо сформированными конвективными ячейками Бенара g-типа. Указанные группировки фактически коромантийных плит окружены разделяющими их поясами апвеллинга мантийного вещества под океаническими рифтами. Одновременно пояса субдукции и современного орогенеза, а также континентального рифто- и бассейногенеза являются поясами и областями гравитационного погружения (дайвинга) коромантийного вещества на раздел ядро-мантия. Сквозной дискретный дайвинг коромантийного вещества явно обусловлен плавлением и фазовыми переходами нижнемантийного вещества на разделе ядро-мантия и последующим транзитом его в слое D'' или в верхних слоях жидкого ядра на постоянную подпитку апвеллинга. При этом поясам и областям дайвинга соответствуют области пониженной (до 4-х км), а поясам апвеллинга соответствуют области повышенной (до 4-х км) гипсометрии поверхности жидкого ядра. Таким образом, принципиальными отличиями предлагаемой концепции строения и геодинамики Земли для тектонофизического моделирования от ныне господствующей концепции тектоники литосферных плит являются следующие: 1 – литосферные плиты – это фактически коромантийные плиты или сектора коромантийной оболочки Земли, образующие группировки, представляющие собой конвективные ячейки Бенара g-типа; 2 – в настоящее время в коромантийной оболочке Земли существуют три явные конвективные ячейки Бенара g-типа (Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанская, Американско-Гренландская и Антарктическая), но может быть и больше и меньше – две и даже одна при существовании Пангей [1]; 3 – причиной формирования Пангей является доминирование поясов или областей дайвинга в одной или нескольких смежных конвективных ячейках, охватывающих коромантийные сектора бывшего Панталассы, проградирование дайвинга в направлении к поясам апвеллинга с последующим их поглощением, слиянием конвективных ячеек в одну и синхронным формированием нового Панталассы; 4 – причиной распада Пангей является ослабление дайвинга в области закрывшегося Панталассы (например, Палеотетиса) и усиление дайвинга на окраинах Пангеи, после чего окраинные

пояса дайвинга, поглощая океанические коромантийные сектора и проградируя к поясам апвеллинга, приводят к распаду (разрыву) Пангеи и раскрытию новых океанов типа Атлантического, Индийского – так реализуется цикл Уилсона; 5 – конвективные ячейки функционируют благодаря продолжающемуся выделению эндогенной энергии на разделе ядро-мантия и наличию в коромантийной оболочке Земли планетарной магмофлюидодинамической системы; 6 – основными элементами магмофлюидодинамической системы Земли являются – пояса и области дайвинга внутри конвективных ячеек под зонами субдукции, формирующимися орогенами, континентальными рифтами и осадочными бассейнами; транзитный слой D^II на разделе ядро-мантия или внешние слои жидкого ядра, по которым осуществляется перераспределение мантийного вещества в виде магматических расплавов на постоянно действующую подпитку апвеллинга; пояса апвеллинга под океаническими рифтами, где происходит вынужденное раздвигание коромантийных плит, дискретный подъем магматических расплавов и наращивание (омоложение) коромантийной оболочки Земли на всю ее толщину; дискретная квазижидкая фаза в твердофазных сегментах коромантийных плит, концентрирующаяся в областях дайвинга под континентальными рифтами, осадочными бассейнами и орогенами в связи с деструкцией и аккрецией под ними коромантийного вещества до слоя D^II .

При тектонофизическом моделировании глобальных и региональных геодинамических процессов важно воспроизвести тектонофизическую модель геодинамики коромантийной оболочки Земли, позволяющую наблюдать возникновение в процессе эксперимента конвективных ячеек Бенара при сохранении твердофазности коромантийного слоя выше пластичного слоя D^II и изучить особенности развития дайвинга коромантийного вещества как первопричины тектонической активизации, обособления и аккреции коромантийных плит, а также его роли в формировании не только субдукционных структур, но и континентальных рифтов, надрифтовых депрессий, орогенов. Открывается возможность более достоверно моделировать палинспастические реконструкции формирования и распада Пангей, уточнить причины глубокофокусных землетрясений за счет латеральных разрывов вертикальных и субвертикальных столбчатых тел при опережающем погружении их нижних частей в процессе неравномерного дайвинга коромантийного вещества. Правильное понимание геодинамических процессов и производных от них коромантийных структур позволит разработать методы их выявления, мониторинга, а главное прогнозирования средне- и быстротекущих геодинамических явлений.

Литература

1. Астафьев Д.А. Экстремальные состояния геодинамики Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники. М.: ГЕОС. 2007. Т. 1. С. 36-39.

Типизация земной коры Восточно-Европейской платформы по геолого-геофизическим данным

Г.Ю. Болтышев

Геофизическая служба РАН, Калужская область г. Обнинск, grig@ifz.ru

Проведена типизация земной коры для большей части Восточно-Европейской платформы. Выделение типов коры проводилось методом кластерного анализа, который разработан в ИФЗ РАН доктором геол.-мин. наук Г.И. Рейснером [1]. Типизация земной коры основана на интегральной характеристике небольших её объёмов (элементарных ячеек размером 20 на 30 минут градусной сетки). Элементарным ячейкам присваивались значения ряда геолого-геофизических параметров. В качестве исходных данных были использованы: мощность земной коры, высота рельефа и размах его высот, глубина залегания консолидированного фундамента, плотность теплового потока, изостатические аномалии. В результате последующей обработки исходных данных по формальной итерационной процедуре кластерного анализа были выделены типы земной коры со сходными характеристиками. Далее проводился сравнительный анализ элементарных ячеек на разных шагах кластерного анализа. Типизация земной коры методом кластерного анализа позволяет решать как фундаментальные, так и прикладные задачи.

Раздробленность земной коры можно рассматривать как фундаментальное свойство верхней оболочки Земли. В последнее время в научной литературе этой проблеме уделяется пристальное внимание. В данной работе раздробленность земной коры исследуется методом кластерного анализа [2–6]. Производятся поиски признаков самоорганизации отдельных элементов, составляющих блоковую структуру земной коры, а также закономерностей её организации.

В типизации земной коры методом кластерного анализа выделяются все крупнейшие тектонические элементы Восточно-Европейской платформы. Краткий анализ выявленных закономерностей показал, что на первых шагах кластерного анализа наблюдается сложное, почти хаотичное строение региона. Однако ряд структур проявляют свою однородность уже на первых шагах кластерного анализа. Типы коры, представленные на ранних шагах кластерного анализа, на последующих шагах образуют ареалы различного размера. Не изменяется структура Воронежского и Украинского щитов в пределах нескольких шагов кластерного анализа. Так сохраняется устойчивая структура (ядро) этих тектонических элементов Восточно-Европейской платформы. Устойчивыми структурами (ядрами) обладают Черноморская и Прикаспийская впадины, в то время, как Днепровско-Донецкий прогиб не имеет устойчивого ядра. Проведённый количественный анализ типов земной коры, выделенных методом кластерного анализа, среди ряда крупных

тектонических элементов Восточно-Европейской платформы позволил выявить различный характер их неоднородности, определяемый различной степенью и различным типом раздробленности этих структур.

Черноморская впадина на последних шагах представлена в основном двумя типами коры. Один тип коры приурочен преимущественно к западно- и восточно-черноморским котловинам. Значения геолого-геофизических параметров этого типа коры отражают структурную специфику котловин с более тонкой субокеанической корой, мощным осадочным чехлом и низким тепловым потоком. Разделяющая котловины часть акватории и практически всё остальное пространство прибортовых зон представлено другим типом коры, который характеризуется большим диапазоном значений геолого-геофизических параметров, а на промежуточных шагах область развития одного из типов строго ограничена границами Западно-Черноморской впадины.

Присутствие в структуре Днепровско-Донецкого прогиба исключительно неустойчивых типов земной коры определяется сильной латеральной изменчивостью значений геолого-геофизических параметров, характеризующих типы коры. Поэтому на более детальных шагах кластерного анализа территории прогиба последовательно распадается на все более мелкие участки, представленные различными типами коры, без наличия стабильных ядер.

Литература

1. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы. М.: 1993. 209 с.
2. Болтышев Г.Ю. Количественные характеристики гетерогенности земной коры (на примере ряда тектонических элементов Восточно-Европейской платформы) // БМОИП, отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 17-22.
3. Иогансон Л.И., Болтышев Г.Ю. Гетерогенность и стадии развития осадочных бассейнов Западной Евразии // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 10. С. 20-29
4. Иогансон Л.И., Болтышев Г.Ю. О гетерогенности земной коры Северной Евразии // Вестник ОГГТГН РАН. М.: 2000 (4). http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2000/ioganson.pdf.
5. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. О гетерогенности и раздробленности земной коры Западной Евразии // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Материалы тектонического совещания. 2001. М.: ГЕОС. С. 274-276.
6. Ioganson L.I. The Earth's crust heterogeneity as recent geodynamic processes evidence and seismicity // 27th General Assembly ESC: Book of Abstr. and Papers. Lisbon University, Portugal, 10-15 Sept., 2000. P. 59.

Ротационная вихревая геодинамика: геологический и физический аспекты

А.В. Викулин

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

Развитие представлений о ротационных вихревых движениях. 5-3 вв. до н.э. Исключительная по тонкости интуиция *мыслителей-материалистов* Левкиппа, Демокрита и Эпикура позволила им из «каши» существовавших в то время мистических представлений о Пространстве и Времени извлечь и сформулировать физически прозрачную в настоящее время идею о «вихревых атомах», по сути – элементарных частицах со спином.

1644 г. Согласно модели *философа и математика* Р. Декарта причиной возникновения Солнечной системы стало вихревое движение – единственно устойчивая форма движения.

1755, 1796 гг. Выход в свет космогонической (*философа* И. Канта) и небулярной (*математика и астронома* П. Лапласа) гипотез, в основах которых были заложены представления о вихревой и вращающейся газопылевой туманности, из которой образовалась Солнечная система.

Середина XIX – начало XX вв. Задача прогноза погоды и построения теории атмосферных циклонов возрождает интерес к вихревой динамике. Трудami *математиков* Г.Л.Ф. Гельмгольца, Г.Р. Кирхгофа, В. Гребли и многих других сначала доказываются основные теоремы вихревой динамики, *физиком* лордом Кельвином строится теория вихревых атомов, а затем *физиком* Дж.Дж. Томсоном разрабатывается вихревая теория материи и взаимодействий.

1925 г. Идея спина «витает в воздухе». *Физиками-теоретиками* Дж. Уленбеком и С. Гаудсмитом гипотетически, для теоретического объяснения экспериментальных данных, в физику окончательно вводится спин – как собственный момент количества движения.

1927-1928 гг. Завершение становления квантовой механики. Спин объявляется квантовым числом и обоснование гипотезы древних мыслителей о вихре – как первоисточнике устойчивого движения, фактически, выводится за рамки физики. Вихревые движения как макроскопические турбулентные течения изучаются в рамках гидродинамики.

Начало кризиса в физике, который продолжается до настоящего времени.

1928 г. Начало вихревого этапа в геологии и тектонике – выход в свет пионерской работы китайского *геолога* Ли Сы-гуана, в которой впервые описаны вихревые движения геологической среды.

1933 г. Японским *геологами-геофизиками* С. Фуджихарой с соавторами на основании данных геодезических измерений впервые формулируется вывод о

вращательном движении очага землетрясения 1.09.1923 в Канто – блока земной коры протяженностью около 200 км.

1950-е гг. Теоретические *физические* исследования трещины Гриффитса и моделирование *тектонических* разломов приводят к выводу о вращении образующихся в материале трещин (Yoffe, 1951; Магницкий, 1965).

1960-1970-е гг. Исследования *тектонофизика* М.В. Гзовского (1975) устанавливают пространственную волнистость крупных тектонических разрывов и формируют вывод, согласно которому представления об их прямолинейности часто не соответствуют наблюдаемым фактам.

1961 г. Выход в свет работы *геолога* А.В. Пейве, в которой устанавливается блоковый характер геологической среды и делается вывод о том, что каждый блок обладает самостоятельной движущей силой, связанной с вращением Земли и эволюцией гравитационного поля Солнечной системы.

1969 г. Выход в свет первого издания фундаментального труда *физика и механика* Л.И. Седова «Механика сплошной среды», в котором обращается внимание на важность механических задач с собственным моментом количества движения макроскопических объемов вещества.

1972 г. Выход в свет работы *геолога* О.И. Слензака, в которой на новом качественном уровне развиваются вихревые представления Ли Сы-гуана.

1979 г. Выход в свет работы *геолога* И.В. Мелекесцева, в которой была предложена вихревая вулканическая гипотеза и рассмотрены некоторые следствия.

1979-1991 гг. *Физиками и геофизиками* М.А. Садовским (2004) с коллегами разрабатываются представления о блоковой геофизической среде, в рамках которых предпринимается попытка построения модели геомеханического сейсмического процесса. Отличительной особенностью таких моделей является сильная нелинейность описывающих их уравнений (Артамонов, 1976; Журавлев, 1982; Любушин, 1987).

1984 г. Выход в свет работы *механика* Л.И. Лобковского и *геолога* Б.В. Баранова о «Клавишной модели сильных землетрясений», в которой впервые в рамках одной модели сейсмического процесса аналитически были совмещены представления о блоковом строении геофизической среды с ее волновыми тектоническими движениями.

1993 г. Выход в свет знаковой и для геологии и для физики монографии *геологов* А.Н. Дмитриевского и И.А. Володина и *физика* Г.И. Шипова «Энергоструктура Земли и геодинамика». В этой работе вихревые геодинамические движения (структуры) «увязаны» с полями кручения физического вакуума и, тем самым – обозначен возможный путь выхода из уже затянувшегося кризиса в естествознании.

1995 г. Экспериментальное обнаружение признаков существования уединенных деформационных волн в геофизических полях послужило *механику и геофизику* В.Н. Николаевскому основой для построения

математической волновой модели поворотных движений блоков горной породы.

1999 г. Развивая концепцию блоковой среды А.В. Пейве его ученики-геологи пришли к выводу о том, что геологическая среда является нелинейной и самоорганизующейся и, вследствие этого, ее движение может быть представлено в виде тектонического течения с неоднородными деформациями, ненулевыми дивергенциями и вихрями (Лукьянов, 1999).

В рамках таких представлений «самостоятельной движущей силой блока» земной коры может быть только его собственный макроскопический момент в смысле Л.И. Седова.

2003–2008 гг. Выход в свет монографии *физика и геофизика* А.В. Викулина «Физика волнового сейсмического процесса» (2003), в которой в рамках представлений Пейве – Седова – Садовского о блоковой среде с собственным макромomentом строится модель планетарного сейсмического процесса. В рамках модели: дается количественное объяснение эффектам миграции очагов землетрясений и нутации полюса планеты; количественно определяется энергия тектонического движения; проводится качественное объяснение взаимосвязи вулканизма и сейсмичности и построение принципиально новой модели очага землетрясения, в основе которой заложены представления о взаимодействии очагов; теоретически обосновывается существование принципиально нового типа ротационных упругих волн в геофизических (блоковых, вращающихся) средах, ответственных за взаимодействие слагающих их блоков и тектонических плит.

Резюме. Как видим, представления об «элементарных» вихревых моментах являются самыми первыми «интуитивными» и, как оказалось, правильными представлениями. Гипотеза о собственном моменте блока геофизической среды наследует их, позволяет (как в свое время и гипотеза спина в квантовой механике) объяснить целый ряд геофизических явлений и является перспективной для дальнейших геологических и геофизических построений. Показано: определяющее напряженное состояние поверхности Земли вихревое ротационное поле – как решение вихревой механической задачи Дирихле о равновесной в каждый момент эллипсоидальной фигуре капли гравитирующей вращающейся жидкости – может являться «аналитической» основой новой геологической парадигмы.

В рамках таких представлений изучение планетарных вихревых геологических структур, связанных с полями кручения физического вакуума, может в дальнейшем приблизить нас к решению единой для естествознания проблемы первоисточника вихревого движения и вывести и физику, и геологию из кризиса.

Корреляция параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости: сравнение результатов исследования метатурбидитов Северо-западного Приладожья

В.Н. Войтенко

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

В данной работе представлены предварительные результаты исследований свойств анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) и конечной деформации метаморфизованных песчаников Северного Приладожья. В обломочных породах количественную оценку деформации обычно определяют на основе анизотропии гранулометрических характеристик, однако существуют методы, использующие и другие характеристики горных пород. Исследование магнитных параметров горных пород выявило, что общим свойством их является магнитная анизотропия. Среди различных причин образования магнитной анизотропии важная роль отведена одноосным давлениям при высокой температуре, сопровождающим кристаллизацию и перекристаллизацию горных пород. Таким образом, связь между магнитной анизотропией и текстурными особенностями горных пород позволяет использовать, в частности, АМВ для изучения деформированных пород [1]. Если количественная оценка деформации – стрейн-анализ, является достаточно трудоёмким, то определение АМВ является быстрым и чувствительным методом для характеристики петроструктуры горных пород. Многочисленные исследования на качественном уровне подтвердили положительную корреляцию между различными параметрами АМВ и деформации горных пород, однако количественные отношения между этими двумя параметрами остаются дискуссионными [9].

Магнитная восприимчивость горной породы (отношение намагниченности породы к приложенному полю или $K = I / H$) определяется вкладом всего минералогического состава, включая парамагнитные (слоистые силикаты, ПШ), диамагнитные (кварц, кальцит) и ферромагнитные (магнетит, гематит) зёрна. В общем, АМВ зависит от преобладающей кристаллографической ориентировки, формы зёрен, состава и, в меньшей степени, от количества и размера микротрещин [1, 9]. На основе минералогических данных и величин АМВ для породы в целом и применения теоретических механизмов деформации разработаны методы оценки конечной деформации на основе магнитных характеристик [6].

Оценка однородной конечной внутренней деформации изучаемого объекта возможна по изменению формы и расположения «индикаторов деформации» в составе объекта (оолитов, галек, палеонтологических останков и других). Деформация характеризует изменение формы и объёма и определяется симметричным тензором второго ранга, имеющим шесть независимых

элементов. Для описания деформации используют ориентировку главных направлений деформации (три угла Эйлера) и величины главных деформаций [3], аналогичные параметры используются и для описания эллипсоида АМВ [1, 9].

Для проведения стрейн-анализа для каждого ориентированного образца были изготовлены три взаимно перпендикулярных шлифа, дальнейшая обработка производилась по микрофотографиям шлифов. Песчаники анализировались методами стрейн-анализа: R_f/ϕ' , «средней радиальной длины» – MRL и методом Фрая [4, 5, 7]. Параметры эллипсов деформации применялись для построения эллипсоида деформации с использованием программы М. Брендона [3, 8]. Для определения АМВ из ориентированного образца выпиливался куб (2×2×2 см). Оценка АМВ проводилась на измерителе магнитной восприимчивости KLY-2 с использованием программы SUSAR.4 в лаборатории палеомагнетизма ВНИГРИ (СПб).

Северное Приладожье в тектоническом строении Фенноскандинавского щита представляет собой юго-восточную часть Раахе-Ладожской зоны сочленения эппархейского Карельского кратона и раннепротерозойского Свекофеннского пояса. Супракрустальные образования на территории Северного Приладожья представлены преимущественно ассоциациями карельского комплекса. Здесь выделяется людиковийский надгоризонт (метавулканыты сортавальской серии) и калевийский надгоризонт (метатурбидиты ладожской серии), с границей между ними в 1920 ± 50 млн. лет [2]. Характерными особенностями Северного Приладожья являются наличие купольно-глыбовых выступов архейского фундамента, окаймлённых нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами. Выше по разрезу залегают выполняющие межкупольное пространство метатурбидитные породы ладожской серии. Супракрустальные образования Северного Приладожья претерпели зональный региональный метаморфизм фаций средних давлений (группа В). Изучаемые участки расположены в пределах северной части Кирьяволахтинского выступа, где метаморфизм достигает эпидот-амфиболитовой субфации. Литологические границы в вулканитах и метатурбидитах подновлены разрывными нарушениями, а сланцеватость (S1) субпараллельна слоистости.

Для определения магнитных и деформационных характеристик были отобраны 30 ориентированных образцов: 13 из метавулканитов и 17 из метатурбидитов (обломочных пород). Все анализируемые породы классифицированы на три группы по величине средней магнитной восприимчивости (K , в ед. СИ $\cdot 10^{-6}$): обломочные (120–270), вулканиты (340–570) и метасоматически изменённые вулканиты (1 290–23 240). По степени анизотропии магнитной восприимчивости обломочные породы группируются в узком интервале значений P' (1.1–1.3). Форма эллипсоида АМВ в подавляющем большинстве сплюснутая вдоль оси Z : $0.2 < T \leq 0.9$. Для сравнения результатов АМВ и деформации горных пород использовались только 8 образцов

метапесчаников, для которых был проведён стрейн-анализ. Метапесчаники представлены средне-, крупнозернистыми породами с реликтовой обломочной структурой, по минералогическому составу в основном кварц-биотитовые.

Сравнение ориентировок главных осей эллипсоида деформации и главных осей эллипсоида АМВ показало, что в большинстве случаев минимальная ось магнитной восприимчивости суб-перпендикулярна сланцеватости (S_1), за исключением приразломных участков разреза, а также совпадает или расположена рядом ($10-20^\circ$) с осью укорочения эллипсоида деформации. Максимальные и промежуточные оси магнитной восприимчивости также проявляют схожие ориентировки с осью удлинения и промежуточной осью, соответственно. Однако, не смотря на приблизительное совпадение ориентировок осей эллипсоидов деформации и АМВ, величины, характеризующие форму эллипсоида (v и T), степень АМВ (P') и величину полной девиаторной деформации (E_d) существенно различаются и не проявляют каких-либо корреляций. Параметры АМВ и деформации, вынесенные на диаграммы ($P'-E_d$) и ($T - v$) показали независимость распределений величин. Форма эллипсоида деформации в большинстве случаев удлинённая вдоль оси X ($-0.7 \leq v < -0.1$), а форма эллипсоида АМВ – сплюснутая вдоль оси Z . Также необходимо отметить, что степень АМВ (1.1–1.3) примерно в два раза выше полной девиаторной деформации (0.5–0.8) для одной и той же породы.

Проведённое сравнение параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости метапесчаников ладожской серии Северного Приладожья позволило выявить следующие деформационные особенности пород. Ориентировка эллипсоидов конечной деформации и АМВ в первом приближении совпадает, что позволяет использовать оценку АМВ, как эффективный метод, для определения ориентировки осей деформации. Это совпадение, даже при существующем малом количестве образцов, представляется нами как наиболее значительное. Корреляция степени АМВ (P'), формы эллипсоида АМВ (T) и полной девиаторной деформации (E_d) в исследуемых породах выявила, что эти параметры независимы. Это может быть связано с различными механизмами деформирования зёрен породообразующих минералов в горной породе при деформации и метаморфизме; и степенью вклада магнитных характеристик минералов в совокупную АМВ породы.

В ходе работы вопросы магнитной анизотропии обсуждались с В.Э. Павловым (ИФЗ РАН). Автор благодарен за помощь в определении анизотропии магнитной восприимчивости А.Г. Иосифиди и В.В. Попову (ВНИГРИ).

Литература

1. Использование магнетизма горных пород при геологической съёмке. Под ред. Шолпо Л.Е. Л.: Недра. 1986. 224 с.

2. Матреничев В.А., Вревский А.Б. Сергеев С.А., Матуков Д.А. Граница между лудиком и калевием в Северном Приладожье: геологические взаимоотношения и изотопный возраст // Доклады РАН. 2006. Т. 407, № 5. С. 1-5.
3. Brandon M.T. Analysis of geologic strain data in strain-magnitude space // Journal of Structural Geology. G. B.: Pergamon Press. 1995. No 17. P. 1375-1385.
4. Chew D.M. An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/□ technique // Computers & Geosciences. 2003. No 29 (6). P. 795-799.
5. 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.
6. Jezek J., Hrouda F. SUSIE: A program for inverse strain estimation from magnetic susceptibility // Computers & Geosciences. 2007. V. 33, Is. 6. P. 749-759.
7. Mulchrone K. F., O'Sullivan F., Meere P. A. Finite strain estimation using the mean radial length of elliptical objects with bootstrap confidence intervals // Jour. of Struct. Geol. 2003. V. 25, Issue 4. P. 529-539.
8. Owens W. N. The calculation of a best-fit ellipsoid from elliptical sections on arbitrarily oriented planes // Journal of Structural Geology. G. B.: Pergamon Press. 1984. V. 6, No 5. P. 611-618.
9. Pareš J.M., Van Der Pluijm B.A.- Correlating magnetic fabrics with finite strain: Comparing results from mudrocks in the Variscan and Appalachian Orogens // Geologica Acta. 2004. V. 2, Issue 3. P. 213-220.

Комплексирование структурно-парагенетического и кинематического методов – условие дальнейшего прогресса в полевой тектонофизике

О.Б. Гинтов, А.В. Муровская, С.В. Мычак

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина, gintov@igph.kiev.ua

В последние годы как у тектонофизиков стран СНГ, так, особенно, в зарубежной науке интерес к тектонофизическому методу структурных парагенезисов снизился из-за увлечения большими возможностями дислокационного анализа напряжений (по Ю.Л. Ребецкому [1]) с более привычным названием «кинематический метод». К этому следует отнести резко критически, так как структурно-парагенетический метод «работает» там, где кинематический метод практически неприменим – на древних щитах, при изучении планетарной трещиноватости и ранних этапов развития деформационных процессов. Поэтому если исследователь ставит перед собой задачу тектонофизически осветить возможно больший период тектонического развития определенного региона, ему необходимо использовать оба метода в комплексе.

Объединенная феноменологическая теория прочности Кулона – Навье – Мора доказывает общность физико-механической природы процессов разрывообразования и пластической деформации горных массивов посредством активизации подвижек по старым трещинам. Это позволяет исследовать оба процесса как раздельно, так и в пространственно-временном единстве, используя в комплексе сильные стороны и структурно-парагенетического, и кинематического методов и не опасаясь дублирования результатов или того, что при изучении тектонических событий рассматривались взаимоисключающие теоретические построения.

Обоснование совместного прохождения процессов разрывообразования и фрикционного скольжения позволяет решать задачу уменьшения неоднозначности в определении ориентации главных осей нормальных напряжений, которая нередко проявляется и в структурно-парагенетическом, и кинематическом методах. В первом случае неоднозначность появляется из-за ошибок в идентификации типов сколов, во втором – из-за эквивалентности нескольких решений. Взаимное согласование результатов определения ориентации главных осей для условий разновозрастных процессов трещинообразования и фрикционного скольжения позволяет уточнить положение осей и деформационные режимы.

Удобство кинематического метода, заключающееся в возможности формализации и компьютеризации практически всех операций по обработке и интерпретации материалов полевых измерений, нередко уводит на второй план трудности, связанные с предположительным характером некоторых

критериев, положенных в основу метода. Основной постулат метода – коллинеарность расчетного вектора касательного напряжения и вектора подвижки на плоскости зеркала скольжения – является достаточно приближенным, ибо он соблюдается лишь в идеальных условиях: трещины должны быть гладкими и бесконечными по своей протяженности, то есть пересекать исследуемый горный массив полностью, выходя далеко за его пределы. При несоблюдении этого условия (что в природе встречается чаще всего) взаимовлияние пересекающихся трещин вызывает переориентацию касательных напряжений, возникновение локальных полей, ведущих к изменению направлений подвижек, которое невозможно учесть. Вторая трудность обусловлена тем, что поля напряжений, как и всякие геофизические поля, обладают свойствами эквивалентности и аддитивности, что при наложении нескольких фаз деформации ведет к совпадению или сближению ориентировки векторов подвижек, связанных с разными фазами и разными полями напряжений.

Неоднозначность структурно-парагенетического метода в первую очередь заключается в том, что он опирается на экспериментальные данные и предполагает близость природных условий условиям лабораторного эксперимента, что выдерживается далеко не всегда. С другой стороны, этот метод позволяет выполнять операции, важные для общего тектонического анализа, определения деформационных режимов, углов скалывания α_0 и связанных с ними параметров, установления глубинности изученных деформационных процессов, а также хронологической последовательности этапов и фаз деформации земной коры путем прослеживания последовательности возникновения и развития (активизации) деформационных структур, опираясь на характер их взаимоотношений между собой, тип пластических деформаций и все имеющиеся геологические данные о возрасте и структурных преобразованиях горных пород.

Для решения всех подобных задач важную роль играет построение прочностных разрезов земной коры $\Delta\sigma = f(H)$ на основе имеющихся массовых экспериментальных данных о прочности и пластичности горных пород – главных механических характеристиках коры выше раздела Мохо. Нормальные прочностные разрезы земной коры конкретных регионов являются экспериментальной основой для решения некоторых количественных задач при комплексировании структурно-парагенетического и кинематического методов. В сочетании с данными, полученными в поле, они позволяют оценить такие параметры как внутреннее и сухое трение, прочность связей и трение покоя, соотношение возникающих при деформации напряжений с внутривещным давлением, сброс напряжений (независимо от порового давления) при переходе от процесса трещинообразования к фрикционному скольжению и др.

При построении порегионных прочностных разрезов учитываются естественные физико-геологические условия, в которых находятся горные породы

на конкретных глубинных уровнях. Соотношение процессов разрушения монолитных объемов горных пород и массивов с трещинами рассматривалось во многих работах, при этом большинство авторов исходили из результатов экспериментов по изучению прочностных свойств горных пород при комнатной температуре и скорости деформирования $\geq 10^{-4}$ с⁻¹, обобщенных Ж. Баэрли, по данным которого прочность горных пород с трещинами почти на всем промежутке интересующих нас глубин в земной коре на 10–20% ниже прочности монолитных пород и должна учитываться при расчете прочностных свойств деформируемых массивов [2].

Однако в работе [3] было показано, что при реальных скоростях деформирования $\leq 10^{-8}$ с⁻¹, и реальных температурах прочность трещиноватых горных массивов ниже прочности монолитных почти повсеместно только в консолидированном фундаменте. В осадочном слое при сжатии она ниже только до глубины ≈ 5 –6 км, при растяжении – до ≈ 10 км, а глубже, начиная с самых высокотемпературных разрезов, соотношение этих величин постепенно становится обратным. Поэтому реальные прочностные разрезы отличаются от экспериментальной зависимости прочность – давление, полученной Ж. Баэрли.

Одно из важных направлений комплексирования – охват тектонофизическими исследованиями возможно большего временного отрезка изучаемого тектонического цикла (или циклов). Начало деформационных процессов после накопления некоторой толщи пород – образование планетарной трещиноватости и тектонических трещин при прогибании бассейна осадконакопления – изучается только структурно-парагенетическим методом. Сжатие и складкообразование, когда формирование разрывов и перемещение пород по плоскостям трещин и поверхностям напластования происходит почти одновременно, изучается обоими методами, а завершающий орогенез и неотектонические движения – в основном кинематическим. Раннедокембрийские тектонические движения могут исследоваться, как уже отмечалось ранее, только структурно-парагенетическим методом. Поэтому непрерывная хронологическая шкала деформационных процессов может быть построена лишь при комплексном использовании обоих методов.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.
2. Byerlee J. Friction of rocks // Pure and appl. Geophys. 1978.No 116. P. 611-626.
3. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс». 2005. 572 с.

Критерий мощности компетентного слоя в определении изгибного и разломно-пластического стилей деформирования

В.В. Гончар

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина, gonchar@igph.kiev.ua

М.В. Гзовский [1] обосновал ряд количественных критериев возникновения складок, обозначив мощность компетентного слоя в качестве основного параметра, контролирующего проявление упругого изгиба и пластического расплющивания при продольном сжатии. В работах [3–5] исследовалась роль мощности пласта в формировании складок с различной длиной волны. Предлагаемый подход обобщает свойства мощности компетентного слоя в определении стиля деформирования и длины волны складки изгиба. Можно показать, что точки складок в координатах длины волны и мощности аппроксимируются серией прямых (в логарифмическом масштабе), отвечающих константам безразмерного напряжения $\sigma(1 - \nu^2)/E$ в интервале $0.005 \div 0.1$ (рис. 1, А). Предполагается [3], что получаемые таким образом уровни напряжений являются близкими среднему пределу прочности пород осадочных бассейнов. Используя линейно-упругую – идеально-пластическую реологию условие упругого изгиба можно представить следующим образом: изгиб начинается на пределе упругости ($\varepsilon = \varepsilon_p$), когда одновременно достигается предел пластичности для вмещающей среды и критическое изгибное напряжение Эйлера для компетентного слоя

$$\sigma_e = (n\pi h/l)^2 \frac{E}{1 - \nu^2}, \quad (1)$$

где h, l – мощность и длина слоя, $n = l/\lambda$ – изгибное число, λ – длина волны складки. Учитывая, что в случае плоской деформации $\varepsilon = \sigma(1 - \nu^2)/E$ [3], представим уравнение (1) в безразмерном виде

$$h/l = \frac{1}{\pi n} \sqrt{\varepsilon}. \quad (2)$$

Полученные в соответствии с (2) кривые (рис. 1, Б) связывают упругую деформацию и относительную мощность слоя h/l при различных значениях числа изгиба. Устанавливая предельную упругую деформацию получим точки пересечения прямой $\varepsilon_p = const$ с кривыми изгибной неустойчивости при $n = const$. Значения относительной мощности h_i/l для целых значений $n \geq 1$ характеризуют изгиб компетентного слоя и имеют с критической величиной $h_c/l = h_1/l$ отношения, кратные n , то есть, обозначают число изгибов (например, $(h_c/l)/(h_3/l) = 3$), что соответствует выводам традиционного описания связи длины волны и мощности [3, 4]. В правой части для всех сло-

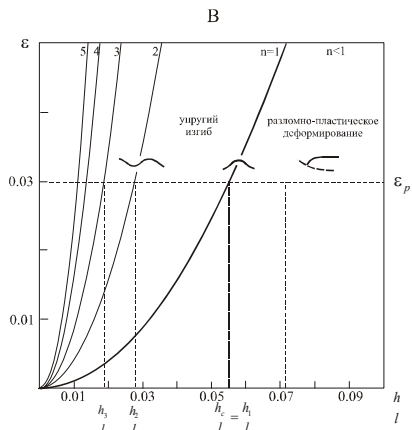
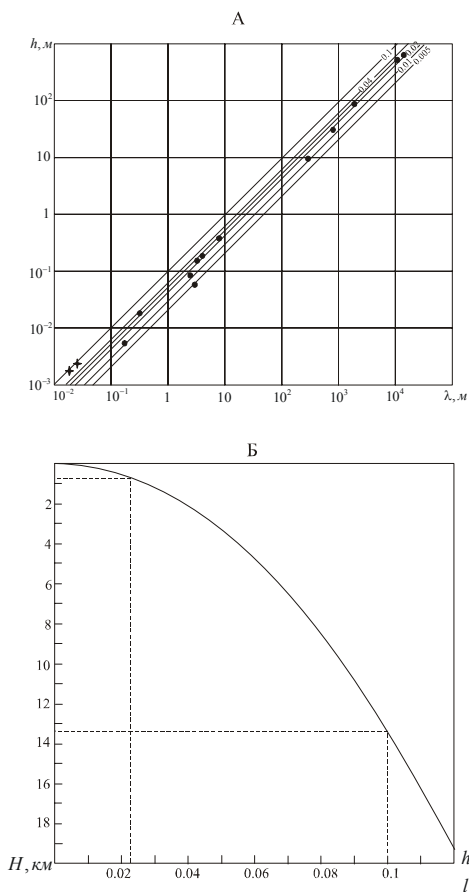


Рис. 1. А – Аппроксимация отношения мощности слоя к длине волны природных складок линиями равных значений безразмерного напряжения $\sigma \frac{(1-v^2)}{E}$ (оцифрованы). Точки –

данные из работ [3–5], крестики – микроскладки в образцах криворожских кварцитов [2].

Б – Диаграмма, связывающая упругую деформацию с относительной мощностью компетентного слоя (уравнение (2)).

В – Кривая изменения относительной критической мощности с глубиной для терригенных пород в условиях кулоновой прочности

ев с $h/l > h_c/l$ критическое изгибное напряжение Эйлера не будет достигнуто и наиболее вероятным будет развитие разломно-пластической деформации.

Принимая во внимание данные о соотношении мощности слоя и длины волны складок изгиба (рис. 1, А), определяем диапазон изменения предела упругости $\varepsilon_p = 0.005 \div 0.1$, тогда на основании (2) приходим к выводу, что критическая относительная мощность слоев в природе должна колебаться в пределах $0.022 \div 0.1$. Объяснение данного диапазона можно получить, привязывая изменение h_c/l к изменению прочности пород в осадочном разрезе по глубине. Используя выражение Кулона – Мора для прочности получим кривую, описывающую изменение критической относительной мощности с

глубиной (рис. 1, В). Как видно, найденный выше интервал изменения критической мощности полностью перекрывается кривой терригенного разреза в интервале глубин 1-13 км, то есть вполне соответствует диапазону глубин типичного деформированного осадочного бассейна.

Литература

1. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IV. М.: Изд. АН СССР. 1963. 544 с.
2. Гончар В.В. Моделирование асимметричной складчатости на основе продольно-поперечного изгиба // Изв. ВУЗов. Геология и разведка,. 2005. № 2. С. 3-9.
3. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир. 1985. 730 с.
4. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтиг К., Файф У. Земля: введение в общую геологию М.: Мир. 1974. 845 с.
5. Currie J.B., Patnode H.W., Trump R.P. Development of folds in sedimentary strata // Geol. Soc. Am. Bull. V. 73. 1962. P. 655.

Относительность некоторых базовых понятий тектонофизики

М.А. Гончаров

Геологический факультет МГУ, г. Москва, m.a.gonch@mail.ru

Этапы развития тектонофизики. Таких этапов можно выделить три [2]. Первый этап – «не-физический» (до середины 20-го века): господство умозрительных построений, без собственно физической основы (пример – так называемый «эллипсоид деформации Беккера» с его круговыми сечениями, параллельно которым якобы располагаются трещины скалывания). Вторым этап – «сопроматный» (до 70–80-х годов 20-го века), когда в нашей стране, в первую очередь усилиями М.В. Гзовского [1], была предпринята попытка заложить «физические основы тектонофизики», что на деле свелось к внедрению некоего «ликбеза» из области учения о сопротивлении материалов. Третий этап ознаменован становлением тектонофизики как самостоятельной отрасли геологии, изучающей весьма длительные процессы, происходящие по своим законам в уникальной геологической иерархически устроенной среде, и оперирующей своими собственными понятиями.

Тектоническое течение. Этот термин понимается двояко: 1) либо, в соответствии с постулатами механики сплошных сред (О. Коши), как сочетание поступательного перемещения, вращения и деформации элементарных объемов геологической среды [2, 3]; 2) либо, гораздо чаще, в соответствии с постулатами «сопромата», как синоним пластической деформации по достижении средой «предела текучести». В настоящее время, в связи с развитием представлений о конвективном характере тектонических движений и деформаций в геосферах разного ранга, первый из указанных подходов имеет несомненное преимущество, поскольку при конвекции вещество не просто «течет», испытывая пластическую деформацию, а «течет в определенном направлении».

Однородность деформации. Этим термином обычно обозначают понятие «однородное поле деформаций». Такое общепринятое сокращенное обозначение иногда приводит к недоразумениям. Например, превращение квадрата при его двумерной деформации в прямоугольник не является достаточным признаком однородной деформации, поскольку при этом остается неизвестным поле деформаций внутри квадрата. Однородность этого поля может быть установлена по деформации внутренней квадратной сетки, если все малые квадраты превратились в одинаковые прямоугольники. Антипример резко неоднородной деформации – квадратные (в вертикальном сечении) ячейки двумерной валиковой конвекции в горизонтальном слое: квадратный периметр ячеек сохраняется неизменным, а их внутренняя квадратная сетка искривляется.

Деформационные ранги, структурные уровни. Если немного усложнить предыдущую модель, подвергнув конвектирующий горизонтальный слой дополнительному боковому сжатию, то мы обнаружим следующее. Слой состоит из ряда квадратных конвективных ячеек (своеобразной «квадратной сетки»), форма которых превратилась в прямоугольную. Все эти квадраты деформированы одинаково (однородная деформация 1-го ранга – ОД-1). Внутри же каждой ячейки деформация резко неоднородна: в нижнем домене (одном из четырех квадрантов ячейки) восходящего конвективного потока и в верхнем домене нисходящего потока господствует обстановка горизонтального сжатия, а в двух остальных доменах-квадрантах ячейки (в шахматном порядке) – обстановка горизонтального растяжения. Эти деформации противоположного знака взаимно компенсируют друг друга, как по горизонтали, так и по вертикали, обеспечивая сохранение прямоугольной формы периметра ячейки (неоднородная компенсационная деформация 1-го ранга – НКД-1). В доменах горизонтального сжатия в слоистой среде возникает складчатость (ОД-2, поскольку примерно одинаковы возникшие складки). Следующие «вложенные друг в друга» геологические тела испытывают попеременно НКД и ОД, подробнее см. в [2]: отдельная складка (НКД-2), относительно прямолинейное крыло складки (ОД-3), осадочный ритм на крыле (НКД-3), слой в ритме (ОД-4), микролитон с ограничивающими его кливажными зонами (НКД-4). Характерным свойством однородных уровней деформации (ОД) является простота ее количественного выражения. На неоднородных же уровнях (НКД) возникают структурные формы: антиклинории и синклинории на уровне 1-го ранга, складки на уровне 2-го ранга, преломление кливажа на уровне 3-го ранга, сам кливаж на уровне 4-го ранга.

Пластическая и разрывная деформация. По «сопроматной» традиции считается, что, по мере нарастания напряжений, упругая деформация тела переходит, по достижении напряжениями «предела текучести», в пластическую деформацию без разрыва сплошности тела, а затем, по достижении напряжениями «предела прочности», происходит разрывная деформация. Однако понятие о «пределе прочности» нельзя применить в случае сыпучей среды, у которой прочность вообще отсутствует. В то же время эксперименты по растяжению слоев из песка показывают, что при увеличении скорости деформации вместо равномерного удлинения слоев и уменьшения их мощности происходит формирование сбросов. Разрывы сплошности зафиксированы также в «текучих» метаморфических толщах. Поэтому вместо понятия о «пределе прочности» имеет смысл говорить об «энергетической выгоде» отнительного перемещения более крупных участков деформируемого тела.

Пластическая деформация тела имеет два аспекта: факт деформации и механизм деформации. Первый аспект – это изменение формы тела, т.е. изменение конфигурации его внешних границ. При этом, по определению,

сплошность тела не нарушается. Второй аспект – это совокупность всех перемещений вещества внутри тела, обеспечивающая изменение его формы. И чем «грубее» эти перемещения, т.е. чем больше размер перемещаемых частей тела, тем меньше оснований говорить о сохранении сплошности тела. Однако все это не означает, что следует отказаться от представления о сохранении сплошности тела при его пластической деформации, поскольку нельзя говорить о деформации вообще: всегда следует сопоставлять два ее параметра – размер самого деформируемого тела (L) и размер (l) тех поверхностей, вдоль которых осуществляется взаимное перемещение отдельных частей тела. Здесь возможны три варианта соотношения этих параметров: 1. $L \gg l$. Разрывное нарушение выступает в качестве механизма пластической деформации, о чем говорилось выше. Таким нарушением сплошности тела можно пренебречь 2. $L \sim l$. Разрывное нарушение выступает в качестве альтернативы пластической деформации. В качестве примера можно привести переход вверх по разрезу и (или) по простирацию взброса во флексуру. 3. $L \ll l$. Разрывное нарушение выступает в качестве координатора пластической деформации более мелких объемов на его окончаниях. Эта деформация компенсирует убывание амплитуды разрывного нарушения вплоть до нуля. Для такого сочетания пластической и разрывной деформации также характерно «иерархическое чередование»: однородная деформация (ОД) в телах $L \gg l$, резко неоднородная компенсационная (НКД) – в более мелких составляющих их телах $L \sim l$ и снова однородная (ОД) в еще более мелких телах $L \ll l$. При этом максимум деформации имеет место в зоне динамического влияния разлома, разрыва или трещины при отсутствии деформации в разделяемых ими блоках, с компенсационным обеспечением умеренной деформации более крупного тела, составленного из этих блоков.

Заключение. Главная проблема тектонофизики 21-го века – это создание собственной теоретической и понятийной базы, которая, используя в нужной мере законы физики, в то же время была бы основана на свойствах именно геологической среды, притом длительно деформируемой. В частности, нуждаются в модернизации традиционная последовательность в изучении триады «структура – динамика (действующие силы) – кинематика», а также критерии подобия при физическом моделировании.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
2. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
3. Лукьянов А.В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.

Современные и палеонапряжения в Печенгском геоблоке по данным исследований разреза Кольской сверхглубокой скважины

Ф.Ф. Горбачевич¹, С.Н. Савченко²

¹ – Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, gorich@geoksc.apatity.ru

² – Горный институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Современные напряжения земной коры являются причиной наиболее грозных природных катастроф, - землетрясений, цунами, оползней и др. Напряжения (палеонапряжения), действовавшие в прошлые геологические времена, определяли направления движения континентальных плит, процессы орогенеза, метаморфогенные преобразования кристаллических пород и др. Исследование Печенгского геоблока, окрестностей и разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) позволили, во многом, прояснить механизмы действия, параметры современных и палеонапряжений в кристаллических породах.

Современные напряжения. Известно, что современное напряженное состояние пород Балтийского щита, в основном, формируется раздвижением континентальных плит в районе срединноокеанических рифтовых зон Атлантического и Ледовитого океанов и давлением Африканской плиты на Евразийскую литосферную плиту. С учетом условий передачи напряжений и деформаций, геометрии блоков, методами численного моделирования построена модель распределения современных напряжений на территории Фенноскандии [1]. Наиболее интересным и сложным объектом на севере Балтийского щита является Печенгский геоблок. На основании анализа разломной тектоники и данных о физико-механических свойствах пород, слагающих массивы Печенгского геоблока получено, что вблизи поверхности максимальные сжимающие напряжения изменяются незначительно – от $1.1 T$ до $1.2 T$, а минимальные от $0.6 T$ до $0.9 T$, где $T = 50$ МПа. Ориентация максимальных сжимающих напряжений в блоке преимущественно субмеридиональная. Однако геологическое и тектоническое строение этого блока весьма сложное и пока позволило создать лишь общую карту распределения горизонтальных напряжений. В окрестности СГ-3 усредненные главные горизонтальные напряжения примерно равны: $\sigma_1 = 1.05T$, $\sigma_2 = 1.11 T$. Азимут наибольшего сжатия составляет $\approx 320^\circ$.

При изучении распределения напряжений в разрезе СГ-3 по вертикали были использованы методы: расчетный, насыщения разуплотненных образцов, их нагружения, оценки по степени дискования керна. Сводные данные показали, что с учетом тектонических напряжений, горизонтальная составляющая σ_q поля напряжений по разрезу Кольской сверхглубокой довольно близка к вертикальной σ_z . Экспериментально определение их отношения составляет

0.7–0.8. Резкие изменения величины σ_q фиксируются в зоне контакта толщ протерозойского и архейского возрастов (6.4–6.9 км) и смены углов падения сланцеватости, пространственной ориентировки элементов упругой симметрии пород (9–9.7 км). Наряду с неоднородностями структуры разреза, упругая анизотропия пород заметно влияет на значения горизонтальной составляющей поля современных напряжений. Рост упругой анизотропии сопровождается изменениями σ_q в диапазоне глубин 6.4–8.8 км. Резкий скачок этой величины в районе глубины 9.7 км также связан с высокой упругой анизотропией пород [2].

Палеонапряжения. Палеонапряжения в геодинамике Печенгского геоблока играли существенную роль. На это указывает сложная геология, метаморфизм пород протерозойского и архейского возраста, наличие Луоттинского и Лучломпольского разломов и др. Разрез СГ-3 также проходит через метаморфические породы протерозойского и архейского возраста. В вертикальном разрезе архейского комплекса выделено 10 толщ, характеризующихся различным составом и сочетанием слагающих их пород, типом регионального и дислокационного метаморфизма, гранитизации, элементами пликативной и дизъюнктивной тектоники.

Нами были проанализированы траектории четырех стволов Кольской скважины СГ-3, пройденных в разное время, достигшие различных предельных глубин. На рис. 1 траектории этих стволов вынесены на горизонтальную плоскость. Выполненный анализ показал, что на различных глубинах, в пределах различных свит и толщ, плоскость структурной (упругой) анизотропии пород занимает разное положение. В пределах всего разреза выделяется 10 интервалов (этажей), различающихся параметрами пространственного положения плоскости структурной анизотропии, упруго-анизотропными свойствами пород [2].

Характеристики этажей с различающимися параметрами их пространственного положения и показателя анизотропии были исходными для построений пространственных ориентировок компонент палеонапряжений. В соответствии с этим, на рис. стрелками отображена направленность действия главной

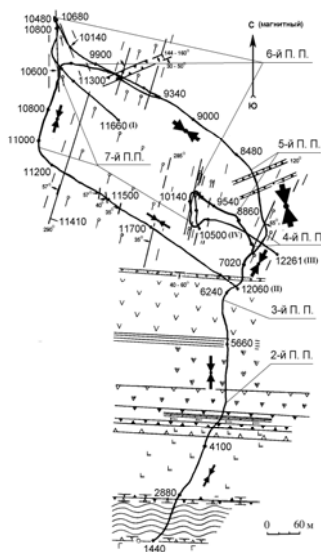


Рис. 1. Траектории стволов Кольской сверхглубокой скважины в проекции на горизонтальную плоскость

компоненты палеонапряжений на разных глубинах разреза СГ-3. Толщина стрелок пропорциональна усредненной величине этой компоненты.

Судя по параметрам упругой анизотропии, протерозойская часть разреза СГ-3, за исключением рудного интервала 1.7–1.9 км [2] и зоны Лучломпольского разлома формировалась при сравнительно спокойном палеотектоническом режиме и слабых горизонтальных силах. В архее происходили значительные геодинамические события, связанные, скорее всего, с циклом Кольско-беломорского метаморфизма. Отдельные этапы цикла отличались как по интенсивности, так и по направленности действия тектонических сил. Из полученных данных следует, что структура и анизотропия пород, возникшая в период этих этапов, не была изменена палеогеодинамикой более поздних этапов.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований, грант № 07-05-00100-а.

Литература

1. Савченко С.Н., Козырев А.А. Исследование напряженного состояния массива горных пород вблизи Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) // Геозкология, инженерная геология, гидрогеология, геоэкология. 2002. № 2. С. 163-174.
2. Строение литосферы российской части Баренц-региона. Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербь, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2005. 318 с.

Принцип минимизации гравитационной энергии и напряженное состояние тектоносферы

М.М. Довбнич

Национальный горный университет, г. Днепропетровск, Украина, dovbnichm@nmu.org.ua

Напряженно-деформированное состояние является одной из важнейших характеристик земной коры, определяющей развитие большинства тектонических и геодинамических процессов. Автору представляется, что дополнительную информацию о тектонических напряжениях можно получить на основе анализа отклонений от равновесного состояния вращающейся Земли.

Цель настоящей работы – рассмотрение основных методических положений расчета и некоторых результатов оценки напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии.

На 27-й сессии Международного Геологического Конгресса К.Ф. Тяпкиным была предложена новая модель равновесного состояния вращающейся Земли, названного геоизостазией [1]. Физико-математической основой данной концепции является принцип минимизации гравитационной энергии. Данный принцип неоднократно использовался исследователями (И.Г. Клушин, Э.Л. Шен, В.В. Кузнецов) для объяснения внутренней структуры, эволюции и протекания геологических процессов Земли.

Опираясь на исследования В.В. Кузнецова [2] кратко остановимся на основных положениях принципа минимизации гравитационной энергии. Данный принцип равнозначен известной в физике вариационной задаче о минимуме поверхностной свободной энергии. Принцип минимизации гравитационной энергии планеты заключается в том, что площадь фазовой поверхности стремится быть минимальной. В нашем случае фазовой поверхностью является поверхность геоида. Принцип минимизации «заставляет» планеты стремиться к гидростатическому равновесию, его выполнение приводит к минимизации площади физической поверхности планеты. Равновесной формой вращающейся Земли является эллипсоид вращения. Земля достигнет гидростатического равновесия в тот момент, когда отклонение геоида от эллипсоида в целом по Земле окажется равной нулю. Следовательно, Земля, эволюционируя, стремится минимизировать аномалии геоида, в тоже время имеют место процессы, приводящие к нарушению равновесного состояния. На сегодняшний день можно считать окончательно установленным, что Земля находится в состоянии близком к состоянию гидростатического равновесия вращающейся, неоднородной по радиусу жидкости. При этом в качестве критерия уравниваемости Земли могут служить как отклонения геоида от эллипсоида, обусловленные неоднородностями тектонической природы внутри планеты, так и деформирование

фигуры планеты под действием вариаций скорости вращения, изменения положения оси вращения в теле Земли, лунно-солнечных приливов и пр. Поскольку существуют отклонения реальной физической поверхности Земли от эллипсоида, то в соответствии с принципом минимизации гравитационной энергии должны существовать и напряжения, стремящиеся выровнять эти неоднородности, привести их в соответствие с фигурой равновесия. Естественно, что закон распределения напряжений будет определяться функцией отклонения физической поверхности Земли от эллипсоида.

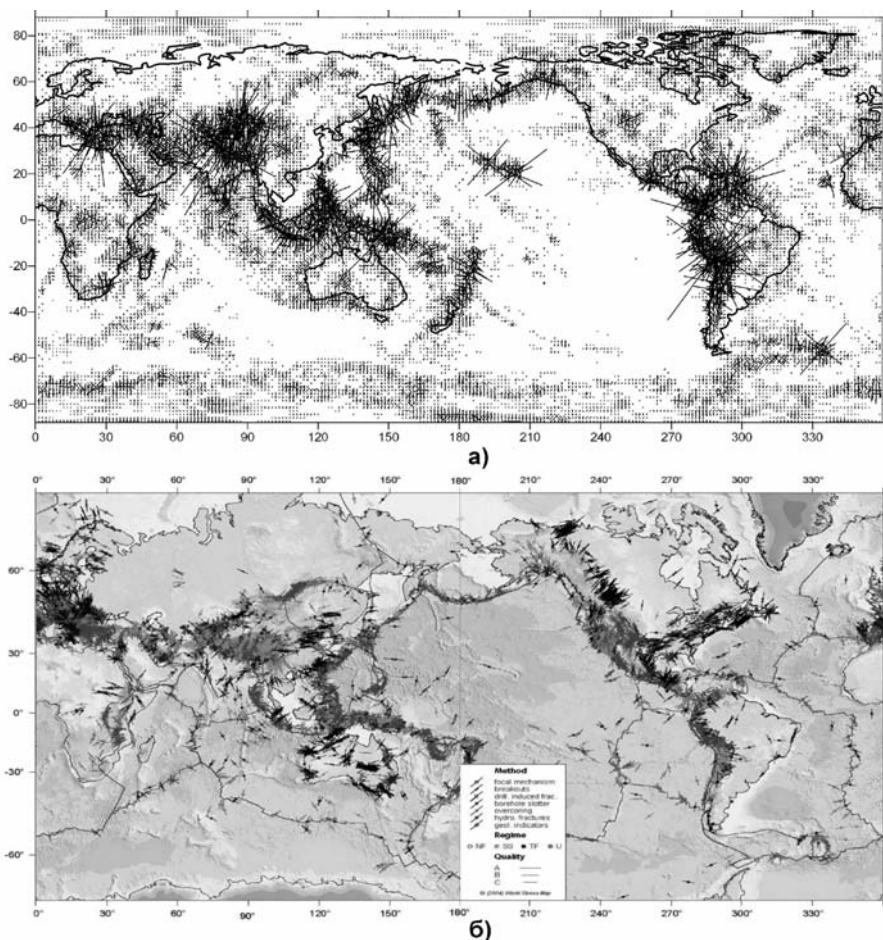


Рис. 1. Сопоставление осей геоизостатических напряжений (а) с осями напряжений (б), полученными в рамках проекта World stress map

На основе разработанных автором алгоритмов, выполнен анализ напряженного состояния тектоносферы, обусловленного нарушением геоизостазии, проявляющимся в виде аномалий геоида, определенных на основе данных спутниковой гравиметрии (проект GRACE). Данные аномалии являются индикатором тектонических напряжений, повлекших за собой возникновение плотностных неоднородностей в земной коре и мантии, проявляющихся в виде нарушений геоизостазии. В работе [3] выполнен анализ структуры и возможной природы аномалий геоида, показано, что аномалии геоида представляют собой суперпозицию трех составляющих, вызванных различными причинами. При выполнении настоящих исследований расчет полей напряжений был выполнен на основе “высокочастотной” составляющей аномалий геоида [3], так как именно в этих аномалиях, по мнению автора, находят отражение тектонические процессы, протекающие в верхних частях тектоносферы, представляющие интерес как при решении теоретических, так и прикладных вопросов. С целью оценки тектонической и геодинамической позиции полей напряжений, обусловленных нарушением геоизостазии, было выполнено их сопоставление с полями напряжений полученным в рамках проекта World stress map (рис. 1). Как видно из рисунка области аномально высоких тектонических напряжений, выделяемые независимыми методами тесным образом коррелируются с аномалиями полей напряжений геоизостатической природы. Подобная зависимость подтверждает сделанное допущение о связи полей геоизостатических напряжений с тектоническими процессами, а фактически тектоническими напряжениями, вызывающими нарушение равновесного состояния физической поверхности вращающейся Земли.

В заключении необходимо отметить, что использование явления геоизостазии, открывает новые возможности для изучения напряженного состояния тектоносферы и его использования при решении задач тектоники и геодинамики.

Литература

1. Тяпкин К.Ф. Новая ротационная гипотеза структурообразования и геоизостазия // Геофизический журнал. 1980. № 5. С. 40-46.
2. Кузнецов В.В. Физика Земли: обоснование и разработка модели «горячей» Земли. ИКИР, Камчатка: 2006. 465 с.
3. Довбнич М.М. Разночастотные составляющие аномалий геоида, их структура и природа // Геофизический журнал. 2007. № 5. С. 201-212.

О модели развития сейсмотектонического процесса во внутриконтинентальных районах Евразии

П.Г. Дядьков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, djad@uiggm.nsc.ru

Представленное в докладе исследование посвящено проблеме взаимовлияния сейсмотектонических процессов, происходящих на конвергентных границах тектонических плит и во внутриплитных областях.

Выполненный анализ развития сейсмических активизаций на востоке Евразии и в районах Центральной Азии позволил выявить следующее:

- в абсолютном большинстве сейсмоактивных регионов Северо-Восточной и Центральной Азии в той или иной степени проявилась активизация 1987–1991 гг, которая характеризовалась преобладанием механизмов очагов землетрясений со сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми компонентами подвижек. За этой внутриконтинентальной активизацией последовала сильнейшая за предшествующие 20–30 лет активизация в зонах субдукции на северо-западе Тихого океана (Курилы, Япония, Камчатка), которая имела место в 1993–1995 гг. Между активизациями 1987–1991 гг и 1992–1993 гг наблюдалось кратковременное сейсмическое затишье.

- во время активизации в зоне Западно-Тихоокеанской субдукции (1993–1995 гг) в большинстве рассмотренных районов Северо-Восточной и Центральной Азии отмечалось умеренное, либо более интенсивное (Байкал), увеличение сейсмической активности в 1994–1996 гг. Характерной особенностью этой активизации являлось исключительное преобладание сбросовых компонент подвижек в очагах землетрясений в зонах раздвиг (Байкальский регион) [1, 2] и значительное увеличение процента такого типа подвижек в зонах сжатия и сдвига (Северный Тянь-Шань) [3].

- во время отмеченных выше активизаций 1987–1991 и 1993–1996 гг наблюдалось также увеличение числа деструктивных динамических проявлений горного давления и техногенных землетрясений на рудниках Дальнего Востока, Горной Шории и Урала.

Одним из наиболее вероятных источников таких мегарегиональных сейсмических активизаций во внутриконтинентальных областях Евразии могут быть межплитные процессы на конвергентных границах Евразийской плиты с Индо-Австралийской и Тихоокеанской плитами.

Поскольку релаксация части накапливаемых на этих конвергентных границах напряжений происходит циклически, что особенно ярко проявляется в зонах субдукции, то во внутриконтинентальных частях Евразии, особенно на границах микроплит и блоков, могут наблюдаться изменения внутрикоровых напряжений в зависимости от стадий сейсмического цикла [2, 3].

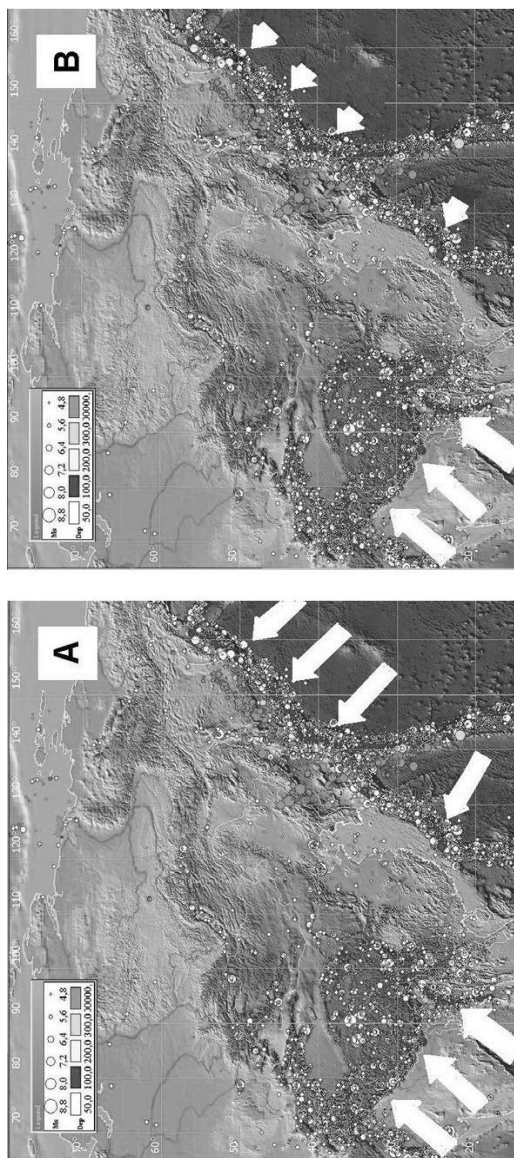


Рис. 1. Схема действия механизма стесненного (А) и частично стесненного (В) латерального деформирования в областях Центральной и Восточной Азии. Левый рисунок отображает стадию I с накопленными в районе конвергентных границ упругими деформациями (белые стрелки). Правый рисунок показывает изменившуюся ситуацию после сейсмической активизации в зонах субдукции, в результате которой произошло временное частичное снятие упругих деформаций в зонах субдукции (стадия 2). Кругами изображены эпицентры землетрясений

Для более наглядного объяснения этого механизма рассмотрим его в рамках условий стесненного и частично стесненного деформирования, рассмотренного в работе [4], где такой подход был применен для описания стационарных режимов деформирования среды при коллизионном влиянии. С этой точки зрения земная кора во внутриконтинентальных областях будет

находиться либо в условиях стесненного деформирования – в интервале времени между сейсмическими активизациями на конвергентных границах (стадия 1), либо в условиях частично стесненного деформирования – во время сейсмической активизации на одной из конвергентных границ и какое-то время после нее (стадия 2) – см. рис. 1. Отметим, что условия деформирования среды во время стадии 1 способствуют более плотной упаковке ее блоковой структуры. Этот период стесненного деформирования может сопровождаться внутриплитными землетрясениями с преобладанием сдвиговых и взбросовых механизмов очагов. При частично стесненном деформировании (стадия 2) может возникать степень свободы на восточной границе Евразийской плиты в результате разрушения зацепов и барьеров между континентальной и субдуктирующей океанической плитой посредством сейсмической активизации. На стадии 2 в районах Центральной и Восточной Азии может наблюдаться увеличение процента землетрясений со сбросовой компонентой подвижки в очагах землетрясений не только в областях раздвигания (рифты и грабены), но также и в областях с преобладанием режима сдвига и сжатия.

Важным является вопрос об особенностях переходного периода (1992–1993 гг.) между активизациями 1987–1991 гг и 1993–1995 гг. Пока не ясно, заканчивалась ли стадия 1 снижением уровня накопленных упругих деформаций как во внутриконтинентальных областях, так и, до определенного уровня, в зонах субдукции. Последнее могло ослабить межплитные контакты и спровоцировать здесь начало сейсмической активизации 1993–1995 гг. Однако не исключено, что в условиях стесненного деформирования период сейсмического затишья 1992–1993 гг мог быть связан с дальнейшим накоплением упругих деформаций, при котором определенную роль могли играть и дилатансионные явления.

Литература

1. Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Саньков В.А. Сейсмотектоническая активизация Байкальского региона в 1989–1995 годах: результаты экспериментальных наблюдений и численное моделирование изменений напряженно-деформированного состояния // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 373–386.
2. Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Саньков В.А., Л.А.Назаров, Л.А.Назарова, В.Ю.Тимофеев Современная динамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение в 1992–1996 годах // Доклады РАН. 2000. Т. 72, № 1. С. 9–103.
3. Дядьков П.Г., Полешко Н.Н., Калмыкова Н.А., Ли А.Н., Тихомиров А.В., Назаров Л.А., Назарова Л.А. Влияние Западно-Тихоокеанских субдукционных процессов на изменения напряженного состояния земной коры и сейсмичность Центральной Азии // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: (Материалы XXXVII Тектонического совещ.), Новосибирск, 10–13 фев. 2004 г. Новосибирск: 2004. Т. 1. С. 168–169.
4. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 7. С. 692–723.

О пространственных вариациях анизотропии упругих свойств керна и горных пород из обнажений на поверхности как индикаторах напряженного состояния

В.Л. Ильченко

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

Немаловажной в тектонофизических исследованиях является проблема возможности прогнозирования пространственного расположения в литосфере или хотя бы в пределах отдельно взятого геоблока участков или зон с аномальным напряженно-деформированным состоянием. В настоящей работе делается попытка объяснить пространственное распределение подобных зон совокупным влиянием силового геодинамического воздействия и индивидуального для каждого отдельно взятого геоблока волнового поля.

Образцы из внутренних областей литосферных блоков достаются исследователю, главным образом, в виде керна. Упругие свойства и анизотропия керна в значительной мере обусловлены разгрузкой от напряженного состояния, в котором он пребывал до выбуривания и подъема на поверхность, релаксацией поля напряжений, действовавших в массиве во время отбора керна – тектоно-кессонного эффекта [1]. При этом глубина места отбора керна, проявляющего признаки аномального напряженно-деформированного состояния в массиве, может быть и не очень большой [2]. Таким образом, упругие свойства и анизотропия кернового материала отображают современное напряженно-деформированное состояние в точке отбора керна. Происхождение же современного напряженно-деформированного состояния может иметь довольно древние корни. В особенности если речь идет о кристаллических щитах, активная тектоническая жизнь которых завершилась в докембрийские времена. Один из примеров тому – зона Лучломпольского разлома [3], вскрытая Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3).

Образцы с поверхности. Упругие свойства и анизотропия образцов с поверхности, по-видимому, также обусловлены разгрузкой от напряженного состояния, в значительной мере усугубленной процессами выветривания. При этом довольно сложно сказать что-либо определенное о времени начала и завершения процесса такой разгрузки. Вероятно, скорость разгрузки, в данном случае, пропорциональна скорости эрозионных процессов, которые в разные периоды могли существенно различаться.

На основании достаточно большого количества наблюдений, заключающихся в систематических измерениях анизотропии упругих свойств керна и образцов горных пород с поверхности можно сделать вывод, что и внутри массивов горных пород и на поверхности вариации их упругих свойств и анизотропии в пространстве подчиняются ряду одних и тех же закономерностей. Закономерности эти таковы, что во-первых, в каждом геоблоке

существует индивидуальная картина пространственных вариаций анизотропии упругих свойств; во-вторых, такое распределение, в большинстве случаев, может быть описано графиком гармонического колебания для образцов из обнажений с поверхности или графиком затухающего колебания для керна скважин. Эти вариации бывают прекрасно выражены в рельефе, если местность гористая, в гармоничной периодичности “нарезки” ущельями горных цепей и их отрогов. Пространственные вариации анизотропии упругих свойств керна скважин во многих случаях также подчиняются волновому закону. Эти закономерности, по-видимому, касаются всех пород в пределах тектонических границ геоблоков. Выражаясь образно: «все струны звучат». А поскольку нет двух одинаковых геоблоков, то нет и одинаковых «звучаний». Каждый блок, со времени обособления, «поёт» свою песню, в своей «тональности» и своим «голосом». Иначе говоря, каждый обособленный геоблок является колебательной системой, испытывающей со всех сторон (от соседних блоков) динамическое воздействие. Возникновение в геоблоке колебательной системы, представляет собой, по-видимому, совокупность бегущих и стоячих волн, вызываемых приливным лунно-солнечным воздействием на литосферу. Совокупность воздействия на геоблок поля стоячих волн (с их зонами пучностей и узлами) с полем внешнего динамического воздействия со стороны соседних геоблоков может порождать гармоническое пространственное распределение вариаций анизотропии упругих свойств пород, слагающих геоблок. В экспериментальной работе, посвященной исследованию вероятной роли стоячих волн в процессе разрушения образцов горных пород, находящихся в ситуации одноосного сжатия (между плитами пресса), было установлено, что разрушение происходит по системам трещин, образующих совокупность вложенных конусов – аналог структуры “cone-in-cone” [4]. Степень сложности колебательной системы и, соответственно, геометрии пространственного расположения зон напряженно-деформированного состояния, напрямую зависит от конфигурации геоблока (геометрических очертаний) и некоторых других специфических его особенностей. Пространственные вариации упругих свойств и анизотропии пород, находящихся в колебательной системе, подчиняются установившейся раз и надолго (по крайней мере, на период сохранения целостности геоблока) гармонии, подобно акустическим свойствам концертного зала или театра.

Судя по имеющейся информации о пространственных вариациях анизотропии упругих свойств, не исключены ситуации, когда может происходить наложение новейших волновых полей на картины распределения анизотропии упругих свойств, оставленные палео- и про-палео-полями. Такие наложения могут быть обусловлены, например, разделением (расколом) одного мегаблока с уже сформированной волновой картиной распределения анизотропии упругих свойств, на несколько блоков, соответственно с приобретением этими блоками собственной, отличной от всех остальных конфигурацией, заставляющей этот блок “звучать” по-новому и, соответст-

венно, перестраивать или перенастраивать в нём вариации пространственного положения анизотропии упругих свойств пород. Оставшиеся в новом блоке реликты, обусловленные прежней волновой картиной могут оказывать искажающее воздействие на новое “звучание”. Такое искажение может способствовать усложнению волновой картины в результате суперпозиции остатков старого и нового волновых полей. Нечто подобное наблюдается в разрезе СГ-3 в интервале глубин 9–11 км [5].

Подтверждение в будущем правоты высказанной здесь гипотезы может быть весьма полезным для избегания проблем, какие могут возникать в результате сооружения, например, стратегических объектов народного хозяйства в непосредственной близости от зон с аномальным напряженно-деформированным состоянием.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 07-05-00100-а.

Литература

1. Горяинов П.М., Давиденко И.В., Горбачевич Ф.Ф., Ланев В.С., Медведев Р.В., Смирнов Ю.П. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явление дезинтеграции), геодинамические следствия // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: 1992. С. 136-144.
2. Горбачевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П. Геодинамическая обстановка в интервале 1.7-1.9 км Кольской сверхглубокой скважины // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2000. № 1. С. 70-77.
3. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Анизотропия упругих свойств керна и состояние пород околовольного массива Кольской сверхглубокой скважины в зоне Лучломпольского разлома // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2005. № 3. С. 1-11.
4. Ильченко В.Л. Физическое моделирование напряженного состояния и деформаций в нагружаемой твердой среде, находящейся под воздействием ультразвуковых стоячих волн // Труды Всероссийского совещания «Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы». Новосибирск: Изд. СО РАН. Филиал «Гео». 2003. С. 49-53.
5. Ильченко В.Л., Горбачевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Упругая анизотропия образцов керна Кольской сверхглубокой скважины из интервала 8.7-11.4 км // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1999. № 3. С. 151-159.

Вариации поляризации упругих волн как индикатор вариаций тектонических напряжений

С.Н. Кашубин

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. С-Петербург, Sergey_Kashubin@vsegei.ru

Согласно гипотезе экстенсивно-дилатансионной анизотропии (ЭДА), выдвинутой S. Crampin [1], одной из вероятных причин сейсмической анизотропии в земной коре является линейная упорядоченность, возникающая в трещиноватой среде под действием ориентированных тектонических напряжений. Земная кора не является сплошной средой. Она насыщена заполненными флюидами и газами трещинами (микротрещинами) и порами. Благодаря высокой податливости и подвижности флюидов, поддерживающих поры и микротрещины в открытом состоянии, под действием ориентированных напряжений происходит закрытие одних из них (тех, что ориентированы перпендикулярно максимальному сжимающему усилию) и раскрытие других (ориентированных перпендикулярно минимальному сжатию или максимальному растяжению). Напряжения в некоторых случаях или, возможно, в большинстве случаев могут не открывать трещины, а просто изменяют форму пор или изменяют ранее существующие трещины. Таким образом, если преобладающее напряжение в земной коре является сжимающим, то микротрещины будут иметь тенденцию к линейной упорядоченности параллельно главной оси сжатия; если преобладающее напряжение является растягивающим, то микротрещины будут иметь тенденцию к линейной упорядоченности, перпендикулярной главной оси растяжения. Важно то, что по гипотезе ЭДА возникновение и разрастание большого количества мелких трещин может происходить в регионах, где напряжение по величине на один-два порядка меньше, чем необходимо для возникновения разломов. В результате породе, в которой возникает такая линейная упорядоченность, станет анизотропной по отношению к сейсмическим волнам.

Волновые поля в анизотропных средах имеют ряд особенностей по сравнению с волновыми полями в изотропной среде [2]. При этом наиболее чувствительными к экстенсивно-дилатансионной анизотропии оказываются сдвиговые волны, демонстрирующие при распространении в определенных направлениях эффект расщепления поперечной волны. Дело в том, что поперечная волна, входящая в область анизотропии, как правило, расщепляется на две (или больше) квазипоперечных волны с различными скоростями и различными, почти ортогональными, поляризациями, фиксированными для данного направления распространения. Причиной расщепления является временное запаздывание между разнополяризованными волнами. Принципиальным является то, что при наличии ориентированных горизонтальных напряжений ЭДА-трещины ориентируются в вертикальной плоскости, т.к.

почти повсеместно присутствующее вертикальное литостатическое давление препятствует раскрытию горизонтальных трещин. Таким образом, представляется, что обнаружить и оценить явление ЭДА можно, прежде всего, по азимутальным наблюдениям расщепления поперечных волн. При этом направления смещений в более «быстрых» S-волнах будут соответствовать преобладающему направлению ориентировки трещиноватости, (т.е. направлению преобладающего сжимающего напряжения), а смещения в «медленных» S-волнах – ортогональному направлению.

Результаты сейсмических исследований на Урале [2] показали, что волновым полям, возбуждаемым при взрывах, свойственна изменчивость кинематических и поляризационных характеристик, обусловленная не только 3-мерной структурой, но и азимутальной анизотропией упругих свойств земной коры складчатого пояса. Сопоставление этих данных с распределением тектонических напряжений в земной коре Урала по данным измерений напряженного состояния в горных выработках, изучения современных движений в процессе высокоточных режимных геодезических измерений и наблюдений местной сейсмичности показали, что установленные аномалии сейсмической анизотропии могут быть связаны с напряженным состоянием среды. В частности, азимуты максимальных значений скоростей и векторов смещений частиц в первых вступлениях поперечных волн совпадают с ориентировкой максимальных сжимающих напряжений, установленных в результате измерений в горных выработках, а аномалии расщепления поперечных волн вдоль Урала коррелируются с распределением эпицентров тектонических землетрясений. На этом основании был сделан вывод о применимости гипотезы ЭДА к консолидированной части земной коры Урала и о преобладании региональных сжимающих напряжений субширотного направления в его пределах.

Анализ временных вариаций сейсмической активности на Урале показал, что намечается определенная цикличность в активизации и затухании этой активности. Сравнение периодичности сейсмической активизации с вариациями скорости вращения Земли показывает, что сейсмическая активность Урала возрастает в периоды замедления скорости вращения Земли. В годовом цикле выделяются максимумы и минимумы сейсмоактивности. Намечается также определенная приуроченность возрастания количества тектонических событий к периодам новолуния, когда приливные силы Солнца и Луны однонаправлены. На этом основании был сделан вывод о наличии вариаций напряжений в земной коре Урала [3].

Таким образом, было предположено, что, если вариации поля напряжений в соответствии с гипотезой ЭДА, вызовут изменения анизотропных свойств среды, то это проявится в изменении поляризации сейсмических волн. Принципиально новым элементом в предлагаемом подходе является то, что предполагается анализировать не вариации времен вступлений волн и даже не вариации отношения V_p/V_s , а гораздо более чувствительный параметр

волнового поля – поляризацию S-волны, что не делалось при подобных исследованиях ранее.

Были проанализировать записи нескольких сотен промышленных взрывов с одного и того же карьера за период с 2000 года на одном из пунктов локальной уральской сейсмологической сети, на котором эффект расщепления S-волн фиксируется достаточно четко. В качестве анализируемого параметра волнового поля использовалась разность времен вступлений двух ортогонально поляризованных поперечных волн, определяемая через функцию взаимной корреляции соответствующих горизонтальных компонент сейсмической записи [4]. По всем записям в течение месяца определялась средняя задержка между вступлениями расщепленной S-волны, и вычислялась среднеквадратическая погрешность среднего значения Δt . Было установлено, что наблюдаемые квазипериодические вариации Δt превышают соответствующие среднеквадратические погрешности, а произошедшие за это время тектонические события имели место после того как разность времен вступлений ортогонально поляризованных поперечных волн достигала максимума.

Если считать, что увеличение Δt связано с возрастанием сжимающих напряжений в среде, то полученный результат позволяет положительно оценивать перспективы мониторинга напряженного состояния геологической среды по вариациям поляризации сейсмических волн, возбуждаемых промышленными взрывами. А это, в свою очередь, открывает принципиально новые возможности, как в части среднесрочного прогноза сейсмической активности, так и в связи с решением задач сейсмического районирования.

Литература

1. Crampin S. Seismic wave propagation through a cracked solid: polarization as a possible dilatancy diagnostic // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1978. V. 3. P. 67-496.
2. Кашубин С.Н. Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург: УрО РАН. 2001. 182 с.
3. Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / С.Н. Кашубин, В.С. Дружинин, А.Н. Гуляев и др./ Екатеринбург: УрО РАН. 2001. 126 с.
4. Кашубин Н., Дружинин С., Пустовалов А. Возможности мониторинга напряженного состояния геологической среды по вариациям поляризации упругих волн // *Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: Материалы Международной конференции Т. 2.* Казань: Изд. Казанск. гос. ун-та. 2007. С. 60-62.

Дифференциация тектонических напряжений в верхней части земной коры с учетом влияния природных и техногенных факторов

А.А. Козырев, С.Н. Савченко

Горный институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Многочисленными исследованиями отечественных и зарубежных ученых установлен факт широкой распространенности тектонических напряжений в верхней части земной коры как в изверженных кристаллических породах, так и в осадочном (метаморфизованном) комплексе пород.

М.В. Гзовским в 1954 году впервые было введено понятие «тектонические поля напряжений» [1, 2], им же в этот период предложен метод реконструкции палеонапряжений (ориентировки главных напряжений) по геологическим данным о трещинных структурах.

По данным экспериментальных определений в породах кристаллического и складчатого фундамента горизонтальные напряжения превышают вертикальные в 60% случаев, в осадочных породах – в 15–20%. Причем это превышение может достигать до 5–10 раз и именно горизонтальные напряжения определяют особенности проявлений горного давления и устойчивость конструктивных элементов систем разработки месторождений полезных ископаемых и комплексов различных подземных выработок.

В настоящее время получили признание две концепции о формировании поля напряжений в верхней части земной коры. Согласно первой естественное поле напряжений определяется действием гравитационных и остаточных напряжений, связанных с генезисом формирования массивов. Остаточные напряжения рассматриваются как самоуравновешивающиеся компоненты напряжений при отсутствии действия внешних сил. Исходя из предположения о взаимосвязи остаточных напряжений с условиями формирования массивов, следовало бы ожидать, что в течение длительных геологических периодов времени эти напряжения должны были бы прорелаксировать.

Согласно второй концепции суммарное поле напряжений в массиве определяется совместным действием гравитационного и тектонического полей, соотношение между которыми меняется в значительных пределах. Тектонические поля напряжений связываются с современными движениями плит и блоков земной коры.

Условия и закономерности проявления тектонических напряжений весьма разнообразны. Параметры поля напряжений в массиве характеризуются большой изменчивостью как по площади, так и с глубиной и находятся в сложной зависимости от тектонотипа региона, интенсивности современных движений, свойств пород, структурных неоднородностей и нарушенности массива, рельефа и ряда других факторов. Тектонически напряженные мас-

сивы отличаются повышенными значениями градиента скорости современных поднятий земной коры, повышенной сейсмической активностью, аномальными проявлениями горного давления в скважинах и подземных выработках на сравнительно малых глубинах.

Согласно опубликованным данным по измерениям на территориях Фенноскандии, Северной Америки, Канадского щита, ЮАР, Австралии, России и стран СНГ широко распространено мнение о линейной зависимости избыточных горизонтальных напряжений с глубиной, причем градиент их роста с глубиной для отдельных территорий различный [3]. Отмечается снижение разницы между максимальными горизонтальными и вертикальными напряжениями в массиве пород с углублением горных работ. По-видимому, с глубиной за счет роста вертикальной составляющей отношение этих напряжений будет стремиться к единице. Имеющиеся данные по Южной Африке на глубине до 4000 м свидетельствуют о гидростатическом распределении напряжений в массиве. По нашим данным [4, 5], полученным в результате исследования кернового материала Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, отношение средней величины горизонтальных напряжений (с учетом бокового отпора) к вертикальным на глубинах до 12000 м близко к 0.8.

Анализ мировой карты напряжений в верхней части земной коры [6] показывает, что проявления тектонических напряжений приурочены, главным образом, к границам взаимодействия литосферных плит, зонам субдукции и связаны напрямую с движением плит. Следует отметить, что горизонтальные и вертикальные движения земной коры взаимосвязаны и их соотношение определяется тектонотипом региона, строением и местоположением участка земной коры. Но поскольку в настоящее время наиболее изученными являются вертикальные движения, то, как правило, распределение тектонических напряжений связывают преимущественно с ними.

Первым такую взаимосвязь напряжений с новейшими движениями земной коры попытался установить М.В. Гзовский. Он предложил приближенную формулу для определения величины касательных напряжений по средним градиентам вертикальных перемещений поверхности земной коры. Им же впервые дана оценка величины касательных напряжений в земной коре на территории СССР [7].

Нами предложена схема формирования избыточных горизонтальных напряжений в пределах крупных блоковых структур, основанная на положениях тектоники плит, за счет раздвига пород в рифтовых зонах и давления океанической части плиты на континентальную, либо континентальной плиты на континентальную. По данным численного моделирования в упругой постановке при заданных в принятой гипотезе граничных условиях показана неоднородность поля напряжений в блочной структуре плиты [8]. Изменение направлений и величины главных напряжений в отдельных блоках обусловлены изменчивостью свойств пород, параметрами залегания межблоковых разломов, их линейными размерами, условиями нагружения на

границах модели. Показано удовлетворительное совпадение регионального направления максимального сжатия в отдельных блоках с реконструированными по тектонофизическим данным, механизму очагов землетрясений, либо по данным непосредственных измерений в массиве.

Изучена динамика изменения напряженного состояния пород вокруг очистных пространств обрабатываемых месторождений, выявлены характерные зоны вблизи выработанных пространств на различных этапах ведения очистных работ и пространственное их расположение, в пределах которых преобладающее влияние могут оказывать как вертикальные, так и горизонтальные напряжения, либо их комбинации.

Новой представляется проблема проявления техногенной сейсмичности в тектонически напряженных массивах при ведении крупномасштабных горных работ, организация мониторинга в таких районах [4]. Выемка больших горных масс при действии в массиве тектонических напряжений и гористом рельефе поверхности сопровождается волнообразными знакопеременными деформациями массива, увеличением скорости его деформирования иногда на порядок, что может привести к изменению геодинамического режима рассматриваемого региона и, соответственно, к проявлениям горно-тектонических ударов и техногенных землетрясений за счет сдвига пород по разломам либо вспарывания перемычек между смежными разломами.

Литература

1. Гзовский М. В. О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР, Сер 3, Геофизика. 1954. № 3. С. 244-263.
2. Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, Сер. 5, Геофизика. 1954. № 5. С. 390-410.
3. Potvin Y., Hadjigeorgiou J., Stasey T.R. Introduction. Challenges in Deep and High Stress Mining // Australian Centre for Geomechanics. CSIRO. Curtin University University of WA. Joint Venture. Printes: Quality Press, Pert, Australia. 2007.
4. Козырев А.А., Панин В.И., Савченко С.Н. и др. Сейсмичность при горных работах. Апатиты: КНЦ РАН. 2002. 325 с.
5. Савченко С. Н. Оценка напряженного состояния горных пород в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины. ФТПРПИ. 2004. № 1. С. 27-34.
6. Zoback M.L., Zoback M.D. Adams J. end eth. Global patterns of tectonic stress // Nature. 1989. V. 341, № 6. P. 291-298.
7. М.В.Гзовский. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
8. Kozыrev A. A., Savchenko S. N. The Eurasia lithospheric plate horizontal tectonic stresses modelling // Geocology and Computers, Edit. By Sergey A. Yufin, A.A. Balkema/ Rotterdam/ Brookfield. 2000. P. 431-435.

Динамика деформационных характеристик разломных зон

Г.Г. Кочарян

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, gevorgk@idg.chph.ras.ru

Большинство эволюционных процессов, происходящих в земной коре, приурочено к нарушениям сплошности различных иерархических уровней. Коровые землетрясения скорее представляют собой акт проскальзывания по существующей поверхности разрыва, чем распространение новой трещины в хрупком материале [1]. Процессы массопереноса, аномалии различных геофизических полей также часто наблюдаются именно в межблоковых зонах. Адекватное описание деформационных процессов, происходящих на границах между структурными блоками, представляется необходимым условием для построения современных аналитических и численных моделей, используемых в задачах тектонофизики.

Заимствованная Брейсом и Байерли [2] из трибологии идея прерывистого скольжения оказалась исключительно продуктивной при решении многих задач в науках о Земле. Согласно используемым в этом подходе представлениям, закономерности деформирования нарушений сплошности в значительной степени определяются фрикционным взаимодействием и, в конечном итоге, базируются на представлениях о существовании различий между статическим и динамическим трением.

Хотя изучению закономерностей фрикционного взаимодействия посвящено большое количество исследований, механика возникновения неустойчивости по-прежнему остается плохо понятой, а параметры в базовых соотношениях по-разному интерпретируются различными авторами. В настоящей работе на основе разработанной ранее нелинейной модели нормального и сдвигового деформирования нарушений сплошности массива горных пород, интерпретируются некоторые результаты лабораторных и полевых экспериментов.

При рассмотрении дискретной среды, которую представляет собой массив горных пород, могут реализоваться различные деформационные режимы. Наблюдаемые макродеформации могут быть вызваны изменением действующих на массив сил, и напротив, накопление кумулятивной деформации может инициировать изменение баланса сил в системе. Последнюю ситуацию достаточно легко представить в целом ряде задач, например при действии в системе вибраций, вязких сил и т.д. Именно такая постановка, которая является, по нашему мнению, актуальной при рассмотрении процессов в окрестности очага динамического события в земной коре, применялась в экспериментах.

В лабораторных опытах, в которых система блоков, нагружалась статическими и динамическими нагрузками, исследовались закономерности эволюции прочностных и деформационных свойств межблоковых контактов.

Рассмотрены макромеханические признаки перехода от скоростного упрочнения контакта, к его разупрочнению, т.е. возникновению неустойчивости. Предложен макроскопический критерий развития динамической неустойчивости на контакте. Впервые прямыми измерениями показано, что режим скоростного разупрочнения наступает после того, как напряженно-деформированное состояние контакта достигнет «спадающей ветви» реологической зависимости. Предельное состояние может быть достигнуто и при меньшем, по сравнению с текущей прочностью контакта, уровне напряжений. Необходимым условием этого является опережающее рост напряжений увеличение уровня деформации контакта. В натуральных условиях подобный опережающий рост деформаций может быть достигнут за счет различных процессов таких, как сейсмическое воздействие удаленных землетрясений, снижение эффективного коэффициента трения, флюидодинамика геотермальных зон и т.д.

При малых скоростях деформирования существенным становится эффект упрочнения контакта.

На рис. 1 приведено отношение жесткостей контактов, измеренных до и после эксперимента, в зависимости от скорости межблокового перемещения для трех различных серий опытов. Можно видеть, что характер процессов нарушения и заживления контакта напрямую зависит от скорости деформации. При этом существует характерное значение V_0 скорости межблокового перемещения, при котором свойства контакта остаются практически неизменными. При изменении на порядок размера зерна заполнителя трещины и вдвое величины приложенного нормального давления величина V_0 оставалась в диапазоне 0.05–0.1 мкм/мин или 25–50 мм/год.

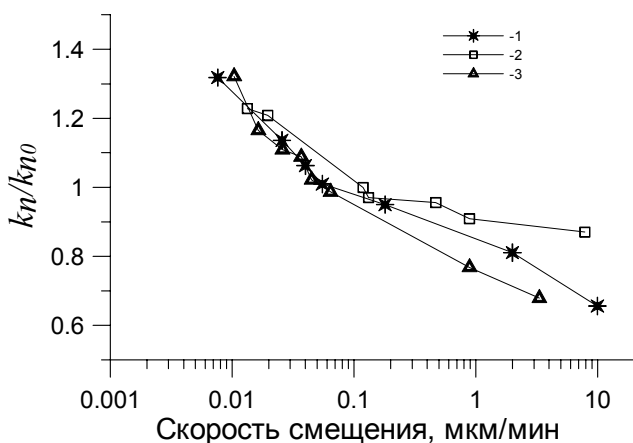


Рис. 1. Зависимость отношения начальных и конечных жесткостей контактов в зависимости от скорости межблокового перемещения для трех различных серий опытов

Примечательно, что это значение совпадает с верхней границей характерных значений скорости смещения по сейсмогенным разломам.

Полученные результаты интерпретируются на основе адгезионной теории фрикционного взаимодействия. Выполненные оценки показывают, что значение V_0 не должно сильно меняться при изменении масштаба задачи. Поскольку закономерности фрикционного взаимодействия определяются деформационными процессами на мезоуровне, характерным размером является размер частиц геоматериала, заполняющего нарушение сплошности. Эта величина довольно слабо изменяется при переходе от лабораторного масштаба к натуре. Кроме того, при изменении размера частиц на порядок, радиус контакта между ними меняется, как известно, всего лишь вдвое.

Таким образом, скорость деформации разломной зоны является фундаментальным параметром, определяющим динамику эффективных характеристик разломов. При средних скоростях относительного смещения берегов более чем 25-50 мм/год упрочнения разломных зон не происходит, что приводит к возможности реализации региональной или техногенной деформации в виде асейсмического крипа.

Литература

1. Scholz C. H. Earthquakes and friction laws // Nature. 1998. V. 391. P. 37-42.
2. Brace W.F. and Byerlee J.D. Stick-slip as a Mechanism for Earthquakes // Science. 1966. V. 153. P. 990-992.

О роли механически жестких образований в геологических процессах и их отображение в данных сейсмических наблюдений

А.М. Кузин

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, amkouzin@ya.ru

В тектонических процессах одним из главных являются процессы накопления и диссипации упругой энергии. Основное направление в исследовании тектонических процессов связано с изучением разрывных нарушений (РН). Механически жестким геологическим образованиям, обеспечивающим накопление упругой энергии, уделяется несопоставимо мало внимания. О значительной роли жестких тел (экранов) в рудной геологии известно очень давно, в нефтяной геологии к этому выводу стали приходить относительно недавно. Так, например, в [3] подчеркивается: что «природный резервуар является неотъемлемой частью гидродинамической системы,... Существование таких энергетических систем без подложки невозможно».

Физической основой для объяснения существенной роли жесткого геологического образования может служить геомеханическая модель «твердого тела со структурой» [8]. Помимо процессов накопления и диссипации упругой энергии при высокой скорости деформации происходит увеличение жесткости твердого тела, а в некоторых случаях, и увеличение его эффективной прочности, обеспечивающей его устойчивость по отношению к волнам деформаций и напряжений. В статическом состоянии жесткое тело формирует разность вертикальных напряжений между его кровлей и подошвой. Незначительная разница в упругости приводит к тому, что в кровле, в бортовом обрамлении напряжения более чем 10% меньше, а в самом массиве напряжения, наоборот, возрастают [12]. Это способствует созданию термодинамического градиента и, соответственно, миграционного потенциала для флюидных потоков вдоль границы жесткого тела и вмещающей среды.

Перечисленные свойства жесткого тела позволяют объяснить миграцию магматических каналов. Из анализа данных сейсмической томографии следует, что магматические каналы расположены на периферии области низкой скорости и тяготеют к границам высокоскоростных блоков, независимо от типа земной коры. С миграцией флюидных потоков связывается присутствие под всеми континентами в верхней мантии высокоскоростных аномалий скорости (в том числе наклонных и листрических), уходящих на глубину порядка 300-400 км и особенно четко фиксирующихся под древними платформами [6].

Те же свойства жесткого тела могут объяснить приуроченность месторождений флюидного генезиса к узлам пересечения разрывных нарушений. По данным физического моделирования процесса образования узлов РН [9] наблюдалось явление упрочнения. Оно происходило на фоне увеличения

количества трещин. Следовательно, в процессе неупругого деформирования даже в однородной среде образуются области с относительно более высокой механической жесткостью. Этот вывод подтверждают результаты геолого-тектонической интерпретации данных сейсмической томографии [10]. После сейсмического события на границе Чуйской впадины и Чаган-Узунского блока проявилась дифференциация скорости, отсутствующая до землетрясения.

Образование зон упрочнения в среде может происходить при флюидизации [1]. В то же время флюидизация – это наиболее эффективный способ снятия напряжений при землетрясениях, взрывных извержениях вулканов [2]. Так, наиболее сильные землетрясения с магнитудой 6.5–6.8 баллов происходят в областях, где флюидное давление более 90% от литостатического [7]. С дегазацией недр связаны зоны объемного катаклаза (месторождения урана), трубок взрыва (алмазы), выбросы угля. Образование взрывоопасных зон в угольных шахтах происходит только там, где присутствуют РН, флюидоизмененные породы (зоны упрочнения или «бронирования») и повышенные концентрации углеводородов [13]. Из исследований фильтрации при деформировании выбросоопасных и невыбросоопасных песчаников [11] можно сделать вывод, что области упрочнения в зонах РН экранируют газообразные флюиды.

Классическим примером сочетания механически жесткого тела, РН и месторождений флюидного генезиса можно назвать рифогенные структуры. В газонасыщенных рифогенных известняках и в зонах РН [5] значения коэффициента Пуассона могут достигать отрицательных значений. Необходимо заметить, что при геодинамическом моделировании это важнейшее свойство часто не учитывается.

Анализ и обобщение данных позволили автору прийти к выводу о фундаментальной роли механически жестких образований в геологических процессах: – большинство очагов землетрясений расположено на границе жестких блоков [14]; – все месторождения флюидного генезиса залегают на жестких образованиях или на их границах [4]; – к границам жестких образований приурочены процессы вулканической деятельности.

В заключение необходимо отметить еще одно важнейшее свойство: помимо накопления-диссипации упругой энергии механически жесткие образования являются демпферами волн напряжений и деформаций и обеспечивают стационарность протекания различных геологических процессов.

Литература

1. Добровольский И.П. Теория подготовки очага землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 224 с.
2. Валяев Б.М. Роль активной вторичной флюидизации в изменении напряженного состояния, разупрочнении и деформациях минеральных комплексов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 1. С. 177-181.

3. Еременко Н.А., Чилингар Г.В. Геология нефти и газа на рубеже веков. М.: Наука. 1996. 176 с.
4. Кузин А.М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика. М.: Недра. 1994. Вып. 131. С. 396-406.
5. Кузин А.М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. 1999. № 5. С. 3-15.
6. Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным // Флюиды и геодинамика. М.: Наука. 2006. 283 с.
7. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.
8. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики // М.: Недра. 1986. 301 с.
9. Ружич В.В. Разломные узлы, их механизм и роль в становлении напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой зоны // Математические экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука. 1986. 120 с.
10. Санина И.А., Усольцева О.А., Иванченко Г.Н., Еманов А.Ф. Модель глубинного строения зоны Чуйского землетрясения по данным сейсмической томографии и дистанционного и дистанционного зондирования // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. Сб. научных трудов ИДГ РАН. Под ред. акад. РАН В.В. Адушкина. М.: ГЕОС. 2005. 266 с.
11. Ставрогин А.Н., Тарасов Б.Г. Экспериментальная физика и механика горных пород. СПб.: «Наука». 2001. 343 с.
12. Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы. Под ред. акад. Е.М. Сергеева. М.: Недра. 1986. 254 с.
13. Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г., Майский Ю.Г., Труфанов А.В. Углеродная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса. Ростов-на-Дону: Изд. Рост. ун-та. 2004. 272 с.
14. Шебалин Н.В. Сильные землетрясения // Избр. Труды. М.: Акад. Горных наук. 1997. 541 с.

Экспериментальное исследование геодинамических напряжений в массиве горных пород Алтае-Саянской сейсмической зоны

Г.И. Кулаков¹, М.Б. Устюгов²

¹ – Институт горного дела СО РАН, г. Новосибирск, admin@isd.nsc.ru

² – Сибирская Государственная Геодезическая Академия, г. Новосибирск, gea-sib@ssga.ru

Рассматриваются некоторые результаты многолетних шахтных экспериментов, приводившихся в Алтае-Саянской сейсмической зоне из подземных выработок Таштагольского рудника по добыче железной руды. В пределах вентиляционной горной выработки на глубине от поверхности 760 м была оборудована специальная замерная станция в виде участка выработки, закрепленного тюбинговой крепью. Железобетонные тюбинги изготовлены на заводе ЖБИ, каждая рама крепи включала пять тюбингов, образующих стенки и свод, тюбинг, укладываемый на почве и включающий водосточную канавку и опору для рельсового пути. Протяженность замерной станции около 27 м, в ее пределах установлено 20 рам. Одна из рам использовалась как измерительное устройство, по ее периметру были установлены фотоупругие датчики в количестве 16 шт. Датчики типа ФДО-2 диаметром 40 мм и высотой оптического элемента 30 мм устанавливались в бетоне тюбингов во время их изготовления на заводе. Зазор между породным контуром и тюбинговой крепью был заполнен самотвердеющим составом, включающим дробленую породу и вяжущее. Это позволило создать непрерывный контакт тюбингов с вмещающей породой.

Замерная станция была оборудована в августе 1985 г. По показаниям датчиков определялись величины квазиглавных напряжений в тюбинговой крепи и их ориентация.

Первые два этапа снятия показаний датчиков (после начальных практически нулевых при установке крепи) проведены 24.09.85 г и 26.12.85 г, т. е. через месяц и четыре месяца после монтажа крепи.

Первый же анализ этих результатов вызвал массу вопросов. Почему всего через один месяц прирост напряжений в тюбингах составил 6.0–9.7 МПа, а в следующие три месяца напряжения возросли до 9.7 МПа по датчику 3, до 13.5 МПа по датчику 7. Некоторое уменьшение по отдельным датчикам связано со спецификой их положения в общей раме крепи.

Прочность боковых пород $\sigma_{сж} = 120\text{--}130$ МПа. Очистная выемка в ближайших блоках начата только в декабре 1985 г. Процесс прироста напряжений в тюбинговой крепи продолжался и в первой половине 1986 г. В последующие годы величины напряжений в тюбингах в одни периоды снижались, в другие возрастали. Наибольший прирост напряжений наблюдался в 1988 г. В районе Таштагольского рудника 05.02.88 г произошло землетрясение, эпицентр которого находился в 4.5 км от границы шахтного поля. Последующий анализ

показал, что изменение напряжений в динамометрической раме тубинговой крепи достаточно подробно отслеживало формирование очагов землетрясений в окрестности Таштагольского рудника, а особенно тех, эпицентры которых находились на расстоянии до 250 км от шахтного поля.

Необходимо отметить, если в обычных условиях подготовительные выработки рудника после окончания очистных работ не разрушались в течение длительного времени, однако в зоне замерной станции все прилегающие выработки были сильно деформированы к концу наблюдений и подходы к замерной станции раздавлены. Другими словами, прирост геодинамических напряжений за счет формирования очагов землетрясений был значителен и существенно отразился на состоянии горных выработок.

Исходные напряжения в массиве земной коры в пределах участка наблюдений состояли из трех составляющих: гравитационной, тектонической и геодинамической, при этом вклад всех трех в общее напряженно-деформированное состояние массива был примерно сопоставим.

Таблица

Дата	Номера датчиков															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	прирост напряжений σ_1 в крепи, МПа															
24.09.85	9,7	7,7	6,2	6,2	4,1	1,7	6,0	9,2	3,0	6,2	6,2	6,6	5,8	3,2	3,2	3,0
26.12.85	9,2	6,4	9,7	3,9	-	5,5	13,5	5,8	2,9	5,8	9,4	6,2	5,2	8,1	4,7	6,2
07.09.88	3,5	6,4	9,0	19,3	-	24,0	15,0	14,3	9,2	11,7	8,8	16,7	18,4	6,4	14,3	12,3

Тектонофизика М.В. Гзовского и современная неотектоника

К.Г. Леви

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

Тектонофизика М.В. Гзовского – ретроспективный взгляд на основы количественной геологии. Тектонофизика М.В. Гзовского положила начало внедрению числовых методов в геологию, считавшейся до того времени искусством визуального отображения геологической ситуации – тектоники, разломов, складок и т.п. На память приходят экспериментальные результаты, отражающие процесс формирования складок течения в докембрийских толщах (Кириллова), методические приемы изучения проблем развития процессов разломообразования в консолидированных породах земной коры (Гзовский, 1979) и т.п. Его идеология легла в основу и некоторых фундаментальных основ неотектоники – например, градиента скорости неотектонических движений (Рейснер и др.), Именно идеи М.В. Гзовского заложили основы количественной неотектоники, развивавшейся автором этих строк на протяжении более чем четверти века (1976–2008 гг). Именно работы М.В. Гзовского подвигли меня на разработку принципиально новых оснований для отображения неотектонических движений на картах. Случилось так, что неотектоника стала тем связующим звеном между тектоникой древних комплексов и современной геодинамикой, которое позволило не только решать проблемы современной сущности явлений, но и перейти к прогнозу реализации этих сущностей во времени.

Неотектонические движения и их амплитуды. В концепции неотектонических движений Н.И. Николаева и С.С. Шульца-старшего априори полагалось, что земная поверхность к началу проявления неотектонических движений была ровной, как поверхность «стола» и по существу располагалась на уровне мирового океана. Таким образом, амплитуды вертикальных неотектонических движений предлагалось отсчитывать именно от уровня мирового океана. Это не было заблуждением, поскольку в то время геофизики только начинали говорить об изостатическом равновесии элементов земной коры. Но из этого утверждения неминуемо следовал вывод о том, что поверхность континентов никогда не была ровной как крышка «стола» и что над легкими породами, слагающими земную кору всегда располагались поднятия, а над тяжелыми формировались депрессии. Следовательно, исходная поверхность, предшествовавшая началу неотектонических движений никогда не была ровной, как крышка «стола». Но как выйти из этой ситуации, как правильно оценить пространственное положение поверхности выравнивания, которое предшествовало началу проявления неотектонических движений. Оказывается, на этот счет, природа оставила нам некоторые подсказки – густоту расчленения земной поверхности в связи с ее поднятием и эрозионную

терминанту, которые позволяют, в первом приближении, воссоздать ее рельеф. Именно от него следует отсчитывать амплитуды вертикальных неотектонических движений.

Неотектонические движения и возраст начала их проявления. Со времен Н.И. Николаева и С.С. Шульца-старшего считалось, что неотектонические движения начали проявляться повсеместно лишь с олигоцена. Однако, изданная в 1979 г. карта кор выветривания и поверхностей выравнивания территории СССР (Горелов и др.) поставила эту концепцию под сомнение. Стало очевидным, что неотектонические движения на всей территории СССР начали проявляться в разное время. Но более того, время начала их проявления следовало искать именно в предгорных прогибах, а не во внутригорных впадинах, осадки которых отражают более поздние этапы горообразования. Эта концепция послужила основанием для датирования начала общих неотектонических движений на континентах (Леви).

Типы неотектонических движений – (горизонтальная тектоника) и ее следствия. Традиционно в геотектонике и неотектонике превалировала парадигма преобладания вертикальных тектонических движений над горизонтальными. Однако многочисленные сведения, как результат детального картирования именно тектонических движений методами полевой тектонофизики, показали, что преобладающими являются именно горизонтальные движения блоков литосферы. Это явилось подтверждением фундаментальных представлений М.В. Гзовского о роли «горизонтальной тектоники» в формировании геотектонического облика континентальной литосферы. Ведь действительно, горизонтальные движения блоков литосферы энергетически более выгодны – они не предполагают энергетических затрат на преодоление силы тяжести. Если реальные вертикальные перемещения блоков земной коры ограничены 9-ю км (иначе горный массив просто раздавит собственное основание), то горизонтальные перемещения по своей амплитуде просто не ограничены ни чем. Это утверждение подтверждает факт соотношения горизонтальной и вертикальной компонент движения в очагах землетрясений и в сейсмогенных трещинах на дневной поверхности.

Экзогенно-активный слой земной поверхности, градиент скорости неотектонических движений и термальная эволюция литосферы континентов. Вслед за Н.И. Николаевым автору этих строк удалось развить представление о рельефе земной поверхности как о некоем слое, оценить характер и интенсивность этих деформаций, вычислить градиенты вертикальных неотектонических движений для континентальных массивов. Полученные в результате реализации этой концепции параметры неотектонических движений показали прекрасные их корреляционные соотношения с параметрами геофизических полей, в частности, геотермическим. Это, в свою очередь, позволило выполнить построения по оценке мощности континентальной литосферы и установить закономерности проявления неотектонических движений и сейсмичности.

Все сказанное выше – результат последовательного внедрения идей М.В. Гзовского в неотектонику и не могло бы состояться без его заочного участия в этих исследованиях Вечная ему память и моя благодарность за все сделанное им при жизни и его коллегам, увековечившим память о нем в книге «Основы тектонофизики».

Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли: факт существования, структура, концептуальные построения

М.Г. Леонов

Геологический институт РАН, г. Москва, m_leonov@ginras.ru

В плейттектонической парадигме литосферные плиты обычно рассматриваются как относительно жесткие пластины (блоки, террейны), консолидированная кора которых (а также и континентов в целом) представляет собой «костную» субстанцию, а все сколько-нибудь значимые структурообразующие процессы протекают лишь на границах плит. Предполагается, что основной объем сиалических литосферных плит, или – лучше сказать – сиалических масс сформирован в течение архея – раннего протерозоя, и с большой долей уверенности можно полагать, что литосферные плиты в процессе эволюции перемещались по латерали на весьма значительные расстояния, пока не заняли своего современного положения. Но если литосферные плиты, как показывают данные палеомагнитных и палеоклиматических реконструкций, испытывали горизонтальные перемещения, то логично предположить, что эти движения должны были бы найти отражение в особенностях инфраструктуры и состава слагающих плиты горных масс.

В последние годы в литературе неоднократно обсуждались проблемы тектоники консолидированной коры континентов, и на основе большого фактического полевого и литературного материала было показано, что основной формой структурно-тектонической жизни консолидированной коры является объемная (3D) деформация тектонического течения (например [7]). Были описаны также геологические тела, которые проинтерпретированы как протрузии кристаллических пород, внедрявшиеся в верхние горизонты земной коры под влиянием тектонических «шоков» и вязкостной инверсии, что является одним из условий их возникновения. При этом одним из следствий феномена объемной (3D) подвижности горных масс является возникновение латеральных тектонических потоков (например [1, 6, 7, 11]. «Вмороженные» в земную кору, они формируют своеобразные объемные структурные элементы, представляющие собой важный компонент строения и тектонической эволюции литосферы Земли. В качестве особой разновидности эти структуры были обозначены мной в докладе на XXXIII Тектоническом совещании, а в докладе на XXXVII Тектоническом совещании было показано их фундаментальное значение для понимания тектоники и геодинамической эволюции консолидированного слоя земной коры. Тогда же были предложены и названия для этой категории структур –

«горизонтальные протрузии» или «плито-потоки»¹. Термин «горизонтальные протрузии» уже нашел применение в геологических построениях [3, 5]. Тем не менее вопросы масштабности явления в пространственном и временном планах, структурное его выражение и значимость для понимания эволюции земной коры нуждаются в обсуждении.

В докладе приведен фактический материал, отражающий строение, эволюцию и возможные механизмы формирования структур типа горизонтальных протрузий или плито-потоков для разных временных интервалов (от докембрия до наших дней) и различных геодинамических обстановок как внутриконтинентальных, так и океанических. Приведенный материал дает полное основание рассматривать описанную категорию структур как отражение реальных геологических процессов, происходящих в земной коре и литосфере.

При этом нужно отметить, что проблема объемных горизонтальных перемещений коровых горных масс в виде тектонических потоков была *впервые* изложена на примере Центральной Азии швейцарским геологом Эмилем Арганом [1], которому несомненно принадлежит приоритет в этой области геологических знаний.

Фактический материал и обзор модельных построений (рис. 1–3) в совокупности позволяют сделать некоторые важные выводы. Плито-потоки (горизонтальные протрузии) – это реальные геологические тела (геодинамические системы), составляющие существенный элемент континентальной и океанической литосферы. Физические и расчетные модели подтверждают возможность объемного латерального течения в пределах литосферы (в том числе и земной коры) и верхней мантии, и они (модели) достаточно адекватно отражают реалии строения и истории становления природных объектов. Исходя из имеющихся данных, «плито-поток» («горизонтальную протрузию») можно определить как *пространственно ограниченное горизонтально-плоскостное геологическое тело, обладающее признаками объемного (3D) тектонического течения (реидной деформации) и латерального перемещения горных масс*. Реидная деформация практически всегда связана с уменьшением вязкости – именно это и служит причиной употребления термина «протрузия».

Разница в употреблении понятий «горизонтальная протрузия» и «плито-поток» весьма условна и обусловлена двумя положениями: масштабностью явления (в объемном его выражении) и механизмом движения. Структуры, имеющие относительно малые объемы (от первых км³ до десятков и первых

¹ В некоторых англоязычных работах для обозначения сходных структур употреблен термин «латеральная экструзия» (lateral extrusion). Учитывая, что термин экструзия обычно применяется к магматическим телам и не отражает наличия тектонического фактора, более оправданным мне представляется применение термина «протрузия» в соответствии с его первичным пониманием, которое было предложено Ч. Лайелем.

сотен км³) можно называть горизонтальными протрузиями; структуры отражающие реидную деформацию в пределах значительной части коры (а также литосферы) и имеющие региональный масштаб, сопоставимый с объемами литосферных плит, лучше называть плито-потоками. В первом случае главную роль в перемещении масс играет главным образом процесс тектонического выжимания из областей повышенных напряжений в зоны декомпрессии. Во втором случае движение плито-потоков причинно связано с внутрикоровыми и подкоровыми течениями, может возникать спонтанно и происходить автономно относительно соседствующих блоков земной коры и литосферы. Однако разделение на плито-потоки и горизонтальные протрузии весьма условно.

Формирование «плито-потоков» – это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и подвижных поясов. *Своим существованием они отражают зафиксированную в структуре коры внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферного слоя континентов.* Их формирование связано, прежде всего, с возникновением реологически ослабленных объемов с пониженной вязкостью. Подвижность может возникать в режимах «холодной» деформации, относительного прогрева, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления и определяется степенью связности пород. Потеря связности обеспечивается различными механизмами структурно-вещественной переработки пород, и все они приводят к возникновению среды с пониженной вязкостью. Последнее обстоятельство играет решающую роль при формировании «плито-потоков». Выявление данной категории структур еще раз подтверждают фундаментальное значение тектонического течения горных масс при формировании структурного плана литосферы, которая рассматривается как весьма подвижная субстанция, способная испытывать значительные пластические деформации на разных глубинных уровнях [1, 2, 7, 8, 11, 12, мн. др.]. Деформация объемного течения может сопровождаться комплексом вещественных преобразований, таких как метаморфизм, плавление, гранитизация. И одним из результатов подобных тектонических процессов является формирование гигантских горизонтальных кристаллических протрузий или плито-потоков со структурой типа «матрешки» (telescope structure).

Существует еще одна характерная особенность геодинамических режимов, связанных с возникновением плито-потоков. На ряде примеров выявлена определенная этапность формирования структурно-тектонического плана, которая коррелируется с этапами вещественного преобразования пород. Речь идет о чередовании эпох транспрессии и транстенсии, которые зафиксированы в особенностях проявления деформационного, метаморфического и

магматического процессов. Эта особенность не нашла должного отражения в современных геодинамических моделях, хотя смена режимов растяжения – сжатия (транспрессии и транстенсии) и их неоднократное чередование во времени свойственны многим геоструктурам. Одним из возможных объяснений этого феномена может быть признание асимметричности и незамкнутости конвективных ячеек и существования продольной (по длинной оси ячейки) субгоризонтальной ветви течения материала (т.е. элементов адвекции) (например, работы М.А.Гончарова), а также наличие двухъярусной конвекции (адвекции) с относительно крупномасштабными ячейками в верхней мантии и более мелкими в пределах астеносферы-литосферы. В этом случае квазипластичные литосферные плиты при их латеральном перемещении последовательно будут попадать то в условия сдвига с растяжением, которое сопровождается проявлением основного вулканизма, слабым проявлением метаморфизма и подслаиванием коры за счет деплетированных мантийных и астеносферных масс (underplating), то в условия сдвига со сжатием, что сопряжено с интенсивными структурно-вещественными преобразованиями горных масс, гранитизацией и вертикальным аккрецированием корового слоя в пограничной зоне «фундамент-чехол» (intraplating, overplating). Чередование режимов «горячая» – «холодная» мантия (кора) в условиях «давление + сдвиг» приводит [4] к смене одной формы мантийной активности (магматизм, вулканизм) другой (метаморфизм и гранитизация). Данная модель, объединяющая явления латерального перемещения масс, их структурно-вещественную перестройку в режиме сдвигового течения и формирование гигантских горизонтальных протрузий (плито-потоков), находит подтверждение на примере материалов по Карельскому массиву, Украинскому щиту, поясу Лимпопо (Африка) и других регионов и находится в согласии с расчетными моделями, объясняющими механизм движения литосферных масс над латеральными ветвями мантийных плюмов.

Для внутреннего строения плито-потоков (горизонтальных протрузий) и проявления в их пределах тектоно-деформационного процесса характерны следующие особенности.

(1) Специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и их объемное сдвиговое течение по направлению длинной оси структуры. В парагенез входят: зоны сплющивания и нагнетания; линейные зоны осепродольного течения; зоны субгоризонтального течения и срывов; зоны диссипативного сдвигового объемного течения; зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс. Первые три категории – это зоны концентрированных деформаций, которые определяют разноранговую внутреннюю делимость корового слоя. Также характерны: общая синформная чешуйчато-покровная структура и конформный подковообразный изгиб структурных линий в плане; наличие поперечных складок коробления; разрывы по всему объему структуры пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой; наличие колчановидных складок.

(2) Подковообразная форма и структура типа «матрешки» с вложенными друг в друга тектоническими пластинами, разделенными зонами пластических срывов-разделителей (детачментов) и ярко выраженная внутренняя субслоистая структурно-метаморфическая расслоенность;

(3) Наличие краевых зон вязко-пластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы.

(4) Внутренняя структура, отличающаяся от структуры соседствующих с протрузией тектонических элементов (зон, массивов, террейнов и пр.).

(5) Высокоградиентный метаморфизм с чередованием зон разной степени вещественной трансформации пород в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма.

(6) Тектонически обусловленные субгоризонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс.

(7) Наличие гранитного магматизма, проявляющегося на поздних стадиях консолидации.

(8) Наличие субвертикальных и субгоризонтальных зон офиолитового и тектоно-метаморфического меланжей.

(9) Относительно слабое морфоструктурное расчленение рельефа (кроме фронтальных зон нагнетания и сплющивания).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Грант № 07-05-01158).

Литература

1. Арган Э. Тектоника Азии. М.: ОНТИ. 1935. 192 с.
2. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука. 1978. 327 с.
3. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС. 2006. 216 с.
4. Иванкин П.Ф. Взаимодействие потоков восстановительных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука. 1985. 259 с.
5. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Беломорско-Лапландского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). Москва: ГЕОС. 2006.
7. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный Мир. 1997. 313 с.
8. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука. 1999. С. 227-252.
9. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука. 1980. С. 105-146.
10. Трубицин В.П., Рыков В.В., Трубицин А.П. Конвекция и распределение вязкости в мантии // Физика Земли. 1997. № 3. С. 3-10.
11. Echtler H., Chauvet A. Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany) // Geodin. Acta. 1991-1992. V. 5. № 1-2. P. 37-49.

12. McCourt S., Wilson J.F. Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // Geol. Dept. and University of West. Austral., 1992. Publ. 22. P. 237-245.
13. Martinod J., Hatzfeld D., Brun J et all. Continental collisionl, gravity spreading, and kinematics of Atgea and Ananolia. Tectonics. 2000. V. 19, № 2. P. 290-299.
14. Mason By.R. The Limpopo mobile belt – southern Afrika // Phil. Trans. Res. London. A. 1973. V. 273. P. 463-485.
15. Taboada A., Rivera L.A., Fuenzalida A. et all. Geodynamics of thr norhtern Andes: Subbdactions and intracontinental deformation (Colombia) // Tectonics. 2000. V. 19, № 5. P. 787-813.
16. Van Reenen D.D., Bartjn J.M., Roering Jr.C. Deep crustal response to continental collision: The Limpopo belt of southern Africa // Geology. 1987. V. 15, № 1. P. 11-14.

Использование тектонофизических методов для обеспечения безопасной эксплуатации объектов ядерной энергетики Красноярского края

Р.М. Лобацкая

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, lob@istu.edu

Использование тектонофизических методов в прикладных исследованиях широко известно и неизменно дает хорошие результаты при решении практических задач. Исключительное значение методы тектонофизики приобретают, когда речь идет о безопасности эксплуатации особо важных народнохозяйственных объектов, непосредственно использующих геологическую среду для реализации технологического цикла. В докладе рассмотрены конкретные задачи, решение которых с помощью тектонофизических подходов является оптимальным и дает реальные результаты для снижения экологического и экономического рисков.

На территории Красноярского края около 60 лет существуют производственные мощности объектов ядерной энергетики, в том числе связанные со складированием отработавшего ядерного топлива и захоронением ядерных отходов в подземные горизонты. Их безопасная эксплуатация напрямую связана с оценкой качества геологической среды, изучением геологических структур, в первую очередь разломно-блоковых, предполагающим определение кинематических типов разломов, амплитуд смещений по ним с неоплейстоцена, глубины их проникновения, площадного и линейнейного уровня раздробленности территории, с изучением напряженно-деформированного состояния литосферы, что, в свою очередь, обеспечивает возможность долговременного прогноза устойчивости территории к природным и техногенным нагрузкам в процессе ее эксплуатации.

При решении вышеперечисленных задач основой базы данных для неотектонических и тектонофизических построений, а также для прогноза устойчивости геологической среды служит качественно откартированная сеть разломных и разломно-блоковых структур. Все объекты ядерной энергетики этого региона сосредоточены в зоне динамического влияния Байкало-Енисейского разлома, имеющего древнее заложение в качестве Краевого шва Сибирской платформы, а начиная с мезозоя служит границей между Сибирской платформой и молодой Западно-Сибирской плитой и захватывает обе тектонические структуры.

Нами откартирована инфраструктура Байкало-Енисейского разлома в масштабе 1:25000 в 30 километровой зоне от упомянутых объектов, которая представлена достаточно плотной сетью близмеридиональных дизъюнктивов разного ранга и кинематики, осложненной разрывными нарушениями системы северо-западного («саянского») простираения [1]. По кинематическому

типу в правобережье Енисея (Сибирская платформа) выделяются близмеридиональные *взбросы и надвиги*, которые наследуют древнюю разломную сеть, затем более молодые диагональные *сдвиги* – северо-западные, преимущественно правые, и северо-восточные преимущественно левые, рассекающие и смещающие эту сеть. Для левобережья Енисея (Западно-Сибирская плита), наиболее типичными разломами являются *сбросы*.

Откартированная сеть неотектонических разломов выкалывает сложную структуру мега-, макро- и микроблоков. Каждый из них характеризуется различными темпами неотектонических движений, отразившимися в ряде их морфотектонических особенностей. Мегаблок левобережья Енисея отличается слабо контрастным рельефом, стабильными нисходящими движениями. Мегаблок правобережья Енисея, в пределах которого сосредоточены все объекты, характеризуется тенденцией к поднятиям и более высокой степенью раздробленности. Здесь выделяется пять крупных макроблоков и более 50 микроблоков. Для каждого из макроблоков определен в количественном выражении уровень раздробленности, а для каждого из микроблоков средние скорости поднятий и опусканий за неотектонический этап (1.8 млн. лет), оценки которых составили 0.2–0.3 мм/год. Тектонофизический анализ показал, что для территории правобережья Енисея характерно региональное поле сжатия близширотной ориентировки, в условиях которого длительное время формировались меридиональные взбросо-надвиговые структуры Байкало-Енисейского разлома. Сдвиги – более молодые, чем взбросо-надвиги, являются отражением изменения положения главных сжимающих напряжений в позднем плейстоцене-голоцене с близширотного на близмеридиональное. Отмечается весьма показательная тенденция, указывающая на прямую связь между уровнем раздробленности макроблоков и характером поля тектонических напряжений. Полосы максимальной раздробленности макроблоков соответствуют местам перекрытия регионального поля сжатия локальными сдвиговыми полями напряжений, вдоль право – и левосдвиговых разломных структур. Есть все основания считать, что полосы присдвиговых микроблоков представляют собой участки «конечной» блоковой раздробленности литосферы и являются структурами максимально устойчивыми к природным и техногенным воздействиям. Данное обстоятельство явилось определяющим *при решении одной из главных для этой территории задач*, связанной с долгосрочным прогнозом устойчивости геологической среды и выбором площадки для строительства подземной лаборатории с целью дальнейшей ее эксплуатации в качестве полигона для складирования высокорadioактивных отходов.

Вторая задача, которая решалась с помощью тектонофизических построений, связана с возможностью дальнейшей безопасной эксплуатации существующего несколько десятилетий полигона захоронения низко – средне- и высокорadioактивных отходов в мульде переслаивающихся песчаноглинистых отложений юрского возраста. Эта задача связана с определением

генезиса (дизъюнктивного или пликативного) Правобережной тектонической структуры в западном борту юрской мульды. Разломный характер ограничения обеспечивает экранирующую роль структуры для проникновения радиоактивных изотопов с подземными водами в западном направлении в сторону главной водной артерии региона – р. Енисея. Флексурный характер структуры ограничения мульды не дает гарантированного экрана.

Проведенный нами палеотектонический, палеотектонофизический и тектонофизический анализ позволил прийти к однозначному выводу о поэтапной смене полей тектонических напряжений от позднего докембрия – раннего палеозоя до кайнозоя, определить дизъюнктивный характер Правобережной тектонической структуры в западном ограничении юрской мульды Черского и обосновать безопасный характер дальнейшей эксплуатации подземных горизонтов, в которых складированы радиоактивные отходы. Полученные нами выводы подтвердились проведенными позднее геодезическими наблюдениями и результатами мониторинга по постоянно действующей сети нагнетательных и наблюдательных скважин.

Третья задача связана с анализом характеристик разломной сети в 300 км зоне от эксплуатируемых объектов для уточнения исходной сейсмической балльности для эксплуатации ядерных объектов. Напряженное состояние земной коры было одним из факторов, позволяющих обосновать выделение доменов для последующих расчетов. Уточнение положения доменов в свою очередь привело к снижению оценки исходной сейсмичности на 0.5 балла, что существенно повышает уверенность при эксплуатации объектов и снижает непродуктивные экономические затраты.

Выше приведенные данные показывают, что использование тектонофизических методов для решения конкретных прикладных задач на объектах ядерной энергетики Красноярского края показывает их высокую эффективность и достоверность результатов, получаемых в процессе исследований. Необходимо отметить, что в ряде случаев тектонофизический анализ представляет собой практически единственный путь полноценного решения тектонических задач по обеспечению безопасной эксплуатации объектов повышенного экологического и экономического значения.

Литература

1. Лобацкая Р.М. Неотектоническая разломно-блоковая структура зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 2. С. 141-150.

Лабораторно-экспериментальная система для исследования тектоно-деформационного физического поля и теплового эффекта деформаций

**Лю Личиань, Ма Сэнли, Лю Пэйшунь, У Сюцжан, Лю Тианчань,
Ма Цзинь**

Государственная главная лаборатория сейсмодинамики Института геологии Сейсмологического бюро Китая, г. Пекин, Китай

По М.В. Гзовскому «метод моделирования имеет исключительно важное значение в тектонофизике, так как только при его помощи можно наблюдать развитие во времени процессов, подобных тектоническим, получать многократное повторение аналогичных явлений и рассматривать на модели любую часть изучаемого структурного элемента коры». В свое время он подвёл итоги достижений тектонофизики, полученных в течении более 20 лет, и перечислил 9 важных проблем, ожидающих дальнейших глубоких исследований. Пятая проблема – усовершенствование теории и техники моделирования тектонических процессов.

На протяжении многих лет, следуя по указанному М.В. Гзовским направлению, отделение тектоно-деформационного физического поля при Государственной главной лаборатории сейсмодинамики Института геологии при Сейсмологическом бюро Китая, следя за развитием современной новейшей техники, занималось совершенствованием технической системы моделирования. Благодаря выполнению последних 4–5 пятилетних планов развития, в настоящий момент мы завершили создание усовершенствованной экспериментальной системы воспроизведения физического поля при тектонической деформации. Она состоит из следующих частей:

1. Крупномасштабная двухсторонне-нагрузочная экспериментальная машина для моделирования процесса динамики земной коры.

Установка является комплексом с двухсторонней сервоуправляющей нагрузочной цифровой системой. По предварительной установке параметров движения на компьютере она может моделировать различные сложные процессы смещения или нагрузку в двух направлениях и достигать синтетического эффекта динамической нагрузки в двух направлениях. Размер образца эксперимента может достигать до $500 \times 500 \times 100$ mm. Благодаря этому имеются большие возможности подготовки образцов для экспериментов с различными структурами и установки сотен датчиков на образце для наблюдения пространственных полей различных физических величин и их эволюционного процесса. Последние годы разрабатывается трёхосный сосуд, выдерживающий 300 МПа окружающего давления, 150 МПа порового давления и 300° температуры с сервоуправляющими системами. Наличие 48 пар выходных сигнальных проводов позволяет ожидать осуществления исследо-

вательских экспериментов с тектоническими деформациями при высоком давлении.

2. Наблюдательная система для сбора данных по мультипараметрическим физическим полям.

В наблюдаемые основные физические поля включаются деформация с использованием деформометра электросопротивления (до 128 датчиков), смещение на разломе (до 32 датчиков) и акустическое излучение (до 48 датчиков). В последние годы были разработаны системы наблюдения за температурой контактным способом на многочисленных пунктах и фототехники наблюдения за инфракрасным излучением. Первоначально производилась регистрация электрических и магнитных сигналов в процессе деформации пород.

Также создаются: плотная цифровая спектральная система для наблюдения полем деформаций, скоростная наблюдательная система инфракрасной фотографии с высоким разрешением и лазерная система для наблюдения смещений на многочисленных пунктах.

3. Высокоточная, широкодиапазонная и скоростная система сбора данных.

В экспериментах тектонофизического моделирования разница между признаками сигналов различных физических величин велика. Имеются и сигналы высокочастотного акустического излучения, и сигналы обычного медленного изменения деформационных смещений. В ходе эксперимента иногда в момент нестабильности нужно иметь возможность регистрировать сильную флуктуацию сигналов, а в других случаях надо регистрировать в сложном процессе эволюции слабые сигналы так называемых “предвестников”. Для регистрации сотен сигналов, исходящих из различных датчиков, необходим целый комплекс систем сбора данных. В нашей лаборатории созданы высокочастотные (до 50 MHz частоты опроса, 32 канала), среднечастотные (около 100 KHz, 48 каналов) и низкочастотные (прямой поток до сотен герц, общее число каналов около 150) системы сбора данных. Динамический разброс различных частотных диапазонов многоканального коллектора – от 12 bit (высокочастотная часть) до 18 Bit (низкочастотная часть). Разрабатывается более высокоточная система сбора (20 Bit).

Используя описанную выше систему тектонофизического эксперимента, в последние годы были проведены экспериментальные исследования теплового физического поля при возникающих деформациях пород с целью создания физической основы применения спутниковой инфракрасно-теlemetry техники в изучении деформации земной коры. Т.к. изменения температуры, вызванные деформацией земной коры, весьма незначительны, то требования к наблюдательной системе и окружающим условиям очень строгие.

Надёжность результатов деформационного инфракрасно-теплового эксперимента определяются правильным выбором параметров системы наблюдения инфракрасного излучения, установки высокочувствительных приборов для наблюдения за тепловым полем и эффективный контроль теп-

лового фона окружающих условий. На основе детального анализа шумов и помех определены основные технические параметры главных устройств для теплового инфракрасного эксперимента и создан комплекс соответствующей аппаратуры. Эксперименты на образцах типичных материалов показывают, что при учёте различных специфических требований и тщательного выбора наблюдательных устройств, после строгого исправления ошибок, можно получать надёжную информацию о деформационном тепловом процессе.

Согласно М.В. Гзовскому «Сочетание полевых исследований, моделирования и математического решения тектонофизических вопросов обеспечит достоверное знание физических закономерностей тектонических процессов» Мы надеемся, что Государственная главная лаборатория сейсмодинамики Института геологии Сейсмологического бюро Китая будет вносить большой вклад в направлении экспериментального моделирования деформационного физического поля.

(Русский текст был предоставлен проф. Ма Цзинь, редакция текста – Л.А.Сим и Ф.Л.Яковлев)

Характерные признаки теплового поля для идентификации сдвига и неустойчивости разлома по данным лабораторных экспериментов

Ма Цзинь¹, Лю Личиань¹, Лю Пэйшун¹, Ма Шаопэн²

¹ – Государственная главная лаборатория сейсмодинамики Института геологии Сейсмологического бюро Китая, г. Пекин, Китай

² – Политехнический институт Пекина, г. Пекин, 100081, Китай

Резюме: Соотношение между тепловым полем и полем деформации представляет собой физическую основу для выявления возможности использования спутниковых данных по инфракрасным излучениям или поверхностным термическим полям для анализа движений по разлому. Этот вопрос обсуждается на основе данных по лабораторным экспериментам.

Исследовались образцы пород с кулисообразным разломом. Для подачи нагрузок на образец применялась двухсторонняя сервероуправляющая система.

Изменения яркости поля инфракрасного излучения и термического поля синхронно регистрируются в процессе деформации образцов пород с помощью инфракрасного термо-фотограмметрического прибора и контактного термометрического прибора. Были также использованы цифровой CCD фотоаппарат и метод цифровой спектральной корреляции (МЦСК) для сбора цифровых изображений и последующего анализа этих данных, с целью определения процессов изменений полей перемещения и деформации.

Были получены следующие результаты экспериментов.

1. Перед разрушением зон переменычки у кулисообразного разлома температура в этих зонах максимальна при сжатии и минимальна при растяжении. Данные МЦСК выявляют, что средняя деформация в зонах переменычки максимальна при сжатии, а при растяжении – минимальна; это говорит о том, что противоположное состояние напряжений в зонах переменычки у кулисообразного разлома явно проявляется в термическом поле (рис. 1), при этом получен признак, показывающий напряженное состояние образца у разлома.

2. Были выявлены две стадии деформации в кулисообразном разломе: стадия накопления напряжений и появления разрушений в зонах переменычек и стадия неустойчивого сдвига вдоль разлома. Соответственно, механизм нагревания изменяется от нагрева вследствие деформации до нагрева вследствие трения. Изменение механизма нагревания сопровождается появлением большого количества предвестников. Три типа явлений наблюдаются в зонах переменычки в процессе изменения механизма нагревания перед неустойчивым сдвигом по разлому: падение температуры, быстрая флюктуация температуры и импульсное повышение температуры. Механизм этих явлений обсуждается в докладе.

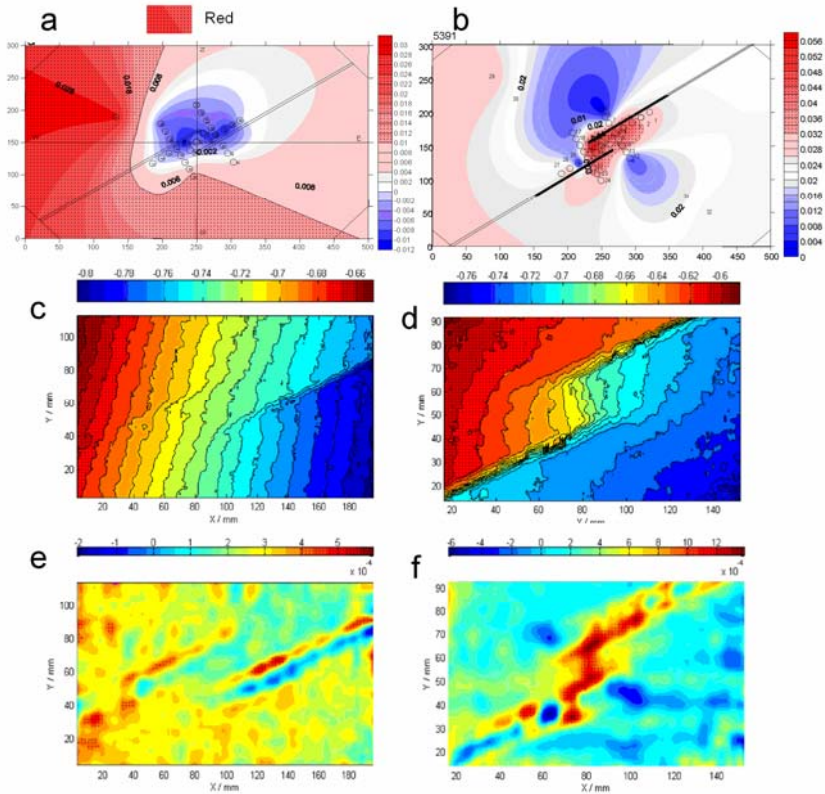


Рис. 1. Изолинии поля температуры (а, б), изолинии поля перемещения по направлению оси Y (с, d) и поле средней деформации (е, f) для образцов с кулисообразными разломами сжатия (справа) и растяжения (слева) перед разрушением зон перемычки

3. За этими изменениями термического поля следовало быстрое повышение температуры вдоль разлома. Оно начиналось за 2–3 секунды перед нестабильным смещением его крыльев. Однако, спад температуры в зонах перемычки происходит примерно за 20 секунд до нестабильного смещения по разлому, а импульсное повышение температуры появляется на 10–20 секунд раньше смещения по разлому. Эти явления могут служить предвестниками перед нестабильным смещением крыльев разлома.

Данные экспериментов показывают, что наблюдение и изучение термического поля в чувствительных зонах разлома могут иметь большое значение для обнаружения и определения предвестников возникновения нестабильного смещения крыльев разлома.

Планируется проект полевых наблюдений вдоль подходящего разлома.

(Русский текст был предоставлен проф. Ма Цзинь, редакция текста – Л.А.Сим и Ф.Л.Яковлев)

Математическая теория эволюции геосред и геоматериалов в полях действующих сил

П.В. Макаров

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск, pvm@ispms.tsc.ru

В работе развивается эволюционный подход к описанию деформационного отклика на нагружение геосред и геоматериалов, основанный на идеях нелинейной динамики. Под деформационным откликом понимаются процессы деструкции прочных сред в полях действующих сил, т.е. процессы неупругой деформации и одновременного развития разрушения. Кратко дается экспериментальное обоснование дискретности процессов деструкции. Ранее автором было установлено, что деструкции всех материалов и сред начинается с минимальных размеров межатомных расстояний и продолжается вплоть до размеров протяженных структурных элементов земной коры, следуя общему генетическому коду – универсальному принципу фрактальной делимости твердых тел и сред [1]. Показывается, что в основе математической теории эволюции всех твёрдых тел и сред лежат уравнения механики деформируемого твёрдого тела, как фундаментальные уравнения математической физики, отражающие самые общие природные законы сохранения массы, импульса, моментов импульса и энергии [1, 2].

Всё многообразие физических механизмов неупругой (пластической) деформации и процессов дилатансии, т.е. развития несплошностей разных масштабов и различной физической природы на этом феноменологическом уровне описания интегрально отражается путём задания нелинейных функций отклика среды на нагружение – эволюционными определяющими уравнениями первой и второй группы. Определяющие уравнения первой группы – макроскопические уравнения. Эти уравнения задают связи между макроскопическими усредненными параметрами среды: параметрами течения, скоростями изменения напряжений и скоростями неупругой деформации, а также скоростями накопления средой несплошностей (повреждений). В них должны также входить источники неупругой деформации и повреждений, на которых могут возникать нестационарные диссипативные структуры [1, 3]. Эти уравнения должны также включать положительные и отрицательные обратные связи между параметрами. Такие обратные связи являются регуляторами образования различных структур в нагружаемой среде [3]. Эволюционные уравнения второй группы – это кинетические уравнения, задающие скорости накопления неупругой (пластической в том числе) деформации и скорости накопления повреждений. Эволюционные уравнения второй группы устанавливают связи между макроскопическим уровнем описания и процессами на более мелких масштабах, т.е. на «микро-уровне».

В настоящем контексте под «микроуровнем» понимается иерархия масштабов, которые не вводятся явно в рассмотрение, а учитываются интегрально путем задания соответствующих кинетик накопления различного рода несплошностей и повреждений средой. Определяющие уравнения второй группы включают также уравнения, отражающие изменения усредненных макроскопических прочностных характеристик среды или геоматериала. Они включают как скорость деградации прочностных характеристик за счет накопленных повреждений, так и скорость восстановления прочности вследствие «залечивания» повреждений.

Наблюдаемая прочность геосреды является, таким образом, результатом динамического равновесия между этими конкурирующими процессами. Следовательно, эти уравнения конструируются на основе ведущих физических механизмов «микроскопических» масштабов, т.е. масштабов меньших, чем изучаемый масштаб, который рассматривается как макроскопический. Такой макроскопический масштаб зависит от решаемой задачи.

Выполнены тестовые расчеты эволюции напряженного деформированного состояния в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) от некоторого исходного состояния – зародившейся зоны растяжения. Эти расчеты демонстрируют появление в БРЗ разломов качественно сходных с наблюдаемыми. В частности, скорости растяжения оказались существенно связанными с развитием поворота Амурской плиты, а также с особенностями взаимодействия океанической тихоокеанской коры с материковой. Эти процессы развиваются существенно неоднородно вплоть до периодических смен локальных областей растяжения на области сжатия и наоборот на фоне более долговременного существования общей тенденции растяжения в БРЗ. Для тестирования модели были выполнены численные тестовые расчёты, эволюции геосреды кровли над выработанным пространством в шахте по известным временам обрушения кровли [4].

Показано, что, изменяя только соотношение между положительными и отрицательными обратными связями (при прочих равных условиях), среда реагирует на нагружение от типичного пластического течения до хрупкого разрушения. Таким образом, снимается известное противоречие между слабо связанными классическими теориями пластичности и хрупкого разрушения. При длительной квазистационарной стадии, предшествующей катастрофическому этапу эволюции среды в режиме с обострением, наблюдается типичное пластическое течение.

Другой предельный случай – развитие катастрофы как системы трещин с самого начала нагружения – демонстрирует хрупкое разрушение среды. В основе математической теории эволюции лежит система динамических уравнений механики сплошных сред, численное решение которых имеет принципиальные ограничения по времени процесса. Эти ограничения обусловлены жесткими требованиями на выбор шага по времени (условиями устойчивости разностной схемы). Для решения этой «проблемы времени»

предложена специальная процедура введения в модель реального времени процесса, которая заключается в решении последовательности динамических на каждом временном отрезке Δt_i до установления динамического равновесия между приложенными к среде силами и реакцией среды на нагружение на этом этапе процесса Δt_i . Эта процедура позволяет решать как задачи ударно-волнового нагружения, так и задачи геодинамики и плитной тектоники с характерными временами в миллионы лет. С другой стороны, если предыдущей эволюцией подготовлен сверхбыстрый режим, то на следующем шаге Δt_{i+1} этот катастрофический режим может быть рассчитан максимально подробно, даже если его скорости близки к ударно-волновым. Эффективность развиваемой методологии ярко иллюстрируется также тем, что выполненные численные расчёты эволюции нагружаемой среды позволяют описывать как медленные квазистационарные фазы эволюции, так и этапы эволюции в сверхбыстрых катастрофических режимах – режимах с обострением.

Показано, что наличие медленной подготовительной фазы эволюции и катастрофического сверхбыстрого режима с обострением является фундаментальным свойством общего эволюционного процесса. Характерные времена и масштабы этих этапов эволюции определяются нелинейными свойствами геосреды на соответствующем масштабе и задаются эволюционными уравнениями первой и второй группы. Таким образом, любое землетрясение есть обязательный катастрофический этап эволюции – режим с обострением на соответствующем масштабе. Физически этот режим означает прорыв разрушения с меньших масштабов на большие. Следовательно, увеличение масштаба деструкции всегда развивается как катастрофа в режиме с обострением.

Литература

1. Makarov P.V. Evolutionary nature of structure formation in lithospheric material: universal principle for fractality of solids, Russian Geology and Geophysics 48 (2007). P. 555-571.
2. Макаров П.В. Нагружаемый материал как нелинейная динамическая система. Проблемы моделирования // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 6. С. 39-56.
3. Макаров П.В. Замечания по математической теории эволюции нагружаемых твёрдых тел и сред // Физ. мезомех. 2008. Т. 11, № 3. С. 40–61.
4. Макаров П.В., Смолин И.Ю., Евтушенко Е.П., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П. Моделирование обрушения кровли над выработанным пространством // Физ. мезомех. 2008. Т. 11, № 1. С. 44–50.

Роль трещиноватости горных массивов в эволюции земной коры

С.Ю. Милановский, В.Н. Николаевский

Институт физики Земли РАН, г. Москва, victor@ifz.ru

В предлагаемом анализе состояния и развития земной коры используются эксперименты по разрушению образцов горных пород при высоких Р-Т условиях в их сопоставлении с геофизическими исследованиями, а именно с доступными сведениями о глубинных разломах и границах в коре и верхней мантии. Используется прием скейлинга (переноса данных о финитном состоянии кернов на масштабы земной коры) в сопоставлении с результатами сейсмозондирования, магнитотеллурии, петрофизики и геохимии.

Исходные представления таковы. Если горные массивы по прочностным своим свойствам близки к гранитам, то хрупкое разрушение (в том числе каткластическое) возможно вплоть до границы Моховичича, а, следовательно, кора в целом гидравлически проницаема для воды и газов. Количественные отклонения в прочности (амфиболитов, перидотитов, серпентинитов, базальтов и др. от гранитов) приводят к широкой гамме вариантов строения коры, отвечающей наблюдаемому геологическому разнообразию (в том числе к различиям континентальной и океанической).

Введение воды как геологического фактора обеспечивает отличие пород коры от мантии, меняет динамику разрушения, вводя в действие элементы самоорганизации в ходе эволюции литосферы. Само присутствие воды при разрушениях в нижней коре приводит к разломным нарушениям в амфиболитах, плавлению гранитов, отменяет ограничения Кеннеди – Ито по фазовым границам «базальт – эклогит» и обеспечивает быструю кинетику развития событий, требуемую в общих теориях изменений вещества на Мохо и его переноса и накопления в литосферной колонке. Известные различия в типах метаморфизма также связаны с наличием и отсутствием воды. Внутри земной коры становятся принципиально важными различия в типах хрупкого разрушения. Они зависят от хода геотермы и конкуренции напряжений по вертикали и горизонтали, что объясняет существование волноводов выполаживанием глубинных разломов в средней коре. Изменения сейсмических скоростей теперь обусловлено не только сменой пород, но и уровнем их трещиноватости. Пустотность системы трещин чувствительна к возмущениям поля напряжений, проявляющихся как при землетрясениях, так и при квазистационарном развитии тектонических событий. Температуры на Мохо в 600° Цельсия является критической для различия в реологии пород верхней мантии – выше этого порога деформации зависят от скорости разрушения, что ограничивает зону накопления упругой энергии земной корой за счет реагирования верхней мантии на изменения тектоники в форме пластических течений. Их остаточные следы – это анизотропия сейсмических скоростей.

Тектонофизическое описание тектонического разрыва как комплекса разноранговых дизъюнктивных структур и локальных полей механических параметров в окружающем массиве

Д.Н. Осокина¹, Ф.Л. Яковлев¹, В.Н. Войтенко²

¹ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, osok@ifz.ru, kvasov144@sumail.ru

² – Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург, voitenkoslava@list.ru

Для решения ряда вопросов геодинамики необходима корректная интерпретация природных структур, образованных разрывами 1-го и 2-го порядка. В тектонофизике использовались три основные концепции (механические модели) описания единичного разрыва: разрыв как зона скалывания (сдвига), разрыв–дислокация, разрыв–трещина. Затем разрыв рассматривался с позиций тектонофизики как поверхность разрушения, окруженная конечным объемом, в котором возникают неоднородные локальные поля напряжений и деформаций, разрывы и складки 2-го порядка. Смещения по разрывам связаны с параметрами полей деформаций и напряжений [5, 6, 10].

В настоящей работе предлагается развивающий эти представления подход к описанию единичного тектонического разрыва как комплекса, объединяющего геологические разрывные структуры разных рангов (главный разрыв 1-го порядка, разрывы и складки 2-го порядка) и локальные поля механических параметров (напряжений, деформаций, смещений), возникающие во вмещающем эту структуру объеме массива. Для этого тектонофизические исследования единичного тектонического разрыва как разрыва – трещины производятся в следующей последовательности: 1) задание параметров задачи (ориентации разрыва, коэффициента трения на берегах, параметров регионального поля напряжений); 2) постановка задачи математического моделирования локальных полей механических характеристик около разрыва-трещины; 3) расчет полей напряжений и смещений, составление их карт; 4) прогноз вторичных нарушений и структур (разрывов, складок, поднятий, депрессий); 5) составление сводной карты нарушений и структур 1-го и 2-го порядков. При этом основной разрыв (вертикальный сдвиг), рассматривается как конечная поверхность контакта блоков массива, при расчете используется решение задачи теории упругости для слоя, нарушенного трещиной сдвига с трением берегов [4].

Ранее для разрыва-трещины было исследовано 3D поле напряжений слоя с разрывом (при разных вариантах исходного поля), в том числе были изучены: распределение величин и направлений главных напряжений, переиндексация их осей, положение областей с разными геометрическими типами поля и т.д., а также поле кулоновых напряжений и положение облас-

тей разрушения около разрыва [1, 2, 3]. Было показано, что расчет и анализ локальных полей напряжений 4-х масштабных уровней (микро-, мезо-, субмакро- и макроуровней) в зоне у конца разрыва и изучение строения этих полей позволяют осуществить прогноз нарушений 2-го порядка у окончаний сдвига 1-го порядка.

Зона у конца разрыва была разделена на три участка с разным характером 2D и 3D напряжений и разными типами ожидаемых нарушений 2-го порядка; на этих участках прогнозируются: на первом – сбросы и отрывы, на втором – сдвиги, на третьем – надвиги и складки. Для нарушений каждого типа дается также прогноз их ориентировок. [2, 3, 10].

Данные экспериментов с моделями и данные геологии подтверждают результаты расчетов.

Основная задача настоящей работы – использование результатов расчета локальных полей напряжений разных уровней и проведенного на этой основе прогноза разрывов 2-го порядка (с выяснением их генезиса) для интерпретации природных разломных зон. Ожидается, что наборы теоретических решений для разных условий нагружения и разной прочности (реологии) среды при исследовании природных разломных структур разного масштаба помогут выявить этапы развития структуры, реконструировать ее геометрию, внешнее поле напряжений и т. д. [5, 6, 10].

Так как в работах ряда авторов имела место неоднозначная интерпретация разломных структур, в частности разрывов 2-го порядка вблизи разлома (см. ниже), в задачи работы входит сравнение «расчетных» нарушений 2-го порядка с натурными нарушениями около разломов, выяснение генезиса последних, их классификация и т.п.

С этих позиций рассмотрены натурные данные о нарушениях 2-го порядка, наблюдаемых: 1) в зонах скалывания и 2) в окрестностях разломов. В первом случае наблюдаемые нарушения 2-го порядка соответствуют полю напряжений, отвечающему механическим условиям в зонах скалывания (сдвигания). Во втором случае картина этих нарушений остается не изученной до конца, а ее объяснение – неоднозначным [8, 9, 10]. В работах ряда геологов использовались варианты некорректной интерпретации этих нарушений. Сопоставление натуральных данных о нарушениях 2-го порядка с данными о вторичных нарушениях, прогнозируемых на базе расчетов, показывает, что совокупность нарушений 2-го порядка около разрыва может состоять из двух групп с различным генезисом: 1) нарушений первой группы, возникающих (до образования разрыва) в исходном поле массива или в поле зоны скалывания. Назовем их нарушениями 1-го («доразрывного») этапа; 2) нарушений второй группы, возникающих (после образования разрыва) в локальном поле напряжений, обусловленном смещениями берегов. Их назовем нарушениями 2-го («послеразрывного») этапа [6, 10]. Эти нарушения могут возникать прежде всего в зонах у концов разрыва, а также в областях разрушения, прилегающих к приконцевым участкам разрыва. Общее свойство нарушений

этой группы (2-го этапа) – изменение ориентации плоскостей скола, а нередко и их кинематики, при «пересечении» разрыва – переходе от одного из крыльев к другому.

М.В. Рац, С.Н. Чернышев [7, 9] и К.Ж. Семинский [8] предложили разделять разномасштабные нарушения 2-го порядка, наблюдаемые вблизи разлома, на две категории: 1) нарушения, возникшие до образования разлома (для них предложен термин «опережающие»); 2) нарушения, возникающие после образования разлома (за ними предложено сохранить термин «оперяющие»). В природных условиях около разломов могут одновременно наблюдаться нарушения обоих типов, что и приводит к неоднозначности (или даже к путанице) при объяснении их генезиса. Рассмотренные выше предложения о разделении натурных вторичных нарушений на две группы (по характеру поля напряжений, в котором они образовались, или по времени их образования – до или после возникновения разрыва) представляют собой два идентичных подхода. Из их сопоставления следует, что независимо от близости к разрыву «опережающие» нарушения – это те, которые возникли в региональном поле массива или в поле зоны скалывания (на 1-ом «доразрывном» этапе), а «оперяющие» – это те, которые возникли в локальном поле напряжений разрыва (на 2-ом «после разрывном» этапе).

Сопоставление натурных данных о вторичных нарушениях с расчетными объясняет главную особенность нарушений второй группы, обусловленных локальным полем у окончаний разлома – различную ориентацию плоскостей (и часто различную кинематику этих нарушений) в разных крыльях. Эти изменения связаны с тем, что величины главных напряжений локального поля и ориентация их осей при переходе через разрыв испытывают скачкообразное изменение. Этим нарушения второй группы резко отличаются от нарушений первой группы, «опережающих», характеристики которых не меняются при переходе через разрыв.

С позиций предлагаемого подхода описывается ряд разномасштабных природных структур: новейшие структуры разломной зоны Тан-Лу (Дальний Восток), локальные поля пластических деформаций около разрывов в Таласском Алатау и т. п.

Литература

1. Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 220-245.
2. Осокина Д.Н. Сейсмогенные области вторичного разрушения вблизи активного разлома и в малой зоне у его конца, связь их геометрии с полем напряжений и прочностью массива (на основе расчета кулоновых напряжений) // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2007. С. 270-278.
3. Осокина Д.Н. Особенности локальных полей напряжений разных уровней и нарушений второго порядка в окрестностях окончания сдвигового разрыва, их взаимосвязь

с региональным полем напряжений // Тектонофизические исследования. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008.

4. 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.

5. Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л., Войтенко В.Н. Тектонофизический анализ полей напряжений, деформаций, нарушений второго порядка около единичного разлома и возможности его практических приложений // Девятые геофизические чтения имени В.В. Федынского, 01-03 марта 2007 года. М.: 2007. С. 75-76.

6. Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л., Войтенко В.Н. Изучение тектонического разрыва как объекта, объединяющего мегатрещину, ее поля (напряжений, деформаций), и вторичные структуры (тектонофизический анализ) // Тектонофизические исследования. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008.

7. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра. 1970. 164 с.

8. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». 2003. 242 с.

9. Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука. 1983. 240 с.

10. Osokina D.N., Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Second rank fractures and 3D stress & strain local fields of fault with sides friction as ones development stages evidence: theory, experiment and natural examples (on the basis of «fracture-crack» and «fracture – shear zone» models study) // Geophysical Research Abstracts. 2007. V. 9. P. 10465..

Волновой механизм формирования краевых прогибов

В.Ф. Подурушин

ООО "ВНИИГАЗ"; 142717, Московская обл., Ленинский р-н, пос. Развилка; vfp53@mail.ru

Коллизия литосферных плит в тектонофизическом аспекте может быть сопоставлена с соударением слоистых пластин. Верхний слой коры континентального типа представлен вулканогенно-осадочным чехлом, который в рассматриваемых условиях деформируется как пластичное тело [3]. Ниже последовательно залегают наиболее хрупкий и упругий «гранитный» слой, пластичный «базальтовый» слой, мантийная часть литосферы, обладающая промежуточными реологическими свойствами [4].

Из характеристики «гранитного» слоя следует, что энергия тектонического удара должна распространяться в нем в виде бегущей упругой геодинамической волны (ГДВ). Однако в зоне перехода от континента к океану (континентальные склон и подножье) «гранитный» слой утонен и раздроблен на блоки, разделенные рифтогенными впадинами с осадочным выполнением. На начальном этапе коллизии край континентальной литосферы, имеющий клиновидное сечение, вдвигается в толщу аккреционной призмы. Затем, после соприкосновения с противоположной плитой, энергия столкновения начинает расходоваться на уплотнение упаковки окраинных блоков континентальной коры, смятие и выжимание пластичных рифтогенных осадков. В этих условиях преобладают пластические деформации, тектонический удар демпфируется, коллизия имеет мягкий характер, возникновение упругих ГДВ затруднено.

На последующем этапе (рис. 1), после достаточного уплотнения краевых зон противостоящих плит, в столкновение вовлекается полноценная континентальная кора, а коллизия переходит в жесткий режим. Упругий «гранитный» слой взаимодействующих континентов в полосах, с обеих сторон прилегающих к коллизионной сuture, изгибается в сторону свободной дневной поверхности. Объем, образовавшийся под изгибом, с двух сторон заполняется материалом «базальтового» слоя под действием всестороннего всасывающего эффекта и нагнетающей силы давящей плиты. Обращенная вверх выпуклость консолидированной коры формирует основание горного сооружения. Последнее надстраивается аллохтонными массами: выжатыми из сутурной зоны осадками континентальной окраины, обдуцированными пластинами океанической или островодужной коры, фрагментами «гранитного» слоя, сорванными на участках, где был превышен предел прочности пород.

В объем валообразного поднятия консолидированной коры частично втягивается «базальтовый» материал ближайшего платформенного обрамления. В области оттока толщина «базальтового» слоя уменьшается, заставляя проги-

баться вышележащие «гранитный» слой и древний осадочный чехол. Похожее явление сопровождается движением сейсмогенных волн цунами, вызывая значительное понижение поверхности океана непосредственно перед их приходом. Вторым фактором прогибания «гранитного» слоя на окраине кратона служит его упругая реакция на воздымание в соседнем орогене. В возникшей таким образом впадине закладывается глубокий и крутой приорогенный фланг платформенного краевого прогиба. По отношению к орогену тот же прогиб является передовым. Краевой прогиб заполняется молассой – продуктами разрушения орогена. Для обозначения взаимосвязанных структур «ороген + передовой (краевой) прогиб» предлагается использовать термин «динамопара», а для их геоморфологического проявления – «морфодинамопара». Эти понятия отражают соответственно структурный и геоморфологический признаки ГДВ.

Начало жесткой коллизии. Зарождение ГДВ

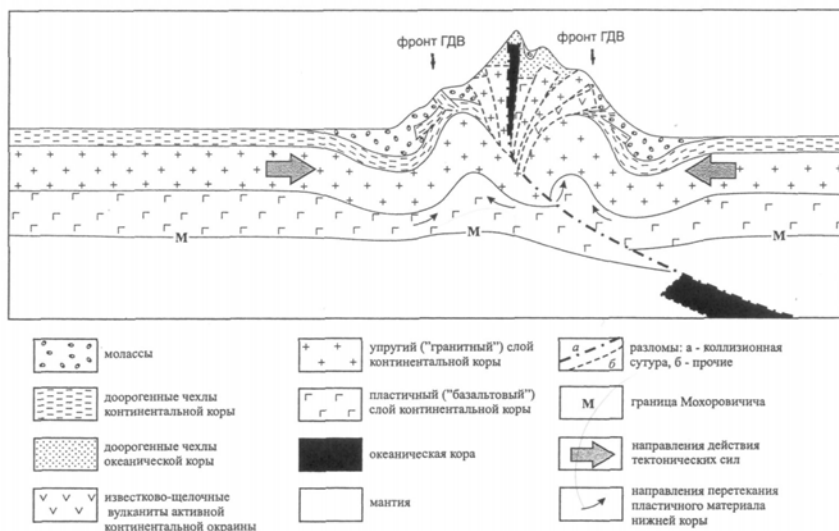


Рис.1.

Амплитуда ГДВ отражает положение равновесия между упругой и гравитационной силами. Ее максимум во времени приурочен к начальному периоду существования волны, а в пространстве тяготеет к шву столкновения плит. В дальнейшем, по мере движения в глубь литосферной плиты и с удалением от источника, энергия ГДВ уменьшается, расходуясь на внутреннее трение, сопутствующие пластические деформации, взаимодействие с ниже- и вышележащими горными массами, в том числе значительным объемом ново-

образованной молассы передового прогиба. Вместе с потерей энергии падает амплитуда ГДВ, происходит ее затухание, в процессе которого формируется пологий платформенный борт краевого прогиба.

Распространению упругих геодинамических волн сопутствует образование послойных срывов в наименее компетентных толщах, отзывающихся на динамическую нагрузку пластическими и разрывными деформациями. Известно, что в осадочном чехле к таким толщам, относятся глинистые и соленосные формации, в консолидированной коре – границы плотностных и реологических неоднородностей литосферы (поверхностей фундамента, Конрада, Мохоровичича, внутренней расслоенности мегаслоев), а также разрывных нарушений доколлизийонного возраста, в первую очередь древних надвигов. Примером последних служат рифейско-вендские тектонические покровы Норильского района Сибирской платформы, возрожденные вследствие повторной коллизии в позднем палеозое-раннем мезозое [2].

Смещения происходят не одновременно по всей поверхности надвига, а в сравнительно узкой полосе прохождения динамопары, движущейся от коллизийонного шва во внутренние части плиты [5]. Таким образом осуществляется дискретно-волновой массо-энергоперенос, исследованный и описанный А.И. Добролюбовым [1].

Литература

1. Добролюбов А.И. Бегущие волны деформации. Минск: Наука и техника, 1987. 144 с.
2. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука. 1988. 279 с.
3. Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизийонных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС. 1997. С. 136-140.
4. Трифонов В.Г., Макаров В.И., Пономарев В.С. Закономерности новейшего тектогенеза // Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVII сес. Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июль, 1989). М.: 1989. С. 211-218.
5. Юдин В.В. Варисиды Северного Урала. Л.: Наука., Ленинградское отд. 1987. 173 с.

Латентные – остаточные напряжения в геологической среде

В.С. Пономарев

Геологический Институт РАН, г. Москва

1. Различают два вида упругой деформации: *мгновенную* («гуковскую») деформацию ε_0 , изменяющуюся синхронно с изменением обусловившей её силы, и *деформацию последействия* ε_{Φ} , фиксируемую структурой тела. Таковую деформацию далее будем называть *фиксированной упругой деформацией* (ФУД). ФУД могут длительно сохраняться в твердом теле и после того, как причина, вызвавшая их появление, более не действует. Таким образом, суммарная упругая деформация твердого тела в общем случае состоит из двух составляющих: $\varepsilon = \varepsilon_0 + \varepsilon_{\Phi}$. (1). Соответственно, помимо «обычных» напряжений σ_0 , обусловленных мгновенными деформациями ε_0 , будем различать *латентные* (остаточные) *напряжения* σ_{Φ} , обусловленные фиксированными деформациями ε_{Φ} , а обусловленную ими упругую энергию, выраженную через её плотность, – как *латентную энергию* u_{Φ} . Симметрично выражению (1), в общем случае $\sigma = \sigma_0 + \sigma_{\Phi}$ (2.1) и $u = u_0 + u_{\Phi}$ (2.2). В «классической» геомеханике рассматривается частный случай, при котором $\sigma = \sigma_0$, $\sigma_{\Phi} = 0$ (3.1), а $u = u_0$ и $u_{\Phi} = 0$ (3.2). Нами же предлагается в рассмотрение другой частный случай, при котором $\sigma = \sigma_{\Phi}$, $\sigma_0 = 0$ (4.1), и $u = u_{\Phi}$ и $u_0 = 0$ (4.2).

2. Поле латентных напряжений имеет дискретную структуру. Оно представляет собой ансамбль элементарных полей напряжений, возникающих в областях «нестыковки» структурных элементов. Каждое из них представляет собой автономную замкнутую самоуравновешенную систему напряжений противоположного знака. Размеры элементарных полей определяются размерами взаимодействующих структурных элементов (или размерами структурных связей). Они могут возникать на связях любого масштабного уровня – от связей на уровне кристаллических решеток, до связей на уровне крупных геоблоков. В отличие от напряжений σ_0 , причиной появления σ_{Φ} могут служить не только внешние силовые воздействия, но и самые различные механические, физические и химические процессы.

3. Картина НДС зависит от соотношения размеров элементарных систем напряжений и избранного масштаба рассмотрения. Пусть Q – масштаб рассмотрения и L – характерный размер области, в которой замыкается единичная система латентных напряжений масштабного ранга i . В рамках «классической» геомеханики рассматривается случай, когда $Q \ll L_i$. При $Q \gg L_i$ совокупность множества элементарных полей латентных напряжений предстанет перед наблюдателем как своего рода фоновая напряженность. На этом уровне понятие напряжений в их «классическом» понимании теряет смысл. При $Q \approx L_i$, выполняя точечные измерения в разных частях единичной

системы, наблюдатель столкнется с явлением сильного разброса измеренных значений не только по модулю и знаку, но и по ориентировке в пространстве.

4. С энергетической точки зрения каждая единичная область ФУД представляет собой заряд упругой энергии, элементарный энергетический носитель. Суммарная энергия множества элементарных носителей составляет собственный энергетический потенциал твердотельной системы. Если величина u_{ϕ} достигает некоторого порогового значения $[u_{\phi}]$, система переходит в метастабильное состояние. Тела, перешедшие в такое состояние, будем называть энергонасыщенными. Механическое поведение энергонасыщенных тел резко отличается от поведения тел, рассматриваемого в рамках «классической» геомеханики. В своих типичных проявлениях процессу разрушения энергонасыщенных тел свойственно самопроизвольное лавинообразное развитие, в результате чего тело расчленяется на множество фрагментов. Процесс этот – релаксационный: он развивается не за счет притока энергии от внешнего источника, а за счет энергии, заблаговременно аккумулированной непосредственно разрушающимся телом. Развитие трещин сопровождается излучением интенсивных упругих импульсов.

5. Способность геологической среды связывать, фиксировать упругие деформации и за их счет формировать собственный энергетический потенциал, является важнейшим, фундаментальным свойством геологической среды. Сценарий разрушения энергонасыщенных тел проявлен в самых различных природных и техногенных ситуациях. Разработанные представления могут способствовать решению самых разных проблем горного дела, сейсмологии, геофизики и геологии.

Достижения и перспективные задачи тектонофизических исследований

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли РАН, г. Москва, reb@ifz.ru

М.В. Гзовский рассматривал развитие методов тектонофизических исследований прежде всего для решения важнейших фундаментальных задач, стоящих в рамках наук о Земле, а также для задач разведки и разработки месторождений природных ископаемых. В большей мере решение этих задач связывалось с созданием методов интерпретации данных о морфологии природных складчатых и разрывных структур в терминах геомеханики и геодинамики. В настоящее время многие из заложенных им направлений успешно развиваются, внося существенный вклад в решение проблем горного дела и геолого-разведки, физики очага и геодинамики.

Несколько десятилетий потребовалось, чтобы алгоритмы методов, заложенных М.В. Гзовским, позволили получать данные не только об ориентации осей главных напряжений, но и данные о полных компонентах тензора напряжений и параметрах прочности горных массивов в их природном залегании [1] (методы анализа морфологии разрывных структур), а также данные об эволюции внутриплитовых орогенов [2] (методы анализа морфологии складчатых комплексов). Новые типы данных (величины напряжений, амплитуды изменения мощности складчатых орогенов), которые с помощью этих методов могут быть получены для тектонически активных районов, с одной стороны расширяют возможности их приложения для решения прикладных и фундаментальных задач, а с другой позволяют увидеть ряд новых проблем, требующих исследования.

1) Данные о природных напряжениях для внутриплитовых орогенов, полученные по результатам реконструкции с применением метода катакластического анализа совокупностей механизмов очагов землетрясений [1], показали существенный вклад (более 70–80%) внутрикоровых и внутримантийных неоднородностей на формирование напряжений в верхней и средней коре [3]. Фактически это определяет ведущую роль в этих областях плотностных неоднородностей и следовательно гравитационных напряжений в сравнении с напряжениями, вызываемыми горизонтальными движениями плит. Исследование взаимосвязи этих факторов и их проявление в современных напряжениях и движениях поверхности (наземные и спутниковые данные) является одной из перспективных задач тектонофизических исследований, развивающей фундаментальные основы геодинамики.

2) Эти исследования, а также сейсмологические данные об изменении типа механизмов очагов землетрясений, происходящих на разных глубинных

уровнях коры, требуют более внимательного исследования роли остаточных напряжений, возникающих в процессе гравитационного уплотнения горных пород. Установленная в работе [4] возможность формирования в горизонтальном направлении напряжений наибольшего сжатия в результате выноса в верхний слой коры пород, получивших большие остаточные деформации на глубине, дает возможность получения количественных оценок и районирования внутриплитовых орогенов по ожидаемому типу напряженного состояния. Необходимы дальнейшие тектонофизические исследования, развивающие этот подход, и сопоставление прогнозных согласно данной концепции напряжений с результатами данных о природных напряжениях, получаемых в рамках метода катакластического анализа или из данных *in-situ*. Исследования этого направления наряду с фундаментальным аспектом имеют также и прикладной характер в рамках горного дела.

3) Сравнение закономерности распределения современных напряжений в зонах субдукции и для внутриплитовых орогенов позволило установить, что уровень девиаторных напряжений в последних выше 3–4 раза. Этот факт в большей степени вызван повышением уровня флюидного давления, действующего в зонах контакта литосферных плит с сравнении с разломами вунтриплитовых областей. Определяющая роль флюидного давления на процесс хрупкого разрушения [5] ставит новую задачу – изучение факторов, отвечающих за изменение флюидного давления в зонах разломов, и возможности его оценки, что также является перспективной задачей тектонофизики.

4) Результаты анализа поля напряжений в области подготовки крупных землетрясений [6] показали, что уровень девиаторных напряжений в них не самый высокий как это следует из Рэйдовской концепции модели очага. Очаг сильного землетрясения связан с областью среднего уровня эффективного давления и максимальных касательных напряжений, а начало его «вспарывания» возникает в области максимального градиента напряжений. Эти факты позволяют в качестве определяющей рассматривать концепцию Рихтера на област подготовки очааг землетрясения, как область пониженной прочности. Изучение закономерности поля напряжений и эволюции прочности в области подготовки крупномасштабного хрупкого разрушения (землетрясения) еще одна из ближайших задач тектонофизики.

5) Еще одной перспективной задачей тектонофизики, смыкающейся с двумя предыдущими, является изучение физических и химических процессов, происходящих в разломах верхней и средней коры. В рамках этой проблемы разломы следует рассматривать как особые геологические тела, механические свойства которых связаны с такими процессами как дилатансия, диспергация (милонитизация) и компакция горных пород. Важнейшим явлением, изменяющим прочностные свойства пород здесь следует рассматривать эффект Ребиндера, определяющий изменение размерности кристаллов и зерен, и стресс метаморфизм горных пород,

происходящий в участках их особого милонитового и ультрамилонитового состояния [7]. Это и два предыдущих направления исследований определяют проникновение тектонофизики в фундаментальные проблемы геомеханики и физики очага землетрясения.

6) Анализ механического поведения пород коры разного глубинного уровня показывает, что процессы, рассмотренные выше в качестве ведущих процессов в теле разлома, здесь также проявляются. Разница заключается в том, что, если в теле разлома области с различным типом ведущего процесса располагаются мозаично и достаточно хаотично, то в земной коре они имеют глубинную зональность. В рамках этих исследований необходимо создание моделей реологически расслоенной земной коры, учитывающих особенности ее структурного строения от макро- до мегаскопического уровней, следует развивать тектонофизические подходы в интерпретации геофизических данных в расшифровке этих данных в терминах механики.

7) Еще одно направление тектонофизических исследований связано с новым типом данных, получаемых с использованием методов 3Д-сейсмоки при изучении осадочного чехла в районах залежей углеводородных месторождений. Выделяемые этими методами разрывные структуры позволяют применять к ним тектонофизические подходы развитые для данных о разрывных структурах, наблюдаемых геологическими и сейсмологическими методами. Необходимость развития исследований в последних двух направлениях фактически определяет проникновение тектонофизических подходов и методов в геофизику, требуют создания соответствующих методов интерпретации геофизических данных.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 06-05-64410.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
2. Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады РАН. 2008. Т. 422, № 3.
3. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Тектонические напряжения земной коры Алтая и Саян // Казань: Изд. Каз. гос. ун. 2007. Т. 1. С. 155-154.
4. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 1, № 11. С. 66-73
5. Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании. Сб. Флюид и Геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 120-146.
6. 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.
7. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения, метаморфизм и модель очага землетрясений // Доклады РАН. 2005. Т. 400, № 3. С. 372-377.

Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса

А.М. Ручьев

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, ruchyov@krc.karelia.ru

Метод, предложенный [3] для исследования сложных сдвиговых дислокаций, в которых из-за пространственного совмещения разновозрастных структурных парагенезисов затруднена полевая идентификация их плоскостных элементов, нередко близких по ориентировке и макроскопически сходных по минеральному выполнению, заключается в следующем.

При полевой работе ориентировка базисных (недеформированных) участков плоскостных структурных элементов (кливажа, сланцеватости, полосчатости и др.) определяется непосредственным измерением элементов залегания их отпрепарированных поверхностей, или рассчитывается по элементам залегания двух и большего числа линий, лежащих в искомой плоскости (линий ее пересечения с поверхностью рельефа обнажения). Документируются возрастные соотношения структурных элементов, характер смещения по ним, их минеральное выполнение.

Для статистической обработки первичных данных и моделирования применяется компьютерная программа с возможностями не меньшими, чем у «StereoNet» (Version 2.02).

При интерпретации материалов используются составляющие основу тектонофизической модели средней части зоны скалывания [1, 2] следующие представления о пространственных и временных соотношениях элементов идеализированного сдвигового структурного парагенезиса (ИССП): R-, R'-сколы Риделя формируются на ранней стадии деформации, они ориентированы плоскостями базисных участков под углом скалывания (α_0) к оси максимального главного напряжения σ_1 , расположены с разных сторон от оси и под углами соответственно $\pi/4 - \alpha_0$ и $\pi/4 + \alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; R-сколы формируются после R-, R'-сколов, ориентированы плоскостями базисных участков под углом α_0 к оси минимального главного нормального напряжения сжатия σ_3 и под углом $\pi/4 - \alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, располагаются зеркально-симметрично плоскости R-сколов; Т – трещины отрыва – перпендикулярны оси σ_3 и компланарны оси σ_1 , ориентированы плоскостями базисных участков под углом $\pi/4$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; L-сколы формируются на заключительной стадии деформации, параллельны осевой плоскости зоны скалывания (плоскости генерального смещения); плоскости, соответствующие базисным участкам элементов сдви-

гового структурного парагенезиса пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2 .

Анализ πS -диаграмм в главных чертах сводится к следующему.

Выделение поясов распределения статистических максимумов, выбраковка ложных поясов, идентификация (предварительная) структурных элементов проводятся в процессе выявления закономерных, отвечающих тектонофизической модели, угловых соотношений между максимумами предпочтительной ориентировки структурных элементов. Технически процедура сводится к измерению на πS -диаграмме угловых расстояний между однопоясными максимумами и простейшим вычислением, включающим определение величины α_0 . В качестве α_0 принимается рассчитанный угол, при котором выполняются закономерности пространственной ориентировки, свойственные элементам ИССП. После нахождения α_0 по угловым соотношениям статистических плоскостей можно определить, каким элементам идеализированного парагенезиса они соответствуют. Разумеется, при идентификации элементов структурного парагенезиса учитываются и полевые наблюдения последовательности их формирования, направлений смещения и др.

Решение обратной тектонофизической (морфокинематической, кинематической) задачи – определение пространственной ориентировки осей главных нормальных напряжений, отвечающих природному структурному парагенезису, достигается моделированием соответствующего ему ИССП. Моделирование включает: построение диаграммы элементов ИССП и осей главных нормальных напряжений сжатия при вычисленном угле скалывания (удобен исходный вариант при вертикальном положении оси σ_2 и меридиональной ориентировке плоскости L-скола); преобразование (поворот) модельной диаграммы до совмещения проекции выбранного на ней структурного элемента с проекцией одноименного на статистической диаграмме (в качестве «опорного» предпочтителен наиболее выраженный идентифицированный максимум), при этом проекции оси σ_2 и линии пересечения плоскостей, соответствующих статистическим максимумам, должны совпасть. При моделировании «автоматически» проверяется правильность идентификации структурных элементов природного парагенезиса. Адекватность модели качественно оценивается степенью совмещения проекций элементов идеализированного и анализируемого структурных парагенезисов при «сложении» диаграмм. Пространственная ориентировка осей главных нормальных напряжений определяется по приемлемой модельной диаграмме. Моделирование всей совокупности элементов ИССП позволяет получить и иную нужную информацию, в частности, данные для прогноза.

Последовательность деформационных событий реконструируется с учетом возрастных соотношений структурных элементов, принадлежащих различным парагенезисам.

Метод опробован на различных геологических объектах Карелии (беломориды и др.). Материалами этого опробования еще раз дополнительно аргументируется адекватность перечисленных базовых положений тектонофизической модели средней части зоны скалывания [1, 2]. Результаты исследования структуры сформированных в tP-условиях различных метаморфических фаций (от зеленосланцевой до амфиболитовой) сдвиговых дислокаций разнообразных пород подтверждают существование статистически выявляемой закономерности высокоточных угловых соотношений структурных плоскостных элементов. Эта закономерность позволяет обоснованно (в рамках принятых модельных представлений) выделять природные парагенезисы трех и большего числа структурных элементов.

Установлено что, сложные πS -диаграммы зон рассланцевания отражают совокупность, как правило, большого числа пространственно совмещенных сдвиговых парагенезисов (до 20–30), различающихся величиной α_0 , набором и ориентировкой структурных элементов. При этом одни и те же структурные элементы, нередко в новом качестве, могут неоднократно функционировать в составе различных парагенезисов. Для полиметаморфических парагенезисов беломорского комплекса отмечается сходство (вплоть до идентичности) ряда структурных парагенезисов на удаленных друг от друга участках развития изофациальных метаморфитов и отсутствие такового для гетерофациальных пород в пределах участков.

Получены новые сведения об относительной частоте встречаемости различных по набору структурных элементов сдвиговых парагенезисов. Например, в гнейсах чупинской свиты беломорид частоту их встречаемости отражают следующие показатели, %: для tP-условий амфиболитовой фации повышенного давления – {RR'L}-39,66; {R'PL}-58,62; {RPL}-1,72; для tP-условий эпидот-амфиболитовой фации – {RR'L}-29,27; {R'PL}-69,51; {RPL}-1,22. Намечается большая, чем предполагалась ранее, изменчивость угла скалывания при деформации горных пород в природных условиях. Так, в структурных парагенезисах, формирующихся в tP-условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, частота встречаемости различных величин угла скалывания характеризуется сложным почти непрерывным распределением в диапазоне изменения α_0 от 0–1° до 42°.

Литература

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс. 2005. 572 с.
2. Гинтов О.Б., Исая В.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. Думка. 1988. 228 с.
3. Ручьев А.М. Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле. VIII международная конференция. М.: 2007. Т. 1, S-1. С. 298-301.

Промежуточные состояния между быстрыми и медленными движениями в средах со структурой

**Б.П. Сибиряков¹, Е.Б. Сибиряков¹, Б.А. Бобров¹, Е.В. Деев¹,
А.Ф. Ревуженко², С.В. Лавриков², А.В. Радченко³, И.И. Шабалин⁴,
А.Е. Медведев⁴**

¹ – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск,
sibiryakovbp@ipgg.nsc.ru

² – Институт горного дела СО РАН, г. Новосибирск

³ – Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск

⁴ – Институт теории и прикладной механики СО РАН, г. Новосибирск

Проблема

1. Одна из главных трудностей, лежащая в основе работ по развитию физических основ сейсмологии и сейсморазведки, состоит в том, что мы признаем сложность реальных сред, их блочное строение, иерархичность и т.д. лишь словесно. Когда начинается математическое описание явлений динамического деформирования реальных сред, то используется классическая модель сплошного континуума Коши и Пуассона, которая абсолютно не признает никаких перечисленных обстоятельств. В результате уравнения движения и равновесия не только не годятся для количественных расчетов, но и качественно не отражают важнейшие аспекты поведения сред, обладающих структурой.

2. Какие же это качественные несоответствия? Прежде всего, реальное существование очень низких скоростей волн, не имеющих ничего общего со скоростями обычных продольных и поперечных волн. Столь медленные волны, со скоростями порядка сантиметров в минуту и менее, были обнаружены в лабораторных опытах ИФПМ СО РАН. Они спорадически фиксировались сейсмологами, однако, именно лабораторные опыты показали, что это действительно волны, для которых свойственны явления отражения и другие признаки настоящих волн.

Во-вторых, существует немалое количество опытов, которые показывают, что нелинейные волны возникают при весьма малых сейсмических и акустических колебаниях. Мы очень легко вступаем в нелинейность, и это обстоятельство представляется весьма таинственным.

В-третьих, модель сплошной среды обладает тем свойством, что уравнение равновесия никогда само по себе не перейдет в уравнение движения, без какого-то внешнего толчка. В природе же все как раз и возникает без этих внешних толчков. Многие природные и техногенные катастрофы подкрадываются медленно, незаметно. Это значит, что в природе нет китайской стены между медленными и быстрыми процессами, а в математическом описании такая стена имеет место и обойти ее невозможно.

3. Пути преодоления перечисленных трудностей приводят к необходимости создания некоторых новых моделей континуума, отличного от сплошной среды Коши и Пуассона. Эти модели должны обладать внутренней структурой. Внутренняя структура обычно представлена некоторой системой пор и трещин, как правило, достаточно сложных. Сама геометрия пор и трещин разумным образом может быть описана методами интегральной геометрии. Здесь поточечное описание не принимается во внимание, а вся геометрия пор и трещин представлена только коллективными характеристиками этих сложных объектов. Помимо обычной пористости важнейшей характеристикой порового пространства является удельная поверхность, так как обратная величина ее определяет средний линейный размер структуры.

Все экспериментальные результаты, упомянутые в данной работе, особенно, касающиеся влияния очень слабых воздействий типа лунных приливов на весьма сильные колебания Земной Коры, опыты по появлению нелинейных колебаний под действием слабых периодических сил удовлетворительно объясняются с помощью новой модели континуума со структурой. Старая точка зрения о том, что для слабых колебаний нет физических проблем, может теперь уверенно считаться предрассудком для структурированных сред.

Результаты

В течение ряда предшествующих лет в ИНГГ СО РАН велись работы по созданию новой модели континуума для сред, обладающих структурой. Такая модель была построена, и она привела к созданию системы уравнений равновесия и движения бесконечного порядка для структурированных сред. Несмотря на то, что общая теория таких уравнений пока отсутствует, просматривается некоторое множество простых частных решений, которые описывают как обычные, так и необычные волновые явления.

1. Теория волн в средах со структурой описывает, наряду с обычными продольными и поперечными волнами, также и волны, которые движутся со скоростями, гораздо меньшими скоростей упомянутых волн. Эти медленные волны могут обладать как угодно низкой скоростью, что дает естественную основу для объяснения упомянутых явлений. Низкие и сверхнизкие скорости характерны как для продольных, так и для поперечных волн [1]

2. Среди представленных решений особое внимание вызывают решения, описывающие явления, связанные с параметрическими резонансами волн в структурированных средах. Такие явления полностью исключаются в классических моделях сплошной среды. Параметрические резонансы приводят как к затуханию волновых процессов, так и к их неограниченному росту, разумеется, если есть источник внешних периодических колебаний достаточно большой энергии. При этом важно отметить, что начальное воздействие может быть очень слабым. Тем самым, теоретически описан один из сценариев развития катастроф, когда последние развиваются постепенно, плавно, без резких изменений напряженного состояния среды. При этом, высокие частоты, если они есть в спектре периодической внешней силы, вызывают

параметрические резонансы, которые приводят, в свою очередь, к снижению скоростей распространения волн, а это явление приводит к появлению параметрических резонансов для более низких частот спектра. Указанный процесс последовательного включения все более низких частот в так называемые неустойчивые решения, может продолжаться неограниченно, включая собственные частоты Земли как планеты [2].

3. Вопрос о возникновении нелинейных колебаний при слабых воздействиях на среду также является достаточно острым в настоящее время. Конечно, реальной физической причиной таких явлений является концентрация напряжений в угловых точках микро и мезо структур, однако, математическое описание таких явлений исключительно трудно. Тем не менее, отказ от сплошной модели среды позволил объяснить и это явление. Появление суммарных и разностных гармоник, что совершенно справедливо считается явным признаком нелинейности волнового процесса, сопровождается увеличением амплитуды этих колебаний во столько раз, во сколько раз длина волны больше размеров элементарной структуры. Для сред, лишенных структуры, требуются исключительно сильные воздействия для возникновения нелинейных колебаний.

4. Среди теоретических результатов следует также отметить решения, которые не соответствуют ни быстрым, ни медленным процессам, так как в классическом смысле не являются решениями ни уравнения равновесия, ни уравнения движения. По-видимому, эти решения соответствуют так называемым метастабильным состояниям, одним из ярких проявлений которого является сейсмическая эмиссия. Классическая модель сплошной среды ставит нас перед альтернативой – либо медленные, квазистатические процессы, либо быстрые волновые явления. Новая модель континуума размывает грань между этими крайними состояниями, допуская промежуточные, метастабильные ситуации.

Литература

1. Сибиряков Б.П. Динамика микронеоднородных геологических сред. Новосибирск: Изд. НГУ. 2004. 233 с.
2. Сибиряков Б.П. Параметрические резонансы и неустойчивость геологических структур // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8, № 2. С. 5-10.

Некоторые методические аспекты реконструкции тектонических напряжений по геологическим индикаторам

Л.А. Сим

Институт физики Земли РАН, г. Москва, sim@ifz.ru

Методы изучения тектонических напряжений по геологическим индикаторам делятся на две большие группы, в каждой из которых имеются разновидности. К первой относятся методы, основанные на выделении сколовых сопряженных трещин (М.В. Гзовский, 1954; П.Н. Николаев, 1977 и др.) и восстанавливающие тектонические напряжения, вызвавшие их образование. Во второй группе методов анализируются вектора тектонических перемещений на зеркалах скольжения (О.И. Гущенко, 1973; J. Angelier, 1974; Ю.Л. Ребецкий, 1999, 2000 и др.). При изучении следов перемещений допускается, что они могут образоваться на ослабленных поверхностях любого возраста и генезиса в случае их благоприятной ориентировки по отношению к наложенному полю напряжений. Наибольшее количество борозд скольжения должно фиксироваться на плоскостях, близких к плоскостям максимальных касательных напряжений t_2 в случае трехосного напряженного состояния или на плоскостях, конусообразно расходящихся от осей σ_1 – минимальных или σ_3 – максимальных сжимающих напряжений 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 . Рассмотрим этот и другие феномены распределения плоскостей со следами скольжения и возможные методические следствия.

На рис. 1 показаны стереограммы с результатами реконструкции тектонических напряжений кинематическим методом (О.И. Гущенко, 1979). Распределение векторов перемещений лишь на рис. 1, б, е, ж сгруппировано вблизи плоскости действия t_2 , при этом максимумы на рис. 1, е, ж приурочены лишь к одной из плоскостей t_2 . Основные максимумы плоскостей-сместителей на рис. 1, в, е приурочены к плоскости t_1 и t_3 .

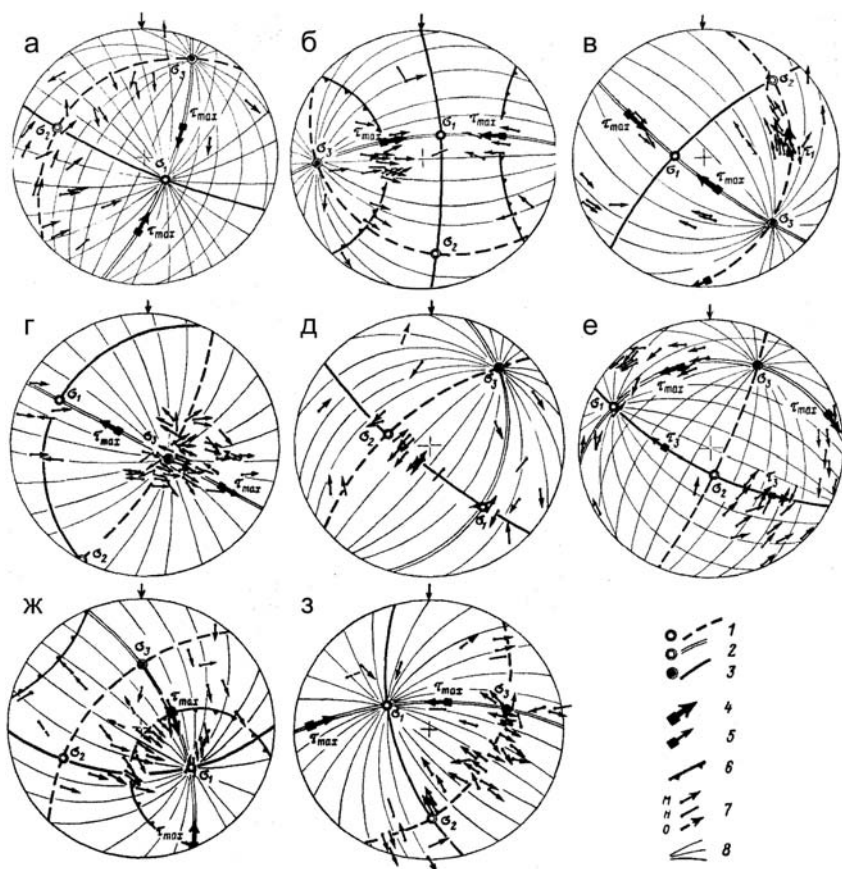


Рис. 1. Реализация разных плоскостей касательных напряжений в реальной геологической среде (сетка Вульфа, верхняя полусфера).

1–3 – оси главных нормальных напряжений и плоскости их действия: 1 – σ_1 , 2 – σ_2 , 3 – σ_3 ; 4–5 – полюса плоскостей действия 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: д – Казахстан, остальные – Приполярный Урал

Приведенные примеры показывают, что в неоднородной среде в последнем поле напряжений (принято, что подавляющая масса борозд скольжения образована в наиболее молодом поле напряжений) при деформировании пород используются уже готовые неоднородности; 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 (Л.А. Сим, 1982, 1987, 2000). Если плоскости с максимумами борозд скольжения в районе полюсов плоскостей действия t_2 и t_3 на стереограмме рис. 1, е 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. 1, б-д) и к одноосному растяжению (рис. 1, ж, з). Лишь на стереограммах на рис. 1, б, ж заметна тенденция группирования плоскостей со смещениями вблизи конических поверхностей вокруг осей σ_1 и σ_3 . На рис. 1, г в ситуации, приближенной к одноосному сжатию, реализованные плоскости сгруппированы вблизи оси сжатия. Это - плоскости расщепления 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 расщепления, обусловленной скоплением на них минералов подгруппы листовых силикатов, которые облегчают тектонические перемещения. Относительная концентрация полюсов площадок с бороздами скольжения вблизи плоскостей, нормальных к оси сжатия (рис. 1, д) и оси растяжения (рис. 1, 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, параллельные 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. 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 ситуации требуют дополнительного полевого изучения.

Приведенные примеры свидетельствуют, что в геологической среде из-за ее разного рода неоднородностей возможны отклонения от модельных представлений о характере процессов деформирования.

Провальные дислокации в приводораздельных частях горных массивов и возможные механизмы их образования

А.Л.Стром¹, М.Е. Грошев²

¹ – Институт динамики геосфер РАН, г. Москва, a.strom@g23.relcom.ru

² – ООО Центр геодинамических исследований, г. Москва, m-groshev@yandex.ru

В докладе рассмотрены два вида дислокаций в приводораздельных частях горных массивов – нагорные грабен-провалы с амплитудами смещений в метры – первые десятки метров и кальдерообразные провалы глубиной в сотни метров. Коренное отличие этих дислокаций от разнообразных оползней и обвалов, при формировании которых большие объемы горных пород смещаются в «свободное пространство» долин, обрамляющих разрушающиеся хребты, состоит в том, что здесь смещение происходит «внутри» горного массива. Соответственно, при выяснении условий возникновения таких провальных дислокаций основная проблема состоит в том, чтобы найти «свободное пространство», способное компенсировать «исчезнувший» объем.

Возможные условия формирования нагорных грабен-провалов проанализированы на примере дислокации Хонайхол, расположенной в северо-восточной части Таджикской депрессии вблизи участка строительства Рогунской ГЭС и представляющей собой грабен шириной 200-300 м и длиной около 1 км в приводораздельной части хребта высотой 300-400 м над тальвегами обрамляющих его долин. При его формировании «исчезло» порядка 2 % объема этого хребта, сложенного прочными крутопадающими меловыми песчаниками. Для того, чтобы компенсировать этот дефицит объема, краевые части хребта выше уровня эрозионного вреза должны разойтись на 7-8 м. Расчеты, проведенные для двумерной модели методом конечных элементов показали, что при сейсмическом воздействии значительной интенсивности во внутренних частях массива возникают значительные деформации растяжения, сочетающиеся со знакопеременными вертикальными ускорениями в его верхней части, что может привести к наблюдаемым эффектам.

Намного более загадочными являются относительно изометричные кальдерообразные провалы на сводах хребтов-антиклиналей площадью в несколько квадратных километров и глубиной в сотни метров. На сегодняшний день известны три подобных дислокации. Это т.н. «структура Битут», образовавшаяся при катастрофическом Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г [1] и доисторические дислокации Кызылкель и Джузумды в Центральном Тянь-Шане [3, 6]. Для объяснения формирования структуры Битут Н.А. Флоренсовым и В.П. Солоненко была предложена модель, согласно которой «исчезновение» в недрах Земли примерно 100 миллионов м³ горных пород компенсировалось клинообразным поднятием хребта Ихэ-Богдо шириной около 17 км примерно на 3 м по обрамляющим его разломам, падающим под

хребет [1]. Однако реалистичность такой модели вызывает некоторые сомнения. В частности, непонятно, каким образом при кратковременной (при землетрясении) деформации, при которой горные породы должны вести себя как твердое тело, все растяжение моментально сосредоточилось на очень ограниченном участке, где образовалась полость, в которую и произошло проседание блока в среднем на 250 м.

Такой механизм еще менее реалистичен при объяснении условий образования намного более крупной дислокации Кызылкель, расположенной в Центральном Тянь-Шане к северу от долины р. Нарын на гребне хребта Санташ, представляющего собой новейшую антиклиналь шириной около 8 км. Дислокация представляет собой грубо-кольцевую, точнее, ромбовидную впадину примерно 2×3 км в плане и глубиной 300-800 м с крутыми бортами и плоским, слабо наклонным дном. Объем впадины, соответствующий объему «исчезнувших» горных пород оценивается примерно в 3 км^3 . Имеющиеся геолого-геоморфологические данные показывают, что провал произошел катастрофически, скорее всего в голоцене, так как ее борта срезают эрозионные формы рельефа, сформировавшиеся на своде новейшей антиклинали. Первоначально впадина была замкнутой; позже ее южный борт был прорезан в результате попятной эрозии в долине ручья Кызылкель, впадающего в Нарын. Молодые разрывы, выходящие за пределы контуров впадины, не обнаружены.

Формирование в недрах хребта полости, способной вместить столь гигантский объем горных пород, вследствие какого-либо быстрого процесса (при землетрясении), как в модели, предложенной для объяснения происхождения структуры Битут представляется невозможным. Даже если предположить, что вдоль длинной оси дислокации произошло локальное раскрытие на 10-20 м (признаков которого мы не видим), эта «щель» должна была бы проникать в недра на 100-50 км, что, на наш взгляд, невозможно. Совокупность имеющихся данных не позволяет объяснить происхождение этой дислокации ни за счет вулканизма, ни за счет карста, ни за счет растяжения при формировании структуры типа pull-apart. Рассмотрев различные варианты, мы предположили, что подобные дислокации могут возникать при обрушении свода полости в ядре новейшей антиклинали, формирующейся в условиях тектонически расслоенной литосферы [4, 7]. И на Тянь-Шане и в Монголии, где новейшее горообразование связано с ростом складок основания в сильно деформированных и метаморфизованных каледонских и герцинских комплексах [2], срыв верхней части коры мощностью в несколько километров может в определенных условиях приводить к отслаиванию свода антиклинали и формированию такой полости. Такие явления, хотя и меньшего масштаба, описаны на некоторых гидротермальных месторождениях [5, рис. 328, 239]. Несмотря на всю «экзотичность» предложенного механизма, он позволяет логично объяснить катастрофические кальдерообразные провалы на водоразделах хребтов-антиклиналей.

Литература

1. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Издательство АН СССР. 1963. 391 с.
2. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. Труды ГИН. 1977. Т. 307. 172 с.
3. Орлов Л.Н. О кинематике и динамике шарьяжей на границе Северного и Срединного Тянь-Шаня. Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе. Илим. 1980. С. 50-59.
4. Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов // Геотектоника. 1983. № 1. С. 3-13.
5. Смирнов В.И. Полезные ископаемые. Третье издание. М.: 1976. 688 с.
6. Стром А.Л. О новой зоне развития палеосейсмодислокаций в северной части Центрального Тянь-Шаня. Доклады семинара "Основные проблемы сейсмотектоники". М.: ВИНТИ. 1983. № 3290-83. С. 4-13.
7. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука. 1980. 216 с.

Закономерности ориентировки трещинных систем и осей напряжений осадочных бассейнов Северного полушария

А.И. Тимурзиев

ОАО «Центральная Геофизическая Экспедиция», г. Москва, ait@cge.ru

Резюме. По результатам изучения структур горизонтального сдвига (СГС) обоснованы новые кинематические принципы интерпретации трещинных систем² (разрывных нарушений и линеаментов рельефа), разработана методика сквозной (рельеф-фундамент) реконструкции напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры на основе структурно-кинематического анализа линеаментов рельефа и разломов фундамента и чехла по данным сейсморазведки 2Д/3Д. Для осадочных бассейнов (ОБ) Северного полушария установлены общие и неизвестные ранее закономерности пространственной организации трещинных систем и осей сдвигового поля палеонапряжений и неонапряжений (новейших напряжений).

Фактический материал. Результаты анализа трещинных систем и реконструкций НДС земной коры основаны на интерпретации авторского материала по ОБ Северного полушария: докембрийские платформы (Восточно-Европейская – Прикаспийская впадина и Северо-Африканская – бассейн Иллиной), эпигерцинские плиты (Туранская и Западно-Сибирская), Тихоокеанский тектонический пояс (шельф Вьетнама, бассейн Кызу-Лонг).

Методика исследований (1). Основы структурно-геоморфологического метода реконструкций НДС земной коры заложены нами в начале 80-х годов [1-3] при комплексировании геолого-геофизических данных, дистанционных, полевых и структурно-геоморфологических исследований на Мангышлаке и окончательно оформлены к середине 80-х [4-6] для прогноза трещинно-разрывных зон новейшего растяжения при поисках и разведке залежей УВ с трещинными коллекторами. На новом этапе возможности метода расширены за счет включения в комплекс исследований данных сейсморазведки 3Д [7-8]. Важность включения сейсморазведки 3Д в методику реконструкций НДС определяется качественно новым кинематическим типом разрывных структур, картируемых объемной сейсморазведкой.

Реконструкций НДС земной коры (2). В основе реконструкций НДС земной коры анализ трещинных систем и различных структурных парагенезов, служащих индикаторами разрядки тектонических напряжений. По известному рисунку и кинематике трещинных систем решается обратная задача

² Под трещинными системами будем понимать всю совокупность разноранговых нарушений сплошности пород (от микротрещин до региональных разломов), фиксируемых различными методами исследований и, имеющих различный, но типичный для отдельного метода масштаб.

восстановления типа НДС и ориентировки осей напряжений. Разломы фундамента, чехла и линеаменты рельефа служат структурно-кинематическими индикаторами разрядки напряжений на различных глубинных уровнях.

Анализа истории развития разломов (3). Для изучения истории развития разломов привлекались данные по азимутальному распределению разломов. История развития разломов изучалась путем восстановления кинематики вертикальных и горизонтальных движений, анализа углов скола в системе материнский сдвиг – опережающий сброс, выраженных в углах встречи опережающих разломов к плоскости сдвига в фундаменте и осадочном чехле.

Результаты исследований. Анализ ориентировки трещинных систем для структурных элементов запада Туранской плиты показал высокую сходимость и сопоставимость азимутов их основных систем [4]. Установлено простирание геологических и геоморфологических элементов в пределах единых систем азимутов СЗ 300-320°, СВ 30-40°, С 0-10°, З 270-280°, отражающие их связь с планетарной трещиноватостью (П.С. Воронов, 1968; С.С. Шульц, 1973). На основе сопоставления ориентировки разломов фундамента, складчато-разрывных дислокаций чехла, линеаментов рельефа и трещиноватости пород был обоснован вывод об устойчивости во времени направлений разрядки тектонических напряжений. Для запада Туранской плиты обоснован вывод о генетическом единстве и унаследованности процессов складко- и разрывообразования как двух сопряженных форм деформаций земной коры в едином силовом поле планетарных напряжений. Результаты получены в эпоху двухмерной (плоской) геологии и не позволяли судить о динамике НДС земной коры во времени.

Анализ трещинных систем по изученным ОБ Северного полушария показал, что сейсморазведка 2Д картирует в фундаменте и чехле физические плоскости (сечения сколов) диагональных систем сдвигов, в отличие от 3Д, которая картирует в чехле не физические плоскости сдвигов, а вторичные от сдвигов фундамента опережающие структуры разрушения (трещины отрыва). Выделяя разные кинематические типы разломов, в совокупности эти два метода дают полную картину ориентировки сколов и отрывов, что позволяет восстановить оси напряжений и тип НДС земной коры без привлечения дополнительных индикаторов. Сечениям сдвигов по данным 2Д отвечает плоскость максимальных касательных напряжений. По данным 3Д максимум на розах-диаграммах (сечение отрывов) совпадает с осью максимальных главных нормальных сжимающих напряжений, ортогонально ей выделяется ось минимальных сжимающих напряжений. На основе геометрии вторичных структур разрушения восстанавливается плоскость, разделяющая блоки со встречным падением кулисных сбросов (с различной полярностью), как проекция оси горизонтального сдвига фундамента в чехле (угол между плоскостью сдвига и опережающими кулисами равен углу скола). Эта плоскость – шовная зона сдвига по фундаменту. Ей отвечает плоскость

максимальных касательных напряжений (динамопара главного сдвигового сечения выражена не всегда).

Важным наблюдением, определяемым современным взглядом на проблему и вытекающим из наших ранних исследований [4], является совпадение ориентировки трещинных систем фундамента и чехла по данным интерпретации потенциальных полей и сейсморазведки 2Д. По данным 3Д в чехле картируется одна система (максимум диаграммы) отрывов, на уровне фундамента картируется полный набор структур разрушения: две пары сколов диагональной системы и максимум отрыва на биссектрисе острого угла, образуемого динамопарой сколов.

Изучение геометрии и кинематики разломов и их тектонофизическая интерпретация на примере бассейна Кыу-Лонг позволило выделить в фундаменте и чехле устойчивые долгоживущие сечения, связанные с проявлением горизонтальных сдвигов фундамента СВ простирания ($20-40^\circ$), и два разновозрастных сечения оперяющих кулисных сбросов в фундаменте (В $60-80^\circ$) и чехле (ССЗ $340-350^\circ$), сформированные в условиях разрядки напряжений на завершающих этапах киммерийского и альпийского тектогенеза. При стабильном положении и активном сечении сдвигов фундамента I-III (СВ-ЮЗ) квадрантов, формирование кулисных сбросов в фундаменте объясняется субширотной правосдвиговой палеотранспрессией (киммерийский этап), а в чехле – субмеридиональной левосдвиговой транспрессией (альпийский этап). Для сопряженной динамопары сдвигов II-IV (ЮВ-СЗ) квадрантов формирование оперяющих кулисных сбросов в фундаменте объясняется субширотной левосдвиговой палеотранспрессией, а в чехле – субмеридиональной правосдвиговой транспрессией.

Горизонтальные сдвиги фундамента диагональных систем бассейна Кыу-Лонг характеризуются разнонаправленными во времени движениями. Реверсная природа сдвигов фундамента и миграция осей напряжений, установленная для бассейна Кыу-Лонг, объясняется сменой геодинамических обстановок и ориентировки осей напряжений в процессе геологического развития (структурообразования). В этой связи кинематику разломов необходимо рассматривать во временном аспекте, в динамике изменения НДС земной коры, а не как статическое явление. Вопрос о кинематике сдвига неправомерен без указания временного диапазона.

Для трещинных систем Западной Сибири (Пур-Тазовская впадина), Алжирской Сахары (бассейн Иллизи), Прикаспийской впадины (Астраханский свод, Заволжский прогиб) и Туранской плиты (Южно-Мангышлакский прогиб, Бузачинский свод, Горный Мангышлак) установлены схожие геометрические и азимутальные характеристики, а также кинематические и динамические условия развития. Имеющий место азимутальный разброс максимумов простирания основных систем разломов в диапазоне $\pm 15^\circ$, связан со структурной неоднородностью деформируемых пород. Это означает, что плоскость разломов одной системы редко бывает строго ориентирована на большом

пространстве, она имеет интервальное распределение вокруг оси азимутального максимума.

Анализ кинематики структурных парагенезов в пределах СГС ОБ Северного полушария позволил обосновать существование как минимум двух полей напряжений сдвигового типа (палео- и неотектонических) с ортогонально ориентированным положением нормальных осей и знакопеременными (реверсными) движениями по плоскостям сколовых сечений. Установленная устойчивость основных направлений разрядки касательных напряжений для ОБ Северного полушария позволяет расширить понятие принципа унаследованности развития тектонических структур, распространив его на поля напряжений, определяющие заложение и формирование складчатых и разрывных дислокаций. С другой стороны, полученные по данным объемной сейсморазведки соотношения разновозрастных и разноориентированных вторичных структур разрушения (систем оперяющих куличных сбросов горизонтальных сдвигов фундамента), характеризуя этапы коренных перестроек структурного плана, служат основой создания динамических схем тектонического районирования на основе синтеза представлений об унаследованности и динамике геологических процессов.

Глобальным следствием полученных результатов является необходимость объяснения с позиций теории мобилизма (допускающей бессистемное, «бруновское» движение литосферных плит) существование для ОБ Северного полушария двух устойчивых сдвиговых полей с единообразно (ортогонально) ориентированными осями напряжений доальпийского (субширотная палеотранспрессия, правосдвиговая для I-III квадрантов и левосдвиговая для II-IV квадрантов) и альпийского (субмеридиональная транспрессия, левосдвиговая для I-III квадрантов и правосдвиговая для II-IV квадрантов) тектонических этапов развития. Для перевода полученных выводов в ранг закономерности для Земли необходимо: изучить параметры догерцинских трещинных систем и палеонапряжений (для рассмотренных нами ОБ герцинская фаза складчатости наиболее поздняя), увеличить статистику по ОБ, выполнить аналогичные исследования для ОБ Южного полушария.

Литература

1. Тимурзиев А.И. Возможности структурно-геоморфологических исследований в изучении тектоники и нефтегазоносности Мангышлака // Тезисы докладов Республиканской научной конференции. Шевченко. КазНИПИнефть. 1981. С. 2-4.
2. Тимурзиев А.И. Структурно-тектонический анализ мегатрещиноватости Песчаномысско-Ракушечной зоны сводовых поднятий // Изв. вузов. Геол. и разв. 1983. № 7. С. 133-137.
3. Тимурзиев А.И. Результаты применения анализа зон разломов на Мангышлаке (на примере Песчаномысско-Ракушечной зоны) // Изв. АН Каз. ССР, Серия геол. 1984. № 3. С. 78-81.
4. Тимурзиев А.И. Системы разрывных нарушений Мангышлака и их соотношение с планетарной трещиноватостью // Изв. АН СССР, Серия геол. 1985. № 7. С. 108-118.

5. Тимурзиев А.И. Методика поисков и разведки залежей нефти и газа в низкопроницаемых коллекторах (на примере Южного Мангышлака) // Геология нефти и газа. 1985. № 1 С. 9-16.
6. Тимурзиев А.И. Обоснование структурно-геоморфологического метода прогноза локальных зон новейшего растяжения // Советская геология. 1989. № 1. С. 69-79.
7. Тимурзиев А.И. Технология прогнозирования фильтрационной неоднородности трещинных коллекторов на основе реконструкций напряженно-деформированного состояния земной коры по результатам интерпретации сейсморазведки 3Д // Сборник докладов конференции к 75 летию ВНИГРИ. СПб.: ВНИГРИ. 2004. С. 128-139.
8. Тимурзиев А.И. Реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород по результатам интерпретации сейсморазведки 3Д (на примере Еты-Пуровского месторождения) // Доклады VIII международной конференции. М.: РГГРУ. 2007. С. 355-358.

Напряжения на подошве литосферы, вызванные мантийной конвекцией

В.П. Трубицын

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, trub@ifz.ru

Геодинамика и тектоника Земли определяются тепловой конвекцией в мантии, осложненной эффектами фазовых переходов и дифференциальным перераспределением химических компонент. Полный тепловой поток Земли 44 ТВт складывается из потока из ядра (8%), тепла распада радиоактивных элементов мантии (27%) и коры (18%) и остывания первично горячей Земли (47%) [1]. За исключением коры, такой быстрый вынос тепла из недр возможен только при конвекции со средней скоростью мантийных течений порядка 3 см/год ≈ 1 Нм/с. Несмотря на малость величин скоростей, конвекция в мантии не стационарна и близка к турбулентной. В мантии возникают большие градиенты скоростей и температур широкого спектра, соответствующего наблюдаемым тектоническим циклам. В последнее время показано, что ни фазовые, ни химические скачки плотности не достаточны для расслоения течений. Поэтому конвекция охватывает всю мантию [2]. Верхняя холодная более вязкая литосфера разбита на плиты. Океанические плиты постоянно возникают в хребтах и погружаются в мантию в зонах субдукции. Они участвуют в глобальном кругообороте вещества мантии, являясь верхней частью своей конвективной ячейки, и поэтому движутся со скоростями течений. Континенты плавают на мантии в течение миллиардов лет, дрейфуя под действием сил вязкого сцепления с мантийными течениями на подошве и торцах. Они постоянно частично обновляются, уменьшаясь при эрозии и размываясь снизу и увеличиваясь при присоединении островных дуг и внедрении плутов. Большие континенты покрывают несколько конвективных ячеек с разнонаправленными скоростями. Поэтому скорости их дрейфа в несколько раз меньше средней скорости конвекции. Благодаря градиентам скоростей деформации в мантии и коре возникают и постоянно меняются со временем напряжения.

При изучении напряжений в коре и мантии Земли используются два основных типа моделей: региональные и глобальные. В региональных моделях рассматриваются или области зон субдукции, или хребтов океанических плит или отдельные области континентов. Относительно небольшая область не требует очень большой расчетной сетки, поэтому имеется возможность в конвективную модель включить и детально самосогласованно просчитать течения и напряжения не только в мантии с литосферой, но и в коре. В глобальных моделях обычно кору и литосферу рассматривают как граничные условия для мантийной конвекции и рассчитывают только напряжения на подошве литосферы.

Региональные модели континентальных и океанических областей. Эффективная вязкость в мантии (до глубин ~50 км) и в коре определяется как комбинация вязкости крипа и вязкости Мора – Кулона $1/\eta_{\text{Litc}} = 1/\eta_{\text{duc}} + 1/\eta_{\text{MC}}$, где $\eta_{\text{MC}} = \tau_{\text{max}}/\dot{\epsilon}_{\text{II}}$, $\dot{\epsilon}_{\text{II}}$ – второй инвариант девиаторного тензора скоростей деформации и τ_{max} – напряжение, при котором возникает трение скольжения по существующим плоскостям разрыва [3]. Это напряжение определяется законом Мора – Кулона $\tau_{\text{max}} = (A p_{\text{lit}} + B)\lambda$, где p_{lit} – литостатическое давление и $\lambda = 1 - p_{\text{por}}/p_{\text{lit}}$ коэффициент, характеризующий влияние порового давления, который может быть равным между 0 и 1. Характерные значения коэффициентов $A = 0.6$, $B = 60$. Вязкость крипа зависит от температуры экспоненциально и от напряжения по степенному закону с показателем 3 или 3.5. Для мантии зависимость вязкости от напряжения оказывает малое влияние, поэтому часто для упрощения ниже литосферы используют ньютоновскую вязкость. При заданном начальном распределении температуры решение уравнений конвекции (уравнение Стокса и переноса тепла) для несжимаемой жидкости с вышеуказанной реологией позволяет рассчитать эволюцию течений в мантии и полное поле напряжений и скоростей деформации в литосфере и коре. В частности решения включают процесс отслоения (delamination) и отрыва (detachment) утолщенной области континентальной литосферы и нижней коры с ее погружением в мантию с последующим замещением горячим веществом мантии. Эти решения хорошо описывают геологические процессы позднеорогенной фазы с вулканической активностью, метаморфизмом, растяжением коры и повышением теплового потока и быстрым изменением топографии [3]. Подобные модели также позволяют детально описать поведение плит, погружающихся в зонах субдукции.

Глобальные сферические модели. При большом объеме вычислений приходится ограничиваться более простыми моделями. Вязкость мантии считается зависящей только от глубины. Латеральное распределение плотности, вызывающее течения, находится из данных сейсмической томографии, путем пересчета сейсмических скоростей в плотность по соотношению $d \ln \rho / d \ln v_s = 0.2 - 0.4$. Разрешение томографических моделей и вычислительные возможности ограничивают точность расчета до 30 гармоники, что составляет 1300 км. Литосфера (включая кору) учитывается как граничное условие. В простейшем предельном случае она считается сплошной твердой оболочкой с нулевой нормальной и тангенциальной скоростью. Решение уравнения Стокса с известной нагрузкой дает распределение вязких течений в сфере и соответствующих напряжений, в частности на подошве литосферы.

Эта предельная модель соответствует отсутствию проскальзывания между плитами. В другой предельной модели свободных плит литосфера считается состоящей из плит, между которыми нет ни нормальных, ни тангенциальных сил взаимодействия. В качестве граничных условий для каждой плиты задаются интегральные условия равенства нулю полной силы и полного момента

сил, действующих на данный участок литосферы со стороны мантии. Подобная модель использовалась ранее в [5] для расчета дрейфа континентов, но с учетом сил столкновения. Пример расчета распределения тангенциальных сил, действующих литосферу [4], приведен рис. 1 с масштабом стрелки длины 10 грд. сетки в 5 МПа для первой модели сплошной литосферы (рис. 1а) и в масштабе 10 МПа для модели свободных плит (рис. 1б). Поскольку обе подобные предельные модели являются крайними случаями, то в [4] бралась суперпозиция результатов обеих моделей с весами 0.5. Рассчитанные тангенциальные напряжения на подошве литосферы достигают 10 МПа (нормальные – до 30 МПа).

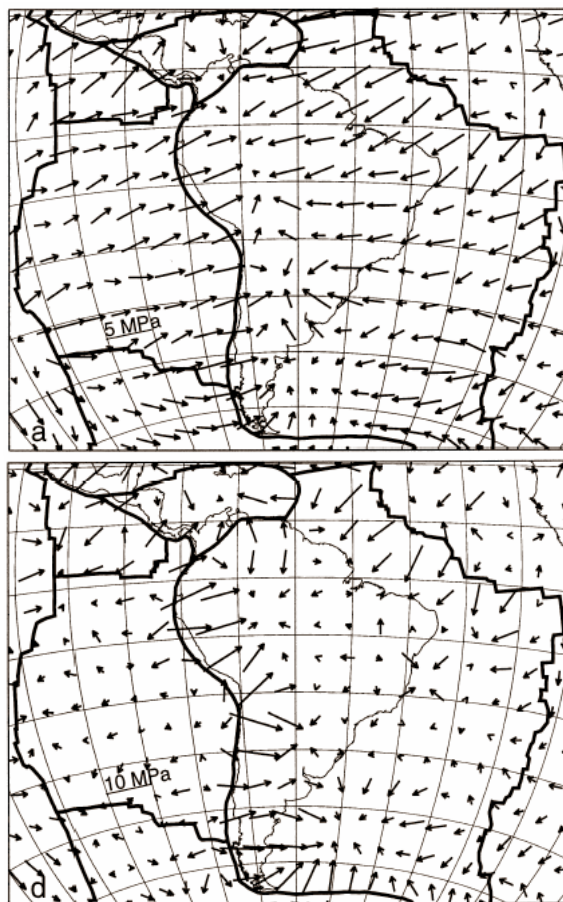


Рис. 1. Пример расчета распределения тангенциальных сил, действующих литосферу [4].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, гранты: 08-05-00378 и 08-05-00576.

Литература

1. Korenaga J. Energetics of mantle convection and the fate of fossil heat // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, № 8. P. 201-204.
2. Herzberg C. Food for volcanic diet // *Science*. 2007. V. 316. P. 378-379.
3. Schott B., Schmeling H. Delamination and detachment of a lithospheric root // *Tectonophysics*. 1998. V. 296. P. 225-247.
4. Steinberger B., Schmeling H., Marquert G. Large-scale lithospheric stress field and topography induced by global mantle circulation // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 186. P. 75-91.
5. Trubitsyn V.P., Rykov V.V. A 3-D numerical model of the Wilson cycle // *J. Geodynamics*. 1995. V. 20. P. 63-75.

Сейсмотектоническое деформирование одноосного удлинения в литосфере и его геодинамическая интерпретация

В.И. Шевченко, И.П. Добровольский, А.А. Лукк

Институт физики Земли РАН, г. Москва, shevch@ifz.ru

1. Известно, что Таджикская депрессия и смежные части Тянь-Шаня и Памира, расположенные между Евразийской и Индийской литосферными плитами, находятся в обстановке субгоризонтального сжатия. Сжатие обычно связывают со сближением этих плит. Имеющиеся геологические, сейсмологические и геодезические материалы показывают, что, помимо плейтотектонического, существует автономный процесс тектогенеза, связанный, по нашему мнению, с активным увеличением объема слоистых пород земной коры (Гусева и др., 1993; Лукк и др., 2004; Прилепин и др., 2005; Шевченко, 1984, 2005; Шевченко и др., 2006, 2007).

2. На территории Гармского полигона ИФЗ СССР было детально, по небольшим выборкам-ячейкам изучено сейсмо-тектоническое деформирование (СТД) верхней части (12 км) земной коры региона (Лукк и др., 2005, 2009). Основания ячеек $\sim 3.5 \times 3$ км. Наиболее широко распространено СТД одноосного субгоризонтального укорочения и надвиговое, устойчиво ориентированные вкрест простирания Таджикской депрессии. В приосевой части депрессии зафиксирована «мешанина» разных типов СТД; характерна (за исключением механизмов одноосного удлинения) общая неустойчивость ориентировок осей напряжений. Эта картина свидетельствует о том, что в приосевой части депрессии направленное субгоризонтальное сжатие, обычно связываемое со сближением смежных литосферных плит, отсутствует или, по крайней мере, не играет первостепенной роли. Такую картину СТД сближением плит объяснить невозможно.

3. Особое внимание привлекает СТД субгоризонтального одноосного удлинения, зафиксированное во многих ячейках в пределах области «мешанины» (Лукк и др., 2009). СТД этого типа характеризуется тем, что главная ось удлинения T занимает определенное положение в пространстве – в общем вдоль простирания депрессии. Предположение о продольном, ориентированном по простиранию реальном растяжении материала Таджикской депрессии не может быть принято, поскольку отсутствуют какие-либо другие признаки такого растяжения. Индивидуальные оси P характеризуются неустойчивостью ориентировок, с более или менее равномерным их распределением по разным направлениям в пределах «слоя», нормального к оси удлинению T . Таким образом, в ячейках с таким видом СТД и в соответствующей части коры направленное сжатие P вообще отсутствует. СТД здесь, тем самым, приближается к гидростатическому (или, точнее, литостатическому).

4. STD этого типа можно было бы получить за счет действия литостатической нагрузки вышележащих пород, т.е. оседремительным сжатием материала, способного при этом к оттоку по простиранию Таджикской депрессии. Тогда распределение STD этого типа должно было бы быть скоррелировано с рельефом региона, но такая корреляция отсутствует. Это не позволяет принять изложенное объяснение. Поэтому то же самое STD приходится объяснять тем, что возникает активное осебежное увеличение объема пород (вероятно, за счет привноса дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов), т.е. возникает STD объемного распора (Добровольский и др., 2006; Прилепин и др., 2005; Шевченко, 1984, 1999; Шевченко и др., 2006, 2007).

5. Деформации одноосного удлинения характерны для наклонных сейсмофокальных зон в обрамлении Индонезии и Эгейской впадины в Альпийско-Индонезийском подвижном поясе (Лукк и др., 2008; Шевченко и др., 2002). При этом главная ось удлинения T приблизительно совпадает с линией восстания-падения зон, что обычно объясняют тем, что такие зоны соответствуют слэбам, т.е. субдуцирующим частям литосферной плиты, обладающим некоторой отрицательной плавучестью. При такой ситуации слэб должен испытывать реальное растяжение и, соответственно, удлинение. Однако изложенная схема не объясняет тех случаев, когда сжатие P оказывается ориентированным по простиранию сейсмофокальной зоны. На материале Эгейского региона было показано, что такая картина может быть объяснена только на основе предположения об активном увеличении объема пород подвижного пояса [1].

6. Обстановка одноосного удлинения (одноосного «растяжения») выявляется при изучении ориентировки «малых» структурных форм – трещин, небольших разрывов, других зон концентрации деформаций, прямо наблюдаемых в обнажениях горных пород (Расцветаев, 1982). При этом среди прочих имеет место набор разноориентированных структур скалывания, скольжения, плоскости которых образуют «конусы растяжения» вокруг оси удлинения T . Поверхности «конусов» являются касательными к плоскостям скалывания, возникших в обстановке такого STD. Индивидуальные оси укорочения (сжатия) p рассеяны в плоскости (или в «слое»), нормальной к оси T . Сходство в расположении осей удлинения и укорочения, т.е. сходство STD, выявленных при изучении землетрясений на Гармском полигоне и в сейсмофокальных зонах Альпийско-Индонезийского подвижного пояса, с одной стороны, и «малых» структурных форм, с другой, позволяет предположить, что и механизмы образования тех и других сходны.

7. Определенные аналогии можно усмотреть в некоторых данных, посвященных микроскопическому изучению тектонитов – горных пород, обладающих преимущественной ориентировкой минералов, возникшей при наложенных пластических деформациях этих пород. При изучении ориентировки минеральных зерен горных пород используются ориентировки

кристаллографических и кристаллооптических характеристик зерен минералов. Результаты такого изучения изображаются на стереограммах разного типа. Выделяются три типа тектонитов – *S*-, *B*- и *R*-тектониты. Стереогаммы *R*-тектонитов характеризуются поясовым расположением точек выходов таких осей. Такая картина указывает на то, что многочисленные плоскости внутризернового скалывания, скольжения окружают ось *R*. Макроскопически эта ось соответствует направлению линейности в соответствующих породах. Направление линейности в породе отвечает оси удлинения. При этом “... линейность располагается перпендикулярно направлению ...давления ...” [Елисеев, 1967, с. 86]. Представляется, что предпочтительно связать образование полосовых *R*-тектонитов с активным увеличением объема деформированных пород, с обстановкой распора. Такая обстановка автоматически подразумевает получение полосовых стереограмм.

8. Таким образом, выявляется, что, при огромных различиях в масштабах изученных явлений, имеет место сходство в СТД, в расположении осей укорочения и удлинения в рассмотренных частях Таджикской депрессии, Индонезии, эгейского региона, «малых» структурных форм и микроскопической структуры тектонитов. Такое сходство позволяет предполагать, что сходными были и механизмы формирования соответствующих тектонических дислокаций, связанные, по нашему мнению, с активным увеличением объема горных пород.

Литература

1. Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А. Напряженно-деформированное состояние литосферы эгейского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2001. № 12. С. 52-63.

Тектонофизика и смежные науки: сейсмология

С.И. Шерман

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

Введение физического, а впоследствии и математического моделирования в тектонику не только обогатило возможности тектонических обобщений, сократив при этом количество умозрительных построений, но и вызвало необходимость констатации численных характеристик геологических структур, главным образом, разломов, контролирующих локализацию определяющих нашу социальную среду объектов: серии рудных месторождений, групп активных вулканов, термальных и минеральных источников, гипоцентров землетрясений и многих других. Оперирование в тектонике численными характеристиками позволило на более высоком уровне коррелировать ее выводы со смежными науками и, прежде всего, сейсмологией. Структурно-тектонические исследования В.В. Белоусова и М.В. Гзовского с группой молодых сотрудников ИФЗ РАН заложили основу науки тектонофизики. Ее первые значимые выводы связаны с оперированием математическими параметрами разрывов и сейсмичности. Взаимное обогащение этих отраслей знаний продолжается многие десятилетия, чему способствовали десятки исследователей. Среди них выделяются работы П.М. Бондаренко, С.А. Борнякова, О.Б. Гинтова, М.А. Гончарова, В.Г. Гутермана, О.И. Гущенко, И.П. Добровольского, Г.Г. Кочаряна, П.Н. Кропоткина, К.И. Кузнецовой, Ю.Г. Леонова, А.А. Лука, А.В. Лукьянова, В.А. Мансурова, А.В. Михайло-вой, Ш.А. Мухамедиева, Д.Н. Осокиной, А.В. Пономарева, Ю.Л. Ребецкого, Г.И. Рейснера, Е.А. Рогожина, В.В. Ружича, М.А. Садовского, К.Ж. Семинского, Л.А. Сим, Г.А. Соболева, С.С. Стоянова, В.Г. Трифонова, А.И. Шеменды, С.Л. Юнги, Ф.Л. Яковлева и мн. др. Развитию исследований способствовали работы большой группы зарубежных ученых, среди которых следует выделить Ма-Цзинь, J. Angelier, W.F. Brace, J. Brune, J.D. Byerlee, S. Cloethingh, K.J. Coppersmith, K. Mogi, A.A. Nowroozi, D.B. Slemmons, D.L. Turcot-te, A.V. Vakov, D.G. Wells, M. L. Zoback, и очень многих других. Результаты их изысканий являются основой многих современных достижений на стыке наук тектонофизики и сейсмологии.

Тектонофизические и сейсмологические исследования пересекаются по многим аспектам. Сейсмология как крупный раздел современной геодинамики владеет многотысячными цифровыми базами данных о пространственно-временной локализации сейсмических событий, целенаправленно проведенными результатами физического и математического моделирования, теоретическое обобщение которых позволило установить многие законы сейсмического процесса и разработать модели зарождения очагов землетрясений. При этом практически все обсуждаемые сегодня модели опираются на

представления о том, что очаг землетрясения – суть подвижка по разрыву или его зарождение, а сейсмический процесс – суть деформация и квазитечение огромного объема горных масс, характеризующихся разломно-блоковой структурой.

Тектонофизика оперирует количественными параметрами тектонических структур, результатами физического и математического моделирования их развития, разрабатывает модели их организации и активизации. Тектонофизика изучает физические механизмы развития разрывов, лежащие в основе их многофакторной контролирующей функции локализации событий, процессов или структур. Общность в организации цифровых баз данных и конечных целей – исследование закономерностей геологических процессов и их прогноз – тесно связывают тектонофизические и сейсмологические разработки. В их основе лежат и более глубокие генетические причины, на некоторых из которых следует остановиться подробнее.

Разломообразование и сейсмичность – генетически взаимосвязанные процессы, отражающие закономерности деструкции литосферы. Первый описывается уравнением $\lg N = A - (1/b) \lg L$ (1), второй $\lg N' = a - \gamma \lg E$ (2), при этом $L \approx E$, где: N – количество разрывов на площади; N' – количество землетрясений; L – длина разрывов; E – энергия землетрясений; A , a , b , γ – коэффициенты пропорциональности. Идентичность уравнений и графиков, у которых системы координат отражают генетически близкие величины, свидетельствуют об общности и физическом единстве процессов. Сейсмический процесс хорошо согласуется с блоковой делимостью земной коры, которую можно рассматривать как предел ее деструкции. Процессы разломообразования и сейсмичности фрактальны, и это их обоюдное качество отражает общие свойства многих геодинамических процессов – их автомодельность. Они свидетельствуют о единой физической сути корпоративного процесса деструкции литосферы, определяющего формирование ее разломно-блоковой структуры и сейсмичности.

Поля напряжений хрупкой части литосферы – тот вид исследований, который активно изучается независимыми методами сейсмологией и тектонофизикой. Полученные разными методами результаты были комплексированы в конце прошлого века М.Л. Зобак, составившей карту напряженного состояния литосферы Земли в векторной форме, и в начале текущего столетия С.И. Шерманом и О.В. Луниной, по геолого-структурным и сейсмологическим данным составившими карту напряжений хрупкой части литосферы Земли. На ней впервые выделены площади превалирующих в литосфере шести типов напряжений, намечены закономерности их расположения по отношению к координатной сетке земного шара.

Успешно продолжают работы по развитию и совершенствованию методов реконструкции полей напряжений. В последнее десятилетие подобные исследования направлены на решение более конкретных задач – анализ закономерностей распределения напряжений в земной коре сейсмоактивных

областей на основе совершенствования методов реконструкции полей напряжений и изучения напряженно-деформированного состояния и механических свойств природных массивов трещиноватых горных пород и условий локализаций в них сильных землетрясений. Работы Ю.Л. Ребецкого и его соавторов – внесли новые оригинальные результаты в этом направлении.

Экспериментальные исследования, главным образом, физическое моделирование – проводится в областях и тектонофизики, и сейсмологии. Научная ценность выполненных ими исследований выходит за рамки каждой из наук. Значимые эксперименты по развитию структур разрушения проведены К.И. Кузнецовой, Г.А. Соболевым, А.В. Пономаревым, Д.Н. Осокиной, А.В. Михайловой, С.А. Борняковым и другими. Физические эксперименты и обобщения К.И. Кузнецовой позволили выявить общие закономерности разрушения упруго-вязких тел и их результативные приложения к сейсмологии. Сегодня особенно актуальны ее работы об отражении в графиках повторяемости землетрясений динамического состояния горных масс, о сейсмичности как результате деформирования горных масс в переменном поле напряжений. Физические эксперименты Г.А. Соболева по образованию иерархической блоковой структуры при деформировании высокопластичных материалов способствовали познанию соотношений между среднегеометрическими размерами иерархии блоков. Исследование сигналов акустической эмиссии при деформировании образцов и образовании трещин показало, что количественное распределение акустических импульсов по энергии полностью соответствует графикам повторяемости землетрясений. Эксперименты на больших по объему образцах горных пород подтвердили общее подобие процессов разрушения вне зависимости от исходных размеров структур. Экспериментальное подобие в разрушении образцов и излучения упругой энергии природной картине деструкции хрупкой литосферы и сопровождающему ее сейсмическому процессу свидетельствует о том, что можно шире и более смело привлекать экспериментальную тектонику для выяснения закономерностей сейсмического процесса. Немаловажные для обсуждаемых наук результаты получены при моделировании областей динамического влияния разломов. Они позволили конкретизировать привязку эпицентров землетрясений к разрывам и направить комплекс тектонофизических исследований на выяснение закономерностей организации сейсмического процесса в областях динамического влияния активных разломов. На основе мониторинга сейсмических событий в областях динамического влияния разломов разработаны алгоритмы и программы для относительной количественной оценки активизации разломов в реальном времени.

Вариации активизации разломов в реальном времени, их вероятная причина – направление тектонофизических и сейсмологических исследований для

дальнейшего совершенствования моделей сейсмического процесса. Существующие геолого-геофизические методы не позволяют оценивать вариации активности разломов в интервалах реального (месяцы, годы, первые десятилетия) времени. На базе геоинформационных технологий по разработанной методике оценки количественного индекса сейсмической активности начато изучение пространственно-временных закономерностей современной активизации разломов, ее вероятных источников и механизмов реализации. Показано, что активизация разломов и ее относительно высокая частота в масштабах реального времени вызываются медленными деформационными волнами возбуждения, генераторами которых могут быть межплитные и межблоковые подвижки в хрупкой литосфере. По скорости прохождения деформационных волн возбуждения активные разломы могут классифицироваться на группы, разнящиеся по геолого-геофизическим параметрам. Они позволяют оценивать направление фронтов деформационных волн возбуждения и выделять области преимущественной активизации разломов в интервалах реального (с геологической точки зрения мгновенного) времени.

Разработка комплексной тектонофизической модели сейсмического процесса затруднена отсутствием детально изученного переходного звена между современной активизацией разломов и сейсмичностью. Не взирая на основополагающие модели очагов землетрясений, отталкивающиеся от концепции «очаг – трещина», при переходе на анализ сейсмического процесса исследователи, в основном, продолжают опираться на статистический анализ пространственно-временной локализации очагов землетрясений. При этом опускаются из внимания кинематические, синергетические и другие процессы в зонах активных разломов, контролирующих сейсмические события.

Сейсмический процесс – суть комплекс сейсмических событий, генерируемых селективной активизацией разломов в сейсмической зоне в интервалах реального времени. Геологические методы не позволяют исследовать процесс активизации разломов с требуемой детальностью во времени. Можно использовать пространственно-временные закономерности локализации землетрясений в областях динамического влияния разломов для решения «обратной» задачи – выделения тех разломов, в областях динамического влияния которых в заданный короткий интервал времени фиксируются сейсмические события. При этом будет исследована взаимосвязь локализации большинства эпицентров с конкретными разломами, тенденцию сейсмической активизации которых можно в новой форме исследовать в пространстве и времени. Тектонофизическая модель сейсмического процесса должна основываться на следующей последовательности причинно-следственных связей между структурами, процессами и событиями: исходная разломно-блоковая структура – селективная активизация разломов – сейсмические события в областях динамического влияния разломов – «интегрированная» сейсмичность сейсмической области. Построение комплексной тектонофизической модели сейсмического процесса – одна из областей предстоящих углублен-

ных исследований тектонофизики и сейсмологии. Ее решение откроет прямую дорогу к познанию закономерностей пространственно-временной локализации землетрясений и их прогнозу. Изучение закономерностей деструкции литосферы, образования разломно-блоковой структуры и синхронно протекающей сейсмичности, разработка теоретических моделей этого сложного комплексного процесса — одна из общих ближайших задач тектонофизики и сейсмологии.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 07-05-00251) и программы 16 проекта 3 Президиума РАН «Динамика деформационных процессов в сейсмоактивных регионах Центральной Азии и в очаговых зонах сильных землетрясений».

Стратегия комплексного изучения строения и динамики сред с различными тектоническими режимами

Ю.К. Щукин

Институт динамики геосфер РАН, schuk@idg.chph.ras.ru

Заметная активизация сейсмической активности земных недр, ряд сильных (на Сахалине – Нефтегорское землетрясение) и заметных сильных толчков (Приамурье – г. Комсомольск-на-Амуре; Кузнецкий Алтай – вблизи г. Новокузнецка; Северный Кавказ, вновь о.Сахалин – п. Ноглики и др., наконец, Калининградское, 2004 года), тяжёлые последствия для населения и хозяйства страны предопределяют необходимость разработки и реализации действенных мер по повышению эффективности и ускорению решения задач прогноза сильных землетрясений.

Можно условно выделить три взаимосвязанных задачи: 1 – прогноз места, 2 – прогноз времени, 3 – прогноз последствий землетрясений. Решение их должно проходить взаимозависимо, параллельно, с соблюдением принципа – от общего к частному, и распадается на две крупные стадии: а) районирование и б) мониторинг (пред – и постмониторинг).

На решение первой задачи и прогноз возможных очагов землетрясений нацелены, в первую очередь, комплексные глубинные геолого-геофизические исследования в сейсмичных регионах. Используемый при их реализации комплекс современных методов позволяет изучать не только структурные особенности, но и петрофизические характеристики блоков земной коры, прогнозировать их состав, физические свойства. Эти работы на решение фундаментальных вопросов геодинамики, регионального прогноза скрытых геологических и минерагенических (нефть, газ, твердые полезные ископаемые) объектов на глубине.

Вместе с тем, полученные материалы региональных работ могут быть использованы для прогноза сейсмической опасности крупных территорий, включая не только традиционно сейсмически активные регионы, но и обширные платформенные области со слабой и умеренной сейсмичностью.

На основе изучения связи особенностей строения земной коры и верхней мантии с процессами региональной сейсмичности получен ряд важных выводов и положений, имеющих прямое отношение к практическому решению задач прогнозирования места землетрясения.

Основные из них следующие:

Определены общие для различных сейсмичных областей информативные параметры, по которым эти области отличаются от асейсмичных регионов, и выявлены также количественные параметры, по которым можно различать сейсмоопасные регионы друг от друга.

Установлено, что особенность строения земной коры очаговых зон недавних (менее 40–50 лет) землетрясений заключается в наличии в ней сильных волноводов.

Отмечена зависимость условий возникновения землетрясений от степени консолидированности и расслоенности среды, характеристик её вещественного состава, дискретности и линейности их проявления;

Полученные сведения о связи землетрясений с геологическими неоднородностями и аномалиями физических свойств среды использованы при количественной оценке долговременной сейсмической опасности по комплексу геолого-геофизических данных. Для разных регионов впервые получены вероятностные оценки места возникновения очагов землетрясений различного генетического типа;

Обнаружена чрезвычайно выраженная индивидуальность проявления землетрясений в геофизических полях для пространственно удаленных друг от друга очагов землетрясений, в том числе для очагов в пределах одного региона, индивидуальность, усугубляемая дальностью действия (от многих сотен до тысяч километров) косвенных прогностических признаков землетрясений. Последнее обстоятельство вносит наибольшие трудности при оценке и разделении косвенных прогностических признаков местных и удаленных землетрясений. В будущих исследованиях необходимо сместить акцент с изучения вариации полей на изучение изменчивости физических параметров (состояния) среды в относительно локальной её области – очага землетрясения, т.е. приблизиться к исследованию первопричины явления.

Анализ имеющихся результатов позволяет наметить общее направление и конкретные пути повышения эффективности геофизических работ в сейсмоопасных зонах и в регионах с умеренной и слабой сейсмичностью.

Главным здесь является последовательная реализация целостной концепции (системы) комплексных глубинных геофизических исследований. В результате можно ожидать решения задач локализации в пространстве очагов сильных землетрясений и, в сочетании с другими видами гидрогеологических и других исследований, создания информационного обеспечения для прогноза времени их активизации.

Для достижения указанной цели необходимо:

- проведение сравнительного анализа глубинного строения и развития сейсмоактивных и асейсмичных регионов;
- получение количественной оценки напряженного состояния среды в сейсмоактивных регионах и в очаговых зонах сильных землетрясений;
- изучение глубинной природы сейсмичности и выявление статистических и генетических связей очагов землетрясений с неоднородностями среды;
- создание комплексных объемных геолого-геофизических моделей очагов крупнейших землетрясений;

– крупномасштабная (региональная) количественная оценка сейсмической опасности и сейсмического риска в районах расположения крупных промышленных и социальных объектов.

Для решения указанных задач исследования должны быть организованы по принципу «от общего к частному» т.е. проводиться поэтапно: от мелко-масштабных к средне- и далее крупномасштабным. Однако для особо важных и наиболее опасных объектов необходимо (с учетом фактора времени) одновременное выполнение работ разных этапов.

Первым этапом (масштаб 1: 2 500 000 – 1: 1 000 000) предусматривается доизучение строения земной коры сейсмоопасных зон в региональном плане для установления общих сейсмогеологических характеристик отдельных районов и уточнение границ сейсмоопасных площадей, подлежащих детальному изучению. При этом:

по геофизическим данным должны быть выделены неоднородности земной коры и установлены их связи с геологическим строением региона;

выявлена сеть разломов и контактов в земной коре и верхней мантии;

определена мощность земной коры и рельеф её основных разделов.

По материалам региональных работ должны быть построены разрезы, карты, схемы: строения консолидированного фундамента и блоков земной коры; глубинных разломов с классификацией по степени активности; рельефа поверхности Мохоровичича и опорных горизонтов коры; региональных аномалий физических полей – гравитационного, магнитного, электрического, а также глубинные разрезы, характеризующие структуру, физические свойства земной коры и иллюстрирующие положение в среде неоднородностей и очагов землетрясений.

Конечным результатом этих исследований должна стать глубинная геологическая основа для карт сейсмического районирования разной детальности на геолого-геофизической основе.

Некоторые особенности континентальной сейсмичности

Ф.Н. Юдахин

Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, г. Архангельск, arhsc@mail.ru

Как известно, континенты составляют по площади существенную часть литосферных плит, за исключением Тихоокеанской, которая является целиком океанической. В свою очередь большую часть континентов занимают древние платформы – кратоны, фундамент которых образует континентальная кора докембрийского, в основном, раннедокембрийского возраста, состоящая из гнейсов, кристаллических сланцев амфиболитовой и гранулитовой фаций и гранитов.

Помимо древних платформ в строении континентов участвуют фанерозойские (или позднепротрозойско-фанерозойские) покровно-складчатые пояса – орогены, выраженные в рельефе горными сооружениями, в противоположность равнинному, в основном, рельефу кратонов. Мощность коры в пределах древних платформ составляет 30–40 км, увеличиваясь до 50–70 км в пределах орогенов [6].

Области высокой континентальной сейсмичности как на платформах, так и в орогенах связаны с неоднородностями в верхней мантии, точнее с областями, где ее скоростные характеристики уменьшены, а значения теплового потока повышены. В то же время на таких территориях отмечается увеличение мощности земной коры.

Несмотря на то, что кратоны и орогены представляют собой различные по определению структуры континентов, в них наблюдается много общих геолого-геофизических особенностей. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что очаги землетрясений и в орогенах, и на платформах располагаются в пределах земной коры, т.е. являются коровыми. Их преобладающие глубины составляют 8–17 км за исключением глубокофокусных землетрясений таких, например, как в Гиндукуше и Вранче, являющихся «запечатанными» зонами субдукции после закрытия океанов.

На тех же глубинах, что и коровые землетрясения, отмечаются т.н. волноводы – субгоризонтальные зоны трещиноватых пород, насыщенных минерализованными растворами, которые отмечаются пониженными (на 0.1–0.4 км/с) скоростями прохождения упругих волн и пониженными (в десятки и сотни раз по сравнению с выше – и нижезалегающими породами) электрическими сопротивлениями.

Волноводы в земной коре, как правило, разделяют верхнюю хрупко-жесткую часть земной коры и нижнюю – псевдопластичную. Первая проскальзывает по второй под действием горизонтального сжатия. В Фенноскандии оно идет со стороны Северо-Атлантической зоны спрединга, в Тянь-Шане – со стороны коллизионной зоны Гималаев, образованной в ре-

результате столкновения Индо-Австралийской плиты с Евроазиатской. Волноводы при проскальзывании играют роль смазки. Совпадение глубин залегания волноводов и очагов землетрясений позволяет сделать предположение, что последние связаны с горизонтальным перемещением верхней части коры.

Полученные нами ранее результаты [2, 7, 8], согласующиеся с данными других исследователей [1, 3, 4, 5], показывают, что в земной коре присутствуют деформационные волны, распространяющиеся в горизонтальном направлении со скоростями 60–150 км/год. Проходя по какой-либо территории, деформационная волна меняет физическое состояние среды, поочередно вызывая ее растрескивание и консолидацию, т.е. расширение и сжатие. Наряду с возможным провоцированием подземных толчков деформационные волны сами по себе представляют большую опасность для объектов высокого экологического риска.

Источником напряжений, порождающих деформационные волны, служат вышеупомянутые зоны спрединга и коллизии. Деформационные волны характеризуются различными периодами – от нескольких месяцев до десятков лет. Одна из наиболее выраженных волн распространяется от зоны спрединга в сторону Восточно-Европейской платформы со скоростью 60 км/год, другая от коллизионной зоны Гималаев в сторону Тянь-Шаня – 130 км/год.

При сравнении СВАН-диаграмм, рассчитанных по временным распределениям максимальной выделенной энергии $M_{\max}$ за один и тот же период 1978-1992 гг. в регионах Фенноскандия и Тянь-Шань, наряду с различиями, наблюдается определенная корреляция ритмов для обоих регионов. Характерны четко выраженные, довольно продолжительные по времени проявления 3-5-летние и годовой ритмы, что позволяет предположить, что они связаны с влиянием одного и того же фактора глобального характера. По-видимому, на геодинамику напряженно-деформированной среды оказывают влияние космические причины – приливные воздействия на Землю Луны и Солнца, солнечный ветер, изменения скорости вращения Земли и др.

Литература

1. Александров С.И., Гамбурцев А. Г. О ритмической миграции очагов землетрясений вдоль Левантского разлома // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Научный мир. 1998. С. 136-139.
2. Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н. Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Доклады ДАН. 1993. Т. 329, № 5. С. 565-570.
3. Галаганов О.Н., Журавлев В.И., Лукк А.А. Волновые возмущения геофизических полей, наблюдаемые на Гармском полигоне в Таджикистане // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 55-75.
4. Касьянова Н.А. Волновая миграция сейсмической активности в пределах Кавказа и Предкавказья // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Научный мир. 1998. С. 245-247

5. Лукк А.А., Юнга С.Л. Волновые возмущения сеймотектонических деформаций и напряжений, регистрируемых по механизмам очагов землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 21-39.
6. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
7. Юдахин Ф.Н., Французова В.И. Особенности проявления геодинамических процессов и внутриплитной сейсмичности на Северо-Западе Восточно-Европейской платформы // Матер. межд. конф. «Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов». Воронеж: ВГУ. 2001. С. 223-225.
8. Yudakhin F.N., Bazavluk T.A. Oscillatory processes in the Earth lithosphere // XXII General Assembly of European Geophysical Society. Annales Geophysicae. Pt 1. Society Symp. Solid Earth Geophysics and Natural Hazards. Suppl. 1. V. 15. Vienna. 1997.

Методы выявления механизмов формирования и оценки величины конечной деформации для структур линейной складчатости разного ранга: примеры решения геотектонических задач

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли РАН, г. Москва, yak@ifz.ru

Для решения задачи определения типа и величины деформации складчатой структуры любого ранга необходимо использовать кинематические модели образования именно этих структур. Такие кинематические модели в определенном смысле являются очередным шагом в развитии представления о механизме формирования структур линейной складчатости. Широко использовавшиеся ранее в тектонике «описательные» механизмы чаще всего являлись умозрительными и не могли быть представлены в виде связей каких-либо геометрических параметров структуры с «величиной развития» этих механизмов. Во всяком случае, в качестве доказательства ведущей роли или единственности действия какого-либо механизма приводились (в «качественном» виде) многие аргументы, связанные в определенную геодинамическую концепцию, но никогда не давалось комплексного сравнения геометрических параметров модельной и природной структуры.

В качестве основы для создания системы кинематических моделей, охватывающих основные ранги структур линейной складчатости (от внутрислойных включений до всего складчато-надвигового пояса), была предложена система семи иерархических уровней [1]. Эти уровни отличаются друг от друга объемом слоистости, охватываемой определенными механизмами (наборами механизмов), которые и формируют типичные для этого уровня структуры. Важно также, что границы выделяемых объектов совпадают с теми границами, в рамках которых действуют наборы механизмов [5]. Совокупность методов исследований, основанных на таких кинематических моделях называется многограновым деформационным анализом структур линейной складчатости.

Исследования структур разного ранга имеют неодинаковое значение для решения наиболее важных геотектонических задач – механизмы формирования структур небольших менее интересны, чем механизмы формирования структур крупных. Наименьшими с этой точки зрения являются структуры 2-го и 3-го уровня – складки и домены (совокупности складок). Первые два примера показывают решения задач для локальных структур. 1) Модель формирования складок пачек слоев (совместное действие изгиба и сплющивания на компетентный слой) позволила построить номограмму для определения величины укорочения складок в направлении перпендикуляра к осевой плоскости. Были измерены наклоны осевых плоскостей и величина

укорочения в 39 складках в подошве Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ). Полученный тренд параметров сравнивался с трендами двух численных моделей – горизонтального простого сдвига и латерального укорочения. Совпадение природного тренда с первой моделью в комбинации с рядом геологических фактов показало высокую степень вероятности формирования этого покрова в результате гравитационного оползания, а не бокового давления [7]. 2) Были проанализированы замеры геометрии доменов в структуре Северо-Западного Кавказа (наклон осевой плоскости, наклон зеркала складок, величина сокращения складок) [6]. Для этого были использованы 11 структурных пересечений (Т. Гиоргобиани и Е. Рогожина). Часть замеров показала тренд возрастания величины укорочения складок при увеличении разности углов падений осевой плоскости и зеркала складок. Эти домены обычно располагались рядом с крупными разломами. Сравнивая природные данные с численной моделью сдвига по наклонной плоскости и общего сплющивания, было показано, что лучше всего структура описывается как имеющая первоначальный наклон 45° и приращения механизмов 6° сдвига и 1% сплющивания. Механизм простого сдвига по субгоризонтальным плоскостям не зафиксирован. Были найдены закономерности расположения этих локальных структур пластического сдвига в региональной структуре.

Геометрия доменов используется для процедур восстановления доскладчатого состояния структур линейной складчатости. Фактически этот способ является методом построения сбалансированных разрезов для структур внутренних частей складчатых сооружений. Дополняя получаемые доскладчатые разрезы соображением о полных исходных мощностях осадочного чехла, и имея величины укорочения отдельных частей структуры, можно реконструировать основные черты современной структуры в пределах всего чехла до глубин 20–30 км. Разумеется, результаты таких построений позволяют проверить реальность многих выдвигаемых геодинамических моделей формирования складчатых сооружений.

Этим методом была восстановлена структура двух районов Большого Кавказа для уровней 4 и 5 (структурные ячейки и тектонические зоны). 3) Те же структурные пересечения для Северо-Западного Кавказа были использованы для построения квазитрехмерной трехстадийной модели развития его альпийского чехла [4]. Пересечения были разбиты на 244 домена и 42 структурных ячейки. Для каждой ячейки была определена величина укорочения, исходная мощность осадочного чехла (по литературным данным) и «глубина» позиции выходящих в обнажения пород в новой (постскладчатой) мощности колонны осадков. Для основных стратиграфических реперов (подошвы юры, мела и палеогена) на основании этих 42 точек был построен рельеф для трех стадий: доскладчатой постседиментационной, постскладчатой доороженной, постороженной современной. Было показано, что полученный современный рельеф подошвы чехла имеет в среднем глубину -

13 км (от -2 до -32 км) и в целом совпадает с последними геофизическими данными и противоречит стандартной схеме пододвигания Черноморской плиты под Кавказ (средняя глубина 5–7 км). **4)** На основании этой же работы были определены амплитуды постскладчатого горообразующего поднятия (объемы размытых осадков). Средняя амплитуда поднятия составила 10 км (от 0.5 до 23 км), что превышает общепринятые величины на 0.5–1 порядок. Была выявлена общая положительная корреляция амплитуды поднятия с накопленной мощностью чехла и величиной укорочения. Значительное отставание по времени поднятия от складчатого укорочения структуры показывает связь горообразования с петрологическими преобразованиями пород коры и мантии. **5)** Была восстановлена структура Чиаурской зоны Большого Кавказа, а в сравнении со строением Закавказского массива была выявлена структура перехода форланд / хинтерланд [3]. Было определено, что для возникновения имеющегося сочетания структур необходимо иметь на этой границе сброс с амплитудой около 5–7 км и в процессе складкообразования и укорочения амплитуда сброса должна увеличиться до 12–15 км. Верхняя часть колонны осадков чехла может локально надвигаться на межгорный массив, но регионально структура представляет собой сброс. Соответственно, схема пододвигания массива под Большой Кавказ отвергается.

Для более крупных структур (уровень 6 – мегантиклинорий) прямых данных о деформациях складчатых структур недостаточно для прямого решения задач геотектоники, но в качестве гипотезы можно выдвинуть некоторые предположения о движущих силах. **6)** Анализ совокупности относительно достоверной геометрии осадочного чехла и истории развития Большого Кавказа показал [2], что крутое положение основных разломов и найденные амплитуды укорочения всей структуры указывают на положение бывшей границы Мохо (40 км глубины на начало юры) примерно на глубине 90–110 км. Соответственно, необходимые преобразования пород коровых в мантийные могут быть основной причиной сначала конседиментационного погружения, затем «обрушения» с укорочением и складчатостью, с последовавшим горообразованием на современном этапе. Тем самым предлагается считать, что коллизионная структура Кавказа имеет внутренний источник тектонической активности.

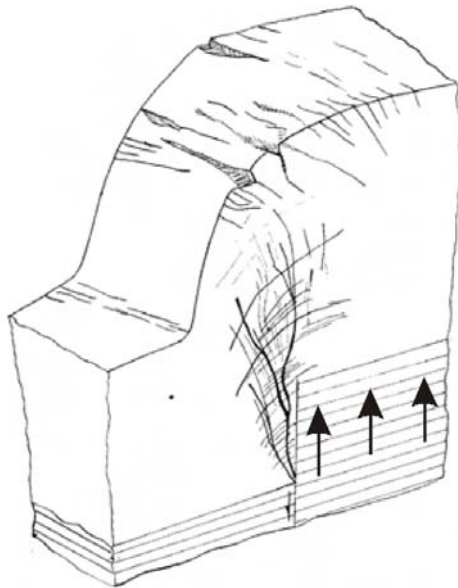
Литература

1. Ребецкий, Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л. Тектонофизика. В кн.: Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика”. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2004. С. 121-134.
2. Яковлев Ф.Л. Большой Кавказ – коллизионная структура с внутренней активностью (автореф. докл. 13.04.2004) // Бюлл. МОИПа, отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 1. С. 89-90.
3. Яковлев Ф.Л. О построении рельефа поверхности раздела чехол-фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур // Материалы XXXIX тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2006. Т. 2. С. 411-415.

4. Яковлев Ф.Л. Исследование постскладчатого горообразования – первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа // Материалы ХLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 510-515.
5. Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости // ДАН РАН. 2008. Т. 422, № 3 С. 1-6.
6. Yakovlev F. Inclined zones of ductile simple shear in folded structures of the North-West Caucasus - comparison of natural data and model. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-06236, Geophysical Research Abstracts. V. 7. 06236. 2005.
7. Yakovlev, F.; Sim, L.; Marinin, A. Tectonic paleostress fields and deformation state of nappe: comparison of theoretical models with natural data for elucidation of the formation mechanisms, example of Vorontsovsky overthrust (North-West Caucasus). Geophysical Research Abstracts. V. 7. 07085. 2005

Раздел II

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР И ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ МАССИВОВ В РЕШЕНИИ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ



Результаты тектонофизического моделирования зон горизонтального сдвига и использование их при поисках углеводородов

А.Н. Бокун

Карпатское отделение Института геофизики НАН Украины, г. Львов, Украина, nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua

Сдвиги, от мелких трещин до гигантских разрывных зон, составляют более 80% всех типов тектонических нарушений, встречающихся в земной коре. Большой практический интерес представляют собой крупные зоны горизонтального сдвига, поскольку они, будучи благоприятными для миграции и аккумуляции флюидов углеводородов и других видов минерального сырья, служат перспективными районами для поисков месторождений полезных ископаемых. В то же время эти зоны часто являются и зонами повышенной сейсмической опасности [1].

По сейсмическим исследованиям и в концепциях глобальной тектоники плит зоны горизонтального сдвига рассматриваются, как результат горизонтальных подвижек по протяженным крутопадающим разломам глубокого заложения [1]. В этом экспериментальном исследовании нас интересовал результат проявления этих движений в верхней части земной коры (в осадочном чехле и на его поверхности). Отсюда исходная модель, она представляла собой два активных жестких блока, перекрытых пластично-вязким материалом, имитирующим осадочный чехол. Стояла задача проследить на моделях зарождение и развитие систем трещин разного ранга и генезиса, взаимоотношение их между собой и складчатыми формами, установить пространственно-временные закономерности, в итоге расшифровать структурную организацию зоны горизонтального сдвига. Именно эти вопросы структурной геологии интересуют геологов, занимающихся поисками и разработкой месторождений полезных ископаемых. Ответ на некоторые вопросы структурной организации сдвиговой зоны получают в результате проведения геолого-геофизических работ, однако эти работы дорогостоящие, ими не охватить сразу большие территории; другую часть вопросов решить трудно или невозможно. В этом плане тектонофизическое моделирование, как метод изучения механизмов структурообразования, – недорогостоящий и достаточно результативный.

Моделирование проводилось в постановке общей задачи тектонофизики М.В. Гзовского [2], предусматривающей оценку роли разных факторов в деформационном процессе. В такой постановке не столь важно было выдержать подобие всех параметров условий подобию, сколько применить модельные материалы с реологией, сопоставимой или близкой к реологии горных пород. В моделях использовались: глины различной влажности (это

сама горная порода); пасты из песка и глицерина, тонкозернистой фракции карборунда и вазелинового масла, имеющие различные степени хрупкого разрушения и пластического течения. Изучалось влияние мощности и прочности слоя, скорости горизонтального смещения жесткого основания. Блоки перемещались с помощью пуансонов установки [3] в горизонтальном направлении с постоянной скоростью 1, 5, 20 мм/мин.

На применяемых материалах воспроизведены зоны горизонтального сдвига, существенно отличающиеся по внутренней структурной организации, однако они имеют и общие черты строения. Обобщение полученных результатов моделирования позволило составить следующую общую схему структурных преобразований в процессе формирования зоны горизонтального сдвига.

I-я стадия. В однородном поле напряжений, возникшем от начального сдвига в жестком основании, формируется флексурный изгиб и появляется система параллельных трещин, ориентированных перпендикулярно простиранию основного сдвига. Эти мелкие сдвиги имеют прямолинейную или S-образную форму (трещины R1 по Стоянову [4]). В процессе дальнейшего горизонтального смещения эта система трещин поворачивается и принимает кулисообразное расположение. По-видимому, это поверхностные сколы, так как они возникают не при любой толщине слоя.

II-я стадия характеризуется разделением однородного поля напряжений на чередующиеся локальные поля сжатия и растяжения. На участках концентрации сжимающих усилий образуются флексурные изгибы, горстообразные поднятия и складки, осложненные дугообразными разрывами и мелкими трещинами.

III-я стадия оценивается, как стадия наибольших структурных преобразований. Происходит завершение процесса формирования основной магистральной трещины (разлома) путем объединения разных систем трещин, сформированных на более ранних стадиях и вновь возникших. На участках растяжения продолжается рост трещин отрыва; в местах концентрации сжимающих усилий формируются флексуры, складки, горсты, грабены, кольцевые структуры, происходят развороты, кручения, погружения и поднятия жестких блоков. Нами наблюдались разные способы сочленения разных систем трещин в единую сквозную магистральную трещину. В зависимости от способа сочленения этих трещин в единую изменяется ее форма на поверхности – прямолинейная, изогнутая, извилистая, волнистая. Следует ожидать, что в натурных сдвиговых зонах на этой стадии развития происходят: внедрение магмы, изменение реологических свойств горных пород, петрологические и минеральные преобразования.

IV-я стадия характеризуется сокращением структурных преобразований в сдвиговой зоне. Основные перемещения происходят в плоскости магистральной трещины и различные дислокации возникают в узкой зоне вдоль ее простирания. Если магистральная трещина (сдвиг) имеет в плане прямолинейную форму, то при смещении ее крыльев создается сильное

одностороннее давление (стресс), обуславливающее пластическое течение материала. В случае извилистой формы сдвига происходит и вязкое разрушение его берегов (отрыв блоков).

Моделирование показало, что зоны горизонтального сдвига – это чрезвычайно сложные геологические структуры, в пределах которых разрывы и складки различного ранга и генезиса размещены не хаотично, а имеют упорядоченное (закономерное) распространение в пространстве и развитие во времени. Выявленные закономерности позволяют судить о местоположении и относительном возрасте разрывов на природных объектах. И если в природе установлена связь углеводородов, других видов минерального сырья с определенным типом разрывов в пределах сдвиговой зоны, то следует искать аналогичные разрывы на удалении определенного шага этой системы разрывов.

Знание закономерностей пространственного размещения разрывов и складчатых форм имеет прямое отношение к региональному (оценка территорий для постановки поисковых работ) и локальному (выбор участков для детальных работ и заложения разведочных скважин) прогнозированию.

Важная роль тектонофизического моделирования очевидна, его целесообразно развивать в комплексе с полевыми тематическими работами, математическим моделированием и теоретическими исследованиями.

Литература

1. Ходжсон Б.Я. Движения земной коры по сейсмическим данным. // Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М.: Мир. 1966. С. 42-74.
2. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд. АН СССР. 1963. Ч. 3, 4. 544 с.
3. Бокун А.Н. Соленые структуры Солотвинской впадины. Киев: Наук. думка. 1981. 135 с.
4. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.

Внутренняя структура сдвиговых зон (по результатам физического моделирования)

С.А. Борняков

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

Проведено комплексное физическое моделирование на упруговязкопластичных моделях процессов формирования сдвиговых зон (СЗ). Полученные экспериментальные данные в совокупности с имеющимися литературными материалами позволяют выделить общие закономерности пространственно-временной эволюции их внутренней структуры.

1. При формировании СЗ в деформацию вовлекается широкая область. Её условно можно разделить на область упругих и остаточных пликативных деформаций («область динамического влияния») и область остаточных разрывных деформаций («область активного динамического влияния») (Шерман и др., 1983). В прикладном аспекте наибольший интерес представляет область активного динамического влияния (ОАДВ), в пределах которой локализованы деструктивный процесс и структурообразование. Установлено, что её ширина (М) является многофакторным параметром и зависит от толщины разрушаемого слоя (Н), его вязкости (η) и скорости деформирования (v). Приведенное ниже уравнение множественной корреляции, отражает количественный вклад каждого из перечисленных параметров в М ОАДВ:

$$M_{\text{ОАДВ}} = 1.4533 H + 0.0088 \lg \eta - 0.0090 \lg v - 0.0088 \quad (1), \text{ при } r = 0.98. \quad (1)$$

где r – коэффициент корреляции. Из уравнения видно, что ширина ОАДВ СЗ в основном определяется толщиной разрушаемого слоя Н, при малом и разнонаправленном вкладе других параметров. Чем выше вязкость разрушаемого слоя и чем выше скорость его деформирования, тем шире будет ОАДВ.

Уравнение (1) описывает максимальное значение параметра М. По мере накопления амплитуды смещения крыльев (А) СЗ область проявления активных разрывных деформаций постепенно сужается. Динамика изменения ширины этой «области активного структурообразования (ОАС)» описывается уравнением множественной корреляции:

$$M_{\text{ОАС}} = 0.9525 H - 0.0270 A - 0.0758 \lg \eta + 0.4161 \lg v + 4.4924, \text{ при } r = 0.8. \quad (2)$$

2. Внутренняя структура сдвиговых зон закономерна и представлена совокупностью систем разрывных нарушений, последовательно формирующихся в их ОАДВ по мере развития деформационного процесса: R', R, T, L, P, t, n [1 – 3]. Количественные параметры разрывов, такие плотность, средняя длина, амплитуда и другие непостоянны в пределах одной СЗ по простиранию и

меняются во времени и зависят от вязкости разрушаемого слоя, скорости деформации и особенностей динамического состояния разрывных систем.

3. Эволюция внутренней структуры СЗ представляет собой синергетический процесс последовательной смены трех стадий или трех структурных уровней деформации с характерным для каждого из них набором разномасштабных разрывных нарушений и вычленяемых ими блоков, обладающих свойствами самоподобия. Определяющая роль при смене структурных уровней принадлежит процессам самоорганизации систем разрывных нарушений.

4. Системы разрывных нарушений, охваченных самоорганизацией, представляют собой особый класс динамических структур, именуемых «разрывными диссипативными структурами (РДС)» [4, 5]. В условиях прогрессирующей деформации кооперативное поведение разрывных нарушений в РДС через механизм последовательной сегментации обеспечивает накопление в их пределах аномально высоких напряжений и их последующую разрядку. Количественными критериями выявления процессов самоорганизации и выделения РДС являются характерные вариации информационной энтропии, фрактальной размерности и других количественных структурных и динамических параметров разрывов.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 536 с.
2. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск. Наука. 2005. 293 с.
3. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.
4. Борняков С.А. Динамические критерии самоорганизации систем разрывов в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Доклады РАН. 2008. Т. 420, №6. С. 822-824.
5. Борняков С.А., Черемных А.В., Трусков В.А. Диссипативные структуры зон разломов и критерии их диагностики (по результатам физического моделирования) // Геология и геофизика. 2008. Т.49, № 2. С. 179-187.

Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах и трансформных разломах океанической литосферы

А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин

Музей земледования МГУ, г. Москва, edubin08@rambler.ru)

В пределах спрединговых хребтов имеется большое разнообразие типов морфотектонических структур, разбивающих ось спрединга на отдельные сегменты разных масштабных уровней. К ним относятся тройные соединения (ТС), трансформные разломы (ТР), крупные и небольшие перекрытия центров спрединга (ПЦС), нетрансформные смещения (НТС) оси, изгибы оси, тектонические узлы и т.д. Такое разнообразие структур обусловлено различными скоростями спрединга, особенностями процессов аккреции и глубинного строения коры, термическим и реологическим состоянием литосферы рифтовых зон, кинематической нестабильностью и перестройками оси спрединга хребта [2].

С помощью экспериментального моделирования нами исследовались процессы структурообразования в зонах растяжения и сдвига в пределах океанической литосферы. Рассматривались осевые зоны спрединговых хребтов и их поперечные нарушения типа трансформных и нетрансформных смещений осей спрединга.

В опытах использовались условия подобия и материалы, представляющие собой коллоидные системы, описанные в работе [3].

Эксперименты проводились в установке, состоящей из текстолитовой ванны с поршнем и системой внутреннего подогрева. Электро-механический привод осуществлял движение рамки с поршнем в горизонтальной плоскости с заданной скоростью.

Модельное вещество помещалось в установку и нагревалось. После достижения им необходимой температуры начиналось его охлаждение сверху вентилятором. Необходимая температура расплавленного модельного вещества поддерживалась на дне и боковых стенках в течение всего опыта. При застывании сверху на поверхности расплава образовывалась модельная литосфера, «приваренная» к поршню и противоположной стенке ванны. В ней задавалась неоднородность в виде линейной ослабленной (утоненной) зоны или с конфигурацией рифт-смещение-рифт. После этого начиналось горизонтальное растяжение модели.

Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в осевых зонах спрединговых хребтов, показало, что при растяжении хрупкого слоя литосферы происходит нарушение его сплошности и образование рифтовой трещины по механизму продвижения «бегущей» трещины. Результаты моделирования позволили выявить качественную картину образования раз-

ломов и трещин в пределах рифтовой зоны, установить особенности сегментации рифтовой трещины, а также прояснить закономерности формирования различных структур (изгибы оси, эшелоны трещин, нетрансформные смещения, мелкие и крупные перекрытия и т.д.) в разных геодинамических условиях спрединга. Исследования с помощью экспериментов показали, что образование и развитие структур разного типа зависит от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева, направления спрединга и в меньшей степени от его скорости. При небольшой ширине зоны прогрева, локализованной вследствие наличия осевой магматической камеры, и при малой толщине литосферы (быстрый спрединг) формируется относительно прямолинейная рифтовая трещина, разбитая на сегменты, ограниченные мелкими смещениями с небольшим перекрытием или без него. При широкой зоне прогрева, обусловленной поднятием астеносферного клина или влиянием мантийного плюма, смещения рифтовых трещин становятся более выраженными, а деформации охватывают более широкую область. На конфигурацию рифтовой трещины в плане, помимо толщины литосферы, оказывает влияние наклон рифтовой зоны к направлению растяжения: чем больше угол наклона, тем более выражена эшелонированность трещин. При любом типе спрединга образованию макротрещин предшествует образование продвигающегося фронта линейных микротрещин, которые нарушают верхний более хрупкий слой литосферы, формируя генеральное простирание рифтовой зоны. Это свидетельствует о том, что процесс пропегейтинга трещин одновременно идет на разных масштабных уровнях [1].

Вторая группа экспериментов касалась выявления особенностей структурообразования в областях нетрансформных и трансформных нарушений рифтовых зон срединно-океанических хребтов.

В экспериментах изменялись следующие параметры: 1) толщина модельной литосферы рифтовой зоны и трансформного разлома; 2) величина смещения между рифтовыми сегментами; 3) ширина зоны прогрева и поперечного смещения.

При моделировании происходило закономерное изменение картины структурообразования в зонах трансформных разломов и НТС в зависимости от длины смещения и соотношения толщин литосферы в рифтовой зоне и в зоне смещения. Последовательное изменение в модели длины смещения показало, что существуют критические величины, при которых характер разрушения литосферы и, следовательно, тип формирующихся структур изменяется. К таким величинам относятся смещения менее 1.5 см в модели, при которых нетектонизированные НТС переходят к смещениям, характеризующимся эшелонированными сдвиговыми трещинами. Другим критическим значением длины смещения в модели является смещение 5 см, при котором НТС сменяются трансформными разломами с четко выраженной сдвиговой зоной и локализованной трансформной долиной. Это критическое смещение возника-

ет там, где возраст литосферы, а, следовательно, и ее толщина (механическая прочность) исключают продвижение рифтовых сегментов сквозь нарушение.

Экспериментальное исследование позволило сделать вывод, что формирование структур НТС может происходить: 1) за счет продвижения неовулканических зон навстречу друг другу; 2) при локальных перескоках оси спрединга в процессе наращивания океанической коры; 3) при изначальной сегментации рифтовой трещины в процессе ее формирования.

Полученные результаты показали, что характер формирования этих структур зависит от толщины литосферы на оси рифта, ширины зоны ее прогрева обусловленной наличием осевой магматической камеры или поднятием астеносферы (сфокусированный мантийный апвеллинг), направления растяжения и в меньшей степени от скорости растяжения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 06-05-65254.

Литература

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76-94.
2. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС. 2001. 293 с.
3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10-19.

Моделирование напряженного состояния тектонических разломов методом конечных элементов

Е.Е. Дамаскинская, Н.Г. Томилин

Физико-технический институт РАН, г. Санкт-Петербург, kata.dama@mail.ioffe.ru

В [1] проведен статистический анализ сейсмичности по каталогам землетрясений NEIC и КФ ГС РАН. Использовался ранее сформулированный статистический критерий формирования области подготовки землетрясения [2], который базируется на двухстадийной модели разрушения горных пород [3]. С помощью данного критерия были выделены области подготовки сильных землетрясений границы Тихоокеанской плиты. Они представляют собой пространственные зоны, вытянутые вдоль разломов на сотни километров.

Для качественного объяснения полученных результатов в работе моделировалось механическое нагружение системы, имеющей геометрическую конфигурацию Тихоокеанской плиты. Карта разломов задавались по данным сайтов www.usgs.gov и www.aic.alaska.edu. Модель является плоской, не учитывает процессы и особенности движения плиты в зоне субдукции. К модельной границе плиты прикладывается сила (направление которой можно изменять). В результате действия силы в среде возникают механические напряжения, которые вычислялись методом конечных элементов (в упругом приближении). Обнаружено, что в точках стыков Курило-Камчатского и Алеутского разломов (164° LON, 55.5° LATN) и стыка Алеутского и разлома Королевы Шарлотты (39° LON, 60° LATN) возникают напряжения на 2 порядка превосходящие средние напряжения в системе. Напряжения вдоль линий разломов также превышают средние (примерно на 1 порядок). Затем в модель был введен разлом Denali. При этом произошло перераспределение напряжений в системе: область повышенных (на 1.5 порядка) напряжений переместилась на разлом Denali, а область стыка Алеутского и разлома Королевы Шарлотты несколько разгрузилась (хотя напряжения здесь выше средних). Зона перенапряжений совпадает с областью эпицентра землетрясения с $M = 8.5$ (3.11.2002). Мы предполагаем, что именно существование разлома Denali привело к тому, что область эпицентра данного землетрясения на сотни километров удалена от его области подготовки.

Следующим разделом работы является построение модели, которая дает качественное физическое объяснение возникновению Хайлинского (8.03.1991, $M = 6.6$) и Олюторского (20.04.2006, $M = 7.6$) землетрясений. Особенностью этих землетрясений является то, что основной толчок произошел в асейсмичной зоне на расстоянии >500 км от области их подготовки. Было сделано предположение о существовании разлома в области Корякского нагорья. Проведено моделирование разлома из стыка Курило-Камчатской и Алеутской дуг в область эпицентра Олюторского землетрясения. При вве-

дении предполагаемого разлома область повышенных (на 1.5–2 порядка) напряжений оказывается расположенной вдоль него, а также вдоль Алеутской дуги. Установлено, что геометрия предполагаемого разлома оказывает существенное влияние на картину перераспределения напряжений в системе. Мы полагаем, что существование разлома может быть одним из возможных объяснений передачи напряжений из области подготовки очагов Хаилинского и Олюторского землетрясений в зону их эпицентра.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00542)

Литература

1. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е. Особенности сейсмического режима на стыке тектонических разломов Тихоокеанской плиты. В наст. Сборнике.
2. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Павлов П.И. Статистическая кинетика разрушения горных пород и прогноз сейсмических явлений // ФТТ. 2005. Т. 47, № 5. С. 955-959.
3. Kuksenko V., Tomilin N., Damaskinskaya E., and Lockner D. A two-stage model of fracture of rocks // Pure Appl. Geophys. 1996. V. 146, No 2. P. 253-263.

Изучение механизмов деформирования тектонических структур в слое над движущимися блоками фундамента (на моделях)

А.В. Михайлова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, mikh@ifz.ru

В предлагаемой работе исследуется взаимосвязь пластических деформаций и разрушения структур в слоя, основание которого испытывает сдвигание со взбросовой или сбросовой составляющей. Начальная стадия процесса исследовалась математически, физический эксперимент позволил проследить развитие нарушений сплошности и получить поле деформаций, в результате численного моделирования были получены данные о поле напряжений в моделях выше указанных структур. Условия всех трёх типов моделирования (свойства деформируемого материала, геометрия моделей, условия нагружения) были максимально приближены друг к другу. Суммируя все результаты, можно прийти к следующим выводам. В самый начальный момент приложения нагрузки закладываются основные черты будущей структуры. В дальнейшем её развитие происходит практически унаследовано (при неизменном способе нагружения).

Можно проследить несколько стадий развития. 1 – возникновение уже в начальный момент деформирования областей: а) максимальной концентрации напряжений непосредственно над «выходом разлома» в основание слоя, б) двустороннего растяжения, где наиболее вероятно образование отрывов, в) наиболее вероятного образования сколов, где $\sigma_1 > 0$, а $\sigma_3 < 0$ и г) отсутствия условий для разрушения, так как здесь $\sigma_1 < 0$ и $\sigma_3 < 0$. В дальнейшем границы этих областей могут расширяться или сужаться, но характер и тенденция развития сохраняются. 2 – достижение предела пластичности в области максимальной концентрации напряжений, которое часто совпадает с зарождением первых трещин отрыва. Разрушение происходит в случае достижения напряжениями σ_1 предела прочности на отрыв. 3 – расширение области пластических деформаций и прорастание отрывов; иногда, при достижении напряжениями $\tau_{\max}$ предела прочности на скол, сопровождающееся возникновением первых сколов. 4 – развитие сколовых трещин из зоны повышенной концентрации напряжений в основании слоя по направлению к поверхности; возникновение второй группы сколов, развивающейся от поверхности модели из максимума меньшей величины, но уже обозначившегося на первой стадии. 5 – дальнейшее развитие трещин с объединением их в крупные разрывы и объединением двух систем трещин, прорастающих снизу и сверху, формирование характерной для данного механизма системы разрушения.

Исследованы были три типа структур: сдвиг с одновременным перемещением блока основания по вертикали в вертикальной плоскости (сдвиг с нормальным сбросом/взбросом), сдвиг по наклонной плоскости со взбросом и сдвиг по наклонной плоскости со сбросом. Характер деформирования в этих случаях определяется как основными чертами «чистого» продольного сдвига, так и «чистых» сброса и взброса. Для продольного сдвига с вертикальной плоскостью характерно отсутствие области двустороннего растяжения и симметричное расположение остальных областей (скальвания и «запрета» на разрушение). Присутствие сбросовой или взбросовой составляющей меняет эту картину. При наклонном сбросе возникает зона двустороннего растяжения, проявляются черты раздвига, при вертикальном сбросе её величина незначительна, при наклонном взбросе – она отсутствует. Во всех случаях сразу же возникает помимо основной области концентрации напряжений у подошвы, вторая область с меньшей величиной напряжений – у поверхности, благодаря чему идёт прорастание разрывов навстречу друг другу. Описание напряжений для всех трёх типов моделей при пластическом деформировании опирается на результаты численного моделирования.

Для сравнения выбраны модели, исходные параметры которых одинаковы, нагрузка задавалась в перемещениях с учётом собственного веса. Масштаб перемещений всех трёх моделей сопоставим. Ниже даётся сравнительное описание всех трёх типов структур на разных стадиях деформирования. На стадии, когда блоки основания только пришли в движение (амплитуда подвижки $\ll 0.001\text{ m}$ – мощности слоя) в основании слоя возникает незначительная область пластических деформаций, которая по мере увеличения нагрузки расширяется и при увеличении её до 0.01 m охватывает всю центральную часть модели до поверхности. Исключение составляет сдвиг по вертикальному сместителю, где касательные напряжения ещё не достигли предела пластичности, а нормальные превзошли предел прочности на отрыв. При подвижке на $\sim 0.1\text{ m}$ слоя область пластических деформаций распространяется на 2.5 m – при наклонном сбросо-сдвиге, на 1 m – при наклонном взбросо-сдвиге и захватывают небольшую область при нормальном сбросе сдвиге. В это же время условия для развития трещин растяжения созданы при сдвиге с компонентами наклонного взброса до середины мощности слоя, при нормальном сбросо-сдвиге – до поверхности и при наклонном сбросо-сдвиге – в слое на всю мощность по высоте и на ширину двух мощностей по простиранию.

Предел прочности на скол преодолен только в подошве слоя структуры взбросо-сдвига. Наконец, при подвижке на 0.2 m все три структуры деформируются пластически, предел прочности на отрыв преодолен в центральной части слоя на всю мощность, а в модели наклонного сбросо-сдвига в объёме всего лежачего крыла. Предел прочности на скол достигнут в большем объёме структуры наклонного сбросо-сдвига, до половины мощности структуры взбросо-сдвига и на $1/3$ мощности структуры нормального сбросо-сдвига.

Таким образом, напряжения растяжения, превышающие предел прочности, имеют большее распространение в структурах наклонных сдвига-сбросов также как и касательные напряжения за пределом прочности.

Проблемы тектонофизического моделирования зоны сдвига

А.В. Михайлова, Ю.Л. Ребеский

Институт физики Земли РАН, г.Москва, reb@ifz.ru

Считается, что структурные особенности деформирования участков земной коры, обусловленные действием механизма горизонтального сдвига, хорошо изучены. Начиная с 20-х годов прошлого века выполнено множество экспериментов на моделях из влажных глин, песка, парафина. В них Г. Клоос, В. Ридель, Э. Клоос, Д. Миид, Дж. Чаленко, М.В. Гзовский, С. Стоянов, В.Д. Парфенов, С.А. Борняков, А.В. Михайлова и др. изучали структуры разрушения и деформирования, возникающие в моделях. Результатом этих экспериментов являются наблюдения за поверхностью моделей, определяющие кулисообразное расположение трещин сдвига (R и R' -сдвиги) вдоль формирующейся зоны сдвига, появление трещин отрыва и эшелонов складок в соответствии с ориентацией осей сжатия и растяжений.

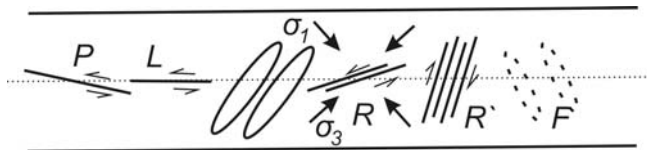


Рис. 1. Схема структур деформирования и морфологии трещин, формирующихся в зоне сдвига по работам С. Стоянова и О.Б. Гинтова. Дается ориентация главных осей напряжений, трещин сдвига в виде R - и R' -сколов, трещин отрыва T , трещин сдвига в виде P - и L -сколов, ориентация куполов складок. Штрих-пунктир – ось сдвига

Однако анализ возможной морфологии структур разрушения в глубине зоны сдвига показывает, что при физическом моделировании не выполняются условия подобия по гравитационной составляющей воздействия. Нами показано, что в случае требования выполнения подобия по хрупкому разрушению коэффициент подобия по ускорению силы тяжести должен быть порядка 10. Таким образом, для удовлетворения условия подобия по гравитационным силам в экспериментах следует использовать центрифугирование. Результаты нашего анализа показывают, что при физическом моделировании роль силы тяжести занижены почти на порядок. Фактически это предопределяет ведущую роль математического моделирования при изучении структур разрушения в осадочном чехле над блоками кристаллического фундамента, подверженных горизонтальному сдвиганию. Занижение роли силы тяжести прежде всего сказывается на морфологии структур разрушения в глубине моделей. Подобные структуры в настоящее

время удастся наблюдать по результатам 3-D сейсмике районов углеводородных залежей Западной Сибири (Г.Н. Гогонек, А.И. Тимурзиев и др.).

В нашей работе будут представлены результаты анализа возможной морфологии структур разрушения в глубине зоны горизонтального сдвига, сформированной в осадочном чехле при активизации разлома кристаллического фундамента. В работе [1] было показано, что модель деформирования бесконечного слоя (осадочного чехла), лежащего на блоках основания (кристаллического фундамента), движущимися горизонтально друг относительно друга (рис. 2, а), при отсутствии массовых сил отвечает задаче антиплоской деформации. Этой задаче отвечают ненулевые смещения w в направлении оси z и касательные напряжения σ_{xz} и σ_{yz} , зависящие от координат x и y . Остальные компоненты вектора смещения и тензора напряжений в задаче антиплоской деформации нулевые (рис. 2, б).

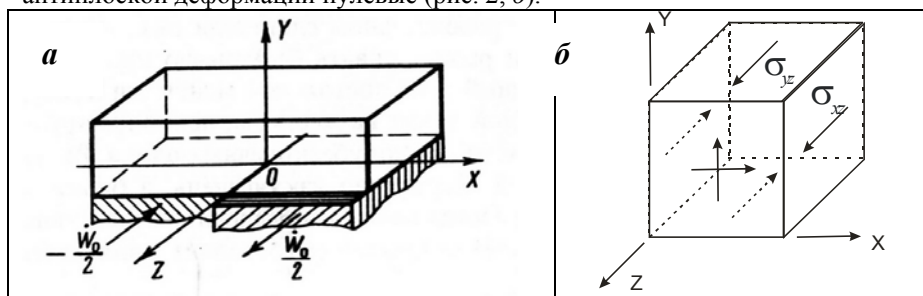


Рис. 2. Схема нагружения бесконечного в латеральном направлении плоского слоя, лежащего на двух полубесконечных жестких блоках при математическом моделировании (а) и ненулевые напряжения на гранях параллелепипеда в слое модели (б)

Этой задаче для линейной упругой (вязкой) модели среды смещения и касательные напряжения можно определять из выражения:

$$w = \frac{w_0}{\pi} \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{sh}(\pi x / 2H)}{\sin(\pi y / 2H)}, \quad \sigma_{xz} = \mu \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{w_0 \mu}{4H} \frac{\sin(\pi y / 2H) \operatorname{ch}(\pi x / 2H)}{\operatorname{ch}(\pi x / H) - \cos(\pi y / H)},$$

$$\sigma_{yz} = \mu \frac{\partial w}{\partial y} = -\frac{w_0 \mu}{4H} \frac{\cos(\pi y / 2H) \operatorname{sh}(\pi x / 2H)}{\operatorname{ch}(\pi x / H) - \cos(\pi y / H)}, \quad (1)$$

где w_0 – относительная амплитуда смещения жестких пластин подложек (блоков фундамента), H – мощность слоя, а μ – модуль упругого сдвига.

Представленные выше компоненты тензора напряжений должны быть дополнены компонентами напряжений, возникновение которых обусловлено действием массовых сил – гравитационным напряженным состоянием. В выбранной системе координат эти напряжения запишутся в следующем виде:

$$\sigma_{yy} = -\rho g(H - y), \quad \sigma_{xx} = \sigma_{zz} = -q\rho g(H - y), \quad (2)$$

где ρg – удельный вес материала слоя (плотность, умноженная на ускорение силы тяжести), а q – коэффициент бокового отпора (в горном деле), меньший единицы, определяющий степень развития пластических или катакластических (трещинных) деформаций. В случае чисто упругого состояния $q = \nu / (1 - \nu)$ (ν – коэффициент Пуассона), а для стадии пластического (катакластического) течения, выравнивающего все нормальные напряжения $q = 1$ [2]. В области упруго-пластического течения коэффициент q может изменяться с глубиной.

На рис. 3 представлены ориентации осей главных напряжений и плоскостей сколов, существующие вблизи оси сдвига на нескольких глубинных уровнях. Данные, использованные, для построения были получены в результате расчетов от совместного действия гравитационных напряжений и напряжений, вызванных сдвигом блоков фундамента. Величина бокового отпора q для гравитационного напряженного состояния задавалась равной 0.8 от литостатического давления. Наши расчеты опирались на упругое решение, однако оно, как показывает опыт, в основном определяет структуры разрушения на последующих стадиях деформирования. Исходя из данных этого напряженного состояния на рис. 3 построены ориентации плоскостей скалывания. При подобных построениях коэффициент внутреннего трения полагался равным 0.6, что определяет отклонение плоскостей скола от плоскостей максимальных касательных напряжений в сторону оси наибольшего сжатия на угол в 15.5° . Следует иметь в виду, что в реальности в зависимости от механических свойств конкретных материалов может реализоваться какая либо одна из систем сколовых трещин.

Непосредственно на поверхности слоя ориентация простираения R - и R' -сколов такое же как и в случае решения задачи о действии только напряжений, вызванных движениями блоков фундамента (см. рис. 1). Здесь влияние гравитационных напряжений практически отсутствует, а оси алгебраически минимального и максимального главных напряжений субгоризонтальны. Расчеты показывают, что для небольших глубин по мере удаления от оси сдвига происходит разворот простираения плоскостей скалывания, они становятся субпараллельны друг другу. С глубиной плоскости R - и R' -сколов разворачиваются, так что их простираения начинают постепенно сближаться, а угол погружения уменьшаться. Вблизи оси сдвига на глубине 0.7 Н углы между простираением этих сколов менее 20° , а ось максимального сжатия имеет угол погружения больше 70° . При этом резко растет величина сбросовой компоненты смещений и уменьшается величина сдвига. В средней по глубине части слоя простираения обеих систем сколов практически параллельны друг другу. Здесь влияние гравитационных напряжений на общее напряженное состояние максимально. Обратим внимание, что в этом диапазоне глубин ориентация оси алгебраически максимального напряжения

(главного девиаторного растяжения) остается такой же как вблизи поверхности слоя. Разный азимут погружения плоскостей каждой из систем сколовых трещин существующих в разных бортах зоны сдвига определяет винтообразную изогнутость плоскостей скалывания. Еще глубже, начиная с 0.3 Н простираения плоскостей скалывания вновь начинают расходиться, меняется угол погружения каждой из систем сколов, а ось максимального сжатия постепенно становится более пологой. Начиная с этих глубин вновь проявляется влияние напряжений от горизонтального движения блоков фундамента.

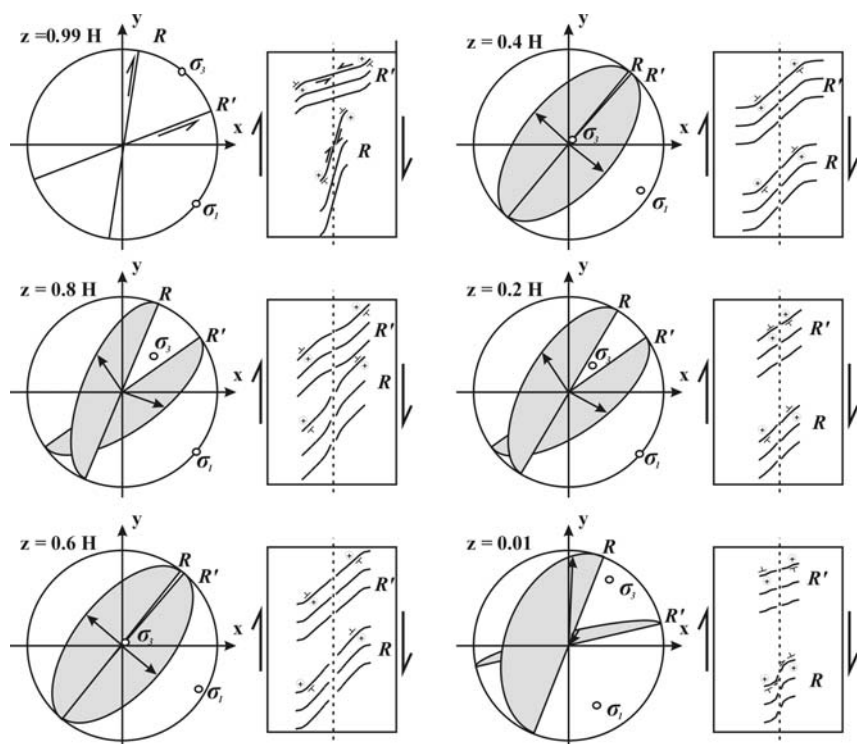


Рис. 3. Ориентации для приосевой зоны сдвига ($x = 0.01 H$) на разных глубинных уровнях осей напряжений девиаторного сжатия и растяжения и плоскостей скалывания в проекциях на нижнюю полусферу. Рядом для каждой глубины показано изменение в плане простираения R - и R' -сколов.

Литература

8. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Известия АН СССР, сер. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29-35.
9. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных перемещений // Физ. мезомеханика. 2008. Т. 11, № 1. С. 66-73.

Математическое моделирование сейсмотектонических процессов в зонах активных разломов

А.Е. Молчанов

Институт физики Земли РАН, г. Москва, galagan@ifz.ru

Процессы разрушения земной коры относятся к числу важнейших проблем геомеханики. Актуальность исследования грозного природного явления диктуется тем, что разрушение приводит к крупным нарушениям сплошности земной коры и сопровождается катастрофическим землетрясением. При комплексных исследованиях геофизических полей вблизи разломных структур земной коры отсутствие достаточно показательных теоретических образов параметров сейсмотектонического процесса затрудняет правильную интерпретацию практических результатов, суживая возможность прогноза землетрясения. Для расширения возможностей интерпретации построена модель процесса разрушения земной коры и на её основе определены временные ходы и пространственное распределение главных характеристик сейсмотектонического процесса.

Предполагается, что вмещающая массивная среда находится в состоянии гравитационного литостатического сжатия и подвержена действию постоянных сил тектонического сжатия и сдвига. Разлом моделируется проникающим от дневной поверхности в глубину среды разрывом смещения. Берега разлома при сдвиге испытывают действие возрастающих с глубиной сил трения. Эти силы препятствуют относительному проскальзыванию бортов и сдерживают неограниченный рост разлома в глубину. Борта разлома остаются всегда плотно сомкнутыми. Возникновение зияющей расщелины при скольжении не допускается. Разрушение вязкоупругой неидеально хрупкой среды сопровождается процессами деформирования, разломообразования и сейсмического излучения. Очаг разрушения отождествляется с узкой зоной, примыкающей к корню разлома и прорастающей вместе с ним в глубину Земли. Принят критерий критического раскрытия, обобщенный на случай сдвиговых трещин. Учитывается зависимость от давления параметров трещиностойкости среды. Аналитическое решение краевой задачи теории упругости анализируется с позиций механики разрушения горных пород.

Процесс разрушения контролируют начальная глубина заложения разрыва, трещиностойкость среды и активное напряжение тектонического сдвига. Выяснено влияние управляющих параметров на условия зарождения разрывов, а также активизации существующего разлома, его оживления, устойчивости и движения. Нелинейное эволюционное уравнение, описывающее прорастание разломов, решается численно. Расчеты кривых миграции сейсмичности и разломообразования выполнены при различных значениях параметров. Дана физическая интерпретация характерных периодов развития разлома, времен-

ного хода и пространственного распределения деформационных предвестников землетрясения, причин неравномерного проявления сейсмичности. Анализируются процессы устойчивого разломообразования и сопровождающей сейсмичности, реализующейся в виде роя относительно слабых землетрясений. Основное внимание уделено процессам развития разломов на этапе, предшествующем единичному катастрофическому землетрясению. Дан анализ характерных этапов процесса разрушения, начиная от зарождения и активизации разрыва, включая поведение его в период форшоковой активности и подготовки разрушения, с описанием хода соответствующих предвестников землетрясений, а также сам акт землетрясения и заключительный этап затухания сейсмической активности. Сценарии развития деформационного процесса подразделены в зависимости от соотношения уровня активных тектонических напряжений, сил трения на разрыве и трещиностойкости среды.

С единых позиций рассмотрены асейсмичные тектонические процессы регионального деформирования и крипа, а также процессы сейсмотектонического деформирования. Найдены критические значения параметров, различающие эти процессы. Основное внимание уделено сейсмотектоническим процессам в зонах сдвиговых разломов. Исследован временной ход и пространственное распределение важнейших геофизических параметров, какими являются сейсмичность, разломообразование и деформационные характеристики. Показана взаимосвязь временного хода деформаций с разломообразованием и сейсмичностью. По сути, эта связь характеризует различные стороны единого процесса разрушения среды. Отмечено, что для построения корректной деформационной модели сейсмотектонического процесса необходимо знать временной ход процесса разломообразования, либо закон миграции сейсмичности. Конкретно рассчитаны и построены временные ходы смещения и сдвиговой деформации дневной поверхности среды, а также их скорости, в удобном для сопоставления с натурными данными виде. Изучено влияние на ход деформаций тектонических напряжений, глубины проникновения начального разрыва и хрупкой прочности среды. Выявлены отличительные особенности хода деформаций при роевой сейсмичности, а также в процессах, имеющих этап единичного катастрофического землетрясения.

Показано, что длительность хода предваряющих землетрясение деформаций существенно снижается при возрастании интенсивности землетрясения. Следовательно, время подготовки крупных землетрясений весьма коротко и этот факт необходимо учитывать при прогностических исследованиях. Результаты исследования позволяют более осмысленно подходить к вопросам интерпретации натурных данных. Их необходимо учитывать при организации полевых наблюдений, в том числе связанных с прогнозом землетрясений.

Литература

1. Молчанов А.Е. Процессы разломообразования и сейсмичность сдвиговых зон // Физика Земли. МАИК Наука. 1993. № 9. С. 12-26.
2. Молчанов А.Е. Деформационные характеристики зон сдвиговых разломов // Физика Земли. 2000. № 11. С. 40-56.

Прогноз нарушений второго порядка около концевых участков разлома, изучение связи их характеристик с региональным полем напряжений (на основе расчета локальных напряжений разных уровней в области у концов разрыва)

Д.Н. Осокина

Институт физики Земли РАН, г. Москва, osok@ifz.ru, kvasov144@sumail.ru

Задачи работы. При решении ряда задач геодинамики и структурной геологии требуется знание закономерностей развития разлома в напряженном массиве. Необходимо понимать идет ли это развитие путем роста основного разрыва или разрывов 2-го порядка, каковы характеристики последних (их природа, кинематика, ориентация) и как они зависят от места и др. условий их образования. Данные о напряжениях и областях разрушения вблизи разрыва [1, 3–5.] позволяли ожидать, что сдвиг 2-го порядка развивается на участке разрушения по линии минимума градиента кулоновых напряжений τ_c [3] поля макроуровня. В таком случае можно было ожидать, что локализация вторичных сдвигов будет определяться полем макроуровня [1, 5]. Но по данным экспериментов и геологии развитие сдвигов 2-го порядка происходит иначе – эти сдвиги, как правило, образуются в секторах растяжения, а не сжатия, где их следовало ожидать, если бы они подчинялись полю макроуровня. Эти факты заставляют предположить, что развитие нарушений 2-го порядка определяется локальным полем напряжений не макроуровня, а более низкого уровня – полем микроуровня в малой зоне у конца разрыва [2–4]. Роль этой зоны (поля микроуровня), известная в физике, должна проявляться и в геодинамике. Поэтому одной из задач данной работы стало изучение поля напряжений микроуровня и обусловленных им вторичных нарушений в малой зоне у конца разрыва. Еще одна задача работы – исследование локальных полей напряжений более высоких масштабных уровней у конца разрыва и их влияния на развитие вторичных нарушений, а также зависимостей характеристик последних от параметров исходного поля напряжений и прочностных (реологических) среды.

Исследуемые в этой работе поля напряжений 4-х масштабных уровней будем называть полями микро-, мезо-, субмакро- и макроуровня. Параметры масштаба m этих полей ($m = h / L$) равны 0.001, 0.01, 0.1, 1.25, где h – полуширина “окна расчета”, $L = 2 l$ – длина разрыва. Поле макроуровня отвечает нормальному масштабу.

Для расчета напряжений использовалось решение задачи теории упругости о плоскости, нарушенной трещиной сдвига, в условиях преобладающего внешнего сжатия [5].

Напряжения 2D поля микроуровня в малой зоне у вершины трещины. Для расчета напряжений микроуровня вводится полярная система координат

(r, θ) с полюсом в вершине трещины $z = L$ (L – длина трещины). Для малой зоны (при $r \ll L$) получаем зависимости напряжений микроуровня 2D поля ($\sigma_1^1, \sigma_2^1, \tau_{\max}^1, \tau_C^1$) от полярного угла θ [2–4]. В эти зависимости входят также величины $K_{II}, k_f, 1/\sqrt{r}$, где K_{II} – коэффициент интенсивности напряжений для трещины сдвига, k_f – коэффициент внутреннего трения [4; 7], g – радиус-вектор точки.

Разделение зоны у вершины трещины на участки по соотношению величин напряжений локального и исходного 2D поля микроуровня на примере внешнего поля одноосного сжатия. Рассмотрение соотношения величин главных напряжений локального и исходного поля (σ_1^1, σ_2^1 и $\sigma_1^{01}, \sigma_2^{01}$) позволило разделить эту зону на три участка [2–4]: а) ослабления сжатия для σ_1^1 и σ_2^1 ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$); б) снижения сжатия для σ_1^1 и усиления для σ_2^1 ($\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$); в) усиления сжатия для σ_1^1 и σ_2^1 ($\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$), которые были названы участками «растяжения», «сдвигания» и «сжатия» – УРс, УСд, УСж.

Напряжения 3D поля микроуровня и нарушения 2-го порядка в малой зоне у вершины трещины на примере внешнего поля одноосного сжатия. Для каждого из участков были определены 3D поле напряжений и характеристики прогнозируемых в этом поле нарушений 2-го порядка. Для перехода к полю 3D накладывалось (напряжение σ_z на 2D поле трещины, тогда главными напряжениями 3D поля будут $\sigma_z, \sigma_1^1, \sigma_2^1$ [1]. Поле 3D, прогнозируемые вторичные нарушения и поведение среды для участков УРс, УСд, УСж имеют разный характер [2–4]. На участке «растяжения» (УРс, $\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \geq \sigma_2^{01}$) в средней части, где поле 2D – двuosное растяжение, поле 3D – сбросовое ($\sigma_z = \sigma_3$), прогнозируются вторичные отрывы (раздвиги) и сбросы с простиранием вкрест разрыву ($\delta = +90^\circ$). Угол падения сброса зависит от закона прочности среды, он равен $90^\circ - \alpha_f$ (для среды с прочностью Кулона) и 45° (для среды, чье разрушение определяют напряжения $\tau_{\max}$ – среды Треска-Сен-Венана). На участке «сдвигания» (УСд, $\sigma_1^1 \geq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$), где поле 2D – растяжение-сжатие, поле 3D – сдвиговое, ожидаются вторичные сдвиги: для среды Кулона (при $k_f \approx 0.36-0.6$) – под острыми $\approx +(16-26^\circ)$ углами δ к трещине, для среды с законом прочности $\tau_{\max}$ – сдвиги, продолжающие трещину. На участке «сжатия» (УСж, $\sigma_1^1 \leq \sigma_1^{01}, \sigma_2^1 \leq \sigma_2^{01}$) поле 2D – двuosное сжатие, поле 3D – надвиговое, $\sigma_z = \sigma_1$. При $\tau_C \geq \tau_0$ (τ_0 – предел текучести) здесь возникают пластические деформации. На этом участке ожи-

даются вторичные надвиги с простираaniem вкрест разрыву ($\delta = -90^\circ$) и углом падения, равным углу скалывания α_f (или 45°) для сред с законами прочности τ_c (или $\tau_{\max}$), а при некоторых условиях – складки с тем же простираанием. Из сказанного выше следует, что в ряде случаев конец трещины может совмещать три особые точки – три очага зарождения нарушений.

Было показано, что результаты разделения малой зоны у конца разрыва на 3 участка, определения на них 3D поля микроуровня и прогноза нарушений 2-го порядка [2–4], полученные для внешнего (регионального) поля одноосного сжатия, выполняются для ряда других вариантов внешнего поля, типичных для земной коры.

Сопоставление экспериментальных и натурных данных о разрывах 2-го порядка у концов основного разрыва с данными их прогноза на основе расчета показывает, что зарождение этих нарушений определяется полем напряжений микроуровня. Были рассмотрены и обобщены результаты изучения на моделях вторичных нарушений у концов «начальной» трещины при одно- или двuosном сжатии [8, 9]. Для моделей из разных материалов обнаружены общие закономерности разрушения. В хрупких и в вязкопластичных моделях возникают вторичные нарушения нескольких определенных типов. Считая модель горизонтальной, а разрыв – сдвигом, эти типы нарушений можно определить как: а) отрывы (раздвиги) и сбросы, субнормальные разрыву, – в областях растяжения; б) сдвиги под углами $10\text{--}30^\circ$ к разрыву и сдвиги, продолжающие разрыв, – в тех же областях; в) надвиги и складки, субнормальные разрыву, в областях сжатия [8, 9]. На моделях из влажной глины у концов начального сдвига обнаружены все названные типы нарушений [8]. Близкие данные приводят многие геологи (В.С. Буртман, А.В. Лукьянов, С. Стоянов, К.Ж. Семинский, J.G. Ramsay, A. Nikolas и др.), по их результатам вблизи окончаний крупных сдвигов вторичные структуры растяжения (раздвиги, сбросы, сдвиги, флексур и т.п.) наблюдаются в участках растяжения, а структуры сжатия (надвиги, взбросы, складки, содвиги и т.п.) – в участках сжатия [8 и др.].

Сопоставление разрывов 2-го порядка у конца разрыва в моделях и в земной коре с расчетными нарушениями у вершины трещины обнаруживает *соответствие* между характеристиками кинематики и ориентации нарушений из разных групп, возникших в одинаковых участках. Полученное соответствие показывает, что напряжения микроуровня у конца разлома определяют «зарождение» нарушения 2-го порядка разных типов [2–4]: они развиваются из трещин – зародышей, возникших в разных участках малой зоны у конца разрыва.

В изученном случае (исходного поля одноосного сжатия) оба типа сдвигов отвечают УСд, отрывы и сбросы – УРс, надвиги и складки – УСж. Прогноз нарушений *в малой зоне* позволяет предсказать часть характеристик нарушений *в обычном масштабе*.

Поля напряжений более высоких уровней определяют характер развития разрывов 2-го порядка и их ориентацию. В работах [3, 4] было показано, что поля более высоких уровней определяют возможность превращения зародыша в крупный разрыв или наоборот – прекращение его роста на определенном этапе. При этом главную роль играет соотношение типов полей напряжений всех 4-х уровней [3, 4]. Если эти типы одинаковы, микроразрыв растет в поле одного типа и может стать макроразрывом. При несовпадении типа полей микро- и мезоуровня выход «зародыша» на их границу блокирует его рост – разрыв не формируется. Соотношение типов полей разных уровней у конца основного разрыва определяется характеристиками тензора напряжений внешнего поля [3, 4]. Например, для поля одноосного сжатия блокируются сбросы и отрывы и т.д. Для нескольких вариантов внешнего поля построены схемы прогноза вторичных структур в микро- и субмакромасштабах [2–4]. Таким образом поля высоких уровней контролируют характер роста разлома и его ориентацию, которая определяется ориентацией главных напряжений поля субмакро- и макроуровня.

Результаты могут быть полезны при решении прямых и обратных задач геодинамики: например, для прогноза участка, в котором возникнет новый разрыв 2-го порядка, для перебора решений при уточнении моделей очагов сильных землетрясений и т.д.

Литература

1. Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 220-245.
2. Осокина Д.Н. Поле напряжений в окрестностях конца разлома как фактор, определяющий развитие нарушений второго порядка, характер роста разлома, разрушения массива и сейсмичности // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2007. Т. 2. С. 62-66.
3. Осокина Д.Н. Сейсмогенные области вторичного разрушения вблизи активного разлома и в малой зоне у его конца, связь их геометрии с полем напряжений и прочностью массива (на основе расчета кулоновых напряжений) // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2007. С. 270-278.
4. Осокина Д.Н. Особенности локальных полей напряжений разных уровней и нарушений второго порядка в окрестностях окончания сдвигового разрыва, их взаимосвязь с региональным полем напряжений. // Тектонофизические исследования. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008.
5. 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.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука. 2007. 406 с.
7. Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.

8. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука. 1981. 192 с.
9. Osokina D.N., Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Second rank fractures and 3D stress & strain local fields of fault with sides friction as ones development stages evidence: theory, experiment and natural examples (on the basis of «fracture-crack» and «fracture – shear zone» models study) // Geophysical Research Abstract. 2007. V. 9. P. 10465.

Особенности тепловой и механической эволюции областей коллизии (численное моделирование)

О.И. Парфенюк

Институт физики Земли РАН, г. Москва, oparfenuk@ifz.ru

Изучение природы глубинных процессов, определяющих эволюцию континентальной коры, связано с косвенным (опосредованным) характером большей части геолого-геофизических данных, поскольку глубины средней и нижней коры недоступны для прямых исследований. В этом отношении глубоко эродированные области древних щитов (архейских и протерозойских), характеризующиеся выходами на поверхность высокометаморфизованных пород с метками палеодавлений и палеотемператур нижней и средней коры, служат неоценимым источником информации и создают основу для геодинамического моделирования возможных процессов эволюции тектоносферы Земли.

Фундаментальными общими чертами строения надвиговых зон в областях континентальной коллизии являются присутствие высокометаморфизованных пород, выведенных на поверхность и обнаженных в результате эрозии, положительные гравитационная и магнитная аномалии, часто значительное утолщение коры непосредственно под зоной надвига и в его окрестности, неоднородности поля скоростей сейсмических волн, явно выраженная слоистость и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры различных геологических провинций в окрестности главного разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии двух континентов, приближающихся друг к другу, один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приведут к обнажению на поверхности пород нижней коры с возрастанием степени метаморфизма в направлении разлома вдоль поверхности надвинутого блока.

Напряжения на границах плит могут передаваться на большие расстояния и вызывать тектонические нарушения и деформации внутри плит. Геологические записи содержат примеры внутриплитных деформаций, локализованных далеко от активных границ. Один из таких примеров – структурная зона Капускейсинг Провинции Сьюпериор Канадского щита, где горизонтальное сокращение коры произошло примерно 1.9 млрд. лет назад внутри стабильного кратона без каких бы то ни было следов деформаций в ее окружении [1].

В предлагаемой работе рассматриваются результаты численного моделирования тепловой и механической эволюции зон континентальной коллизии, сформировавшихся в результате надвига вдоль разлома и испытывавших деформации в обстановке сжатия при горизонтальном сокращении верхней

коры, а также за счет дополнительной вертикальной нагрузки в результате формирования поднятий в условиях реологически расслоенной литосферы [2]. Особое значение в реализации движения по разломам имеет подвижность взаимодействующих блоков геоматериала. Эксперименты с моделями массивов, искусственно составленными из многоугольных блоков различной формы, показали, что такая кладка при неравномерном обжатии приобретает весьма низкое сопротивление сдвигу. Обнаружено, что энергетически более выгодной является прямоугольная форма блоков дробления материала, и в зоне локализации сдвиговой деформации образуются закономерные системы блоков, которые приобретают установившееся значение сопротивления сдвигу, существенно меньшее максимального [3, 4]. Эти представления использованы при постановке и решении задачи по изучению движения в виде надвига вдоль разлома. Вязкие течения в нижней коре и литосферной верхней мантии компенсируют горизонтальное сокращение, дополнительную нагрузку и эрозию в области надвига.

Для моделирования вязких течений на глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии уравнения сохранения импульса и массы для двухслойной несжимаемой вязкой жидкости решались в приближении ньютоновской реологии. Тепловые расчеты были выполнены для всей области, включая верхнюю кору с зоной надвига. Уравнение сохранения энергии для случая обобщенных лагранжевых координат (сетка привязана к движущейся материальной точке) формулируется как уравнение теплопроводности без инерционного члена, который содержится в субстанциональной производной по времени. Система уравнений вместе с граничными условиями решалась методом конечных элементов.

Определяющая роль в реализации особенностей строения, эволюции и теплового режима коллизионных структур, сформировавшихся по механизму надвига, принадлежит основным параметрам тепловой и механической задачи: скорости и продолжительности горизонтального сокращения коры, значениям вязкости нижней коры и литосферной верхней мантии и их контрасту, величине угла ограничивающего надвиг разлома, скорости эрозии образовавшихся покровов, значениям теплогенерации и начальному распределению температуры. Показано, что реологическая расслоенность литосферы в зонах коллизии является основным фактором, определяющим ее тектоническую расслоенность: вязкие течения играют определяющую роль в передаче движущих сил на значительные (десяtkи и сотни километров) расстояния и в формировании гравитационно неустойчивых структур с углублением Мохо. Скорость надвига и эрозии оказывают существенное влияние на формирование рельефа поверхностного поднятия и очень слабое влияние на топографию углубления Мохо. Перераспределения нагрузки в ходе эрозии играет решающую роль в процессе появления на поверхности глубинных пород, выведенных в результате надвига, и очень важную роль – в постколлизийную стадию, препятствуя размыванию сформировавшихся корней

коры и углубления верхней коры. Величина угла падения разлома, вдоль которого происходит надвиг при коллизии континентальной коры, влияет на формирование топографии коровых границ и рельефа поверхности [2].

По результатам расчетов показано, что основной прирост температуры происходит на глубинах средней и нижней коры и является довольно значительным, достигая 250°C. т.е. на глубинах 20–40 км достигается температура, характерная для глубин 40–60 км соответственно и создаются условия для частичного плавления. При этом изменение теплового режима происходит неравномерно и по глубине, и во времени. Характерной особенностью коллизионных геотерм является максимальный разогрев поднадвиговой пластины при разогреве всей коллизионной призмы. Изменение температуры происходит в основном в области коры, а глубже температурный профиль следует за деформациями. Так как рассматриваемая коллизионная модель является двумерной, то она позволяет понять разнообразие условий метаморфизма в области, испытывающей деформации под действием горизонтального сжатия [5].

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 03-05-64451, 06-05-65221).

Литература

1. Perry H.K.C., Mareschal J.-C., Jaupart C. Variations of strength and localized deformation in cratons: The 1.9 Ga Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006, doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.013.
2. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термо-механической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериир Канадского щита) // *Физика Земли.* 1998. № 10. С. 22–32.
3. Гарагаш И.А., Жорин В.А., Лившиц Л.Д., Николаевский В.Н. Сверхпластическое течение материала внутри разлома // *Физика Земли.* 1986. № 1. С. 12–24.
4. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
5. Парфенюк О.И. Особенности теплового режима коллизионных надвиговых структур // *Физика Земли.* 2005. № 3. С. 68-70.

Изучение роли гравитационных неоднородностей и флюидного давления при формировании напряжений субдукционных зон по результатам численного моделирования

В.В. Погорелов, В.Н. Конешов, А.В. Михайлова, Ю.Л. Ребецкий

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, vpogorelov@list.ru

Изучение механизма генерации напряжений крупных тектонических структур коры и литосферы является одной из главных задач тектонофизики. Одним из способов такого изучения является математическое (численное или аналитическое) моделирование напряженно-деформированного состояния. Приступая к формированию модели условий нагружения, мы с самого начала понимаем, что независимо от конкретного района, конкретной геологической структуры напряженное состояние горного массива будет складываться из напряжений, обусловленных действием массовых сил, и напряжений, формирующихся от направленных горизонтальных движений соседних блоков и плит. При этом первый фактор, который можно именовать *вертикальной тектоникой*, действует обязательно, всегда, и интенсивность формируемого им напряженного состояния определяется не только упруго-пластическими свойствами, но и скоростью вязкой и хрупкой диссипации. Горизонтальные движения – *горизонтальная тектоника* обычно связывают с движениями океанических литосферных плит, вызванных конвекцией в верхней мантии, а также с воздействием со стороны соседних микроплит континента, вызванных крупными, локальными, внутриплитовыми или мантийными явлениями. Исследование роли этих двух факторов на действующие в земной коре и литосфере поле напряжений и деформации на основе методов численного моделирования и является задачей настоящей работы. Другим важным аспектом работы являлось изучение влияния на распределение напряжений в земной коре флюидного давления, которое в разных структурных элементах субдукционной области может изменяться от гидростатических значений до литостатических на данной глубине.

В данной работе будет представлен результат расчета для модели профиля вкрест острова Суматра (вблизи о. Ниас) точно такого же структурного строения рассчитывались для составляющих их областей с упруго-пластическими свойствами. Для областей земной коры нами использовалась модель упруго-пластического тела Драккер – Прагера

$$I_2 + k_f(p - p_f) = \tau_f, \quad (1)$$

а для областей верхней мантии – модель Мизеса

$$I_2 = \tau_f. \quad (2)$$

Здесь I_2 – второй инвариант тензора напряжений, k_f – коэффициент внутреннего трения, τ_f – предел текучести (внутренняя прочность), p и p_{fl} – соответственно всестороннее давление в твердом каркасе пород и давление флюида в трещинно-поровом пространстве. При расчетах мы попытались учесть влияние флюида за счет изменения коэффициента внутреннего трения k_f . Подобная возможность связана с тем, что в выражении предела текучести критерия Драккер – Прагера (1) основной вклад в тектоническое давление p вносит литостатическое давление горных пород p_{lt} . Это дает возможность переписать (1) в следующем виде

$$\tau \sqrt{1 + \mu_\sigma^2 / 3} + \bar{k}_f p = \tau_f \text{ при } \bar{k}_f = k_f(1 - \lambda) \text{ и } \lambda = p_{fl} / p_{lt}. \quad (3)$$

Нами рассчитывались напряжения для трех вариантов модельных свойств. В первом кора предполагалась сухой $\bar{k}_f = k_f = 0.5$. Во втором – в коре задавался гидростатический закон распределения флюидного давления по глубине ($p_{fl} = 0.38 p_{lt}$) – $\bar{k}_f = 0.315$. В третьем варианте различные участки коры имели разное флюидное давление. Параметры модели приведены в таблице 1. Здесь $p_{fl} = 0.74 p_{lt}$ (удвоенная гидростатика) соответствует $\bar{k}_f = 0.125$, а $p_{fl} = 0.9 p_{lt}$ (близилитостатическое) – $\bar{k}_f = 0.050$.

Поскольку основной задачей, заявленной в этой работе, являлось сопоставление вкладов в общее напряженное состояние гравитационных неоднородностей и горизонтальных плитных движений, нами осуществлялся раздельный расчет для двух задач с разными условиями нагружения для одного и того же вертикального сечения вкост желоба вблизи о. Суматра (Западный фланг Зондской субдукционной области). В первой считалось, что нижняя граница и все боковые границы сечения твердые и гладкие (нет движения по нормали границы и свободное без трения скольжение по касательной), верхняя граница, рельеф которой задавался с осреднением 10 км, свободна от нагрузки. В этой модели в качестве деформирующих усилий рассматривались массовые силы, представлявшие собой *внутренний источник нагружения*. Данный тип нагружения формирует в модели вертикальные перемещения, на порядок превышающие горизонтальные. Во второй для той же начальной конфигурации и тех же физико-механических свойств модели помимо первого типа нагружения от массовых сил задавались также и горизонтальные смещения вдоль вертикальной боковой границы, ограничивающих расчетную область со стороны Индо-Австралийско плиты юго–западнее желоба. Это модель задачи с двумя источниками нагружения: *внутренним* и *внешним*, при котором формируются горизонтальные перемещения, на порядок превышающие вертикальные. Разность напряженных состояний

от этих двух задач определит влияние горизонтальных движений на состояние литосферы.

Таблица 1. Упругие и пластические свойства областей коры и верхней мантии

№ обл.	Название области	Плотность, кг м-3	Упругость			Пластичность		
			Модуль упругости E (Па)	Коэфф. Пуассона ν	Предел текучести τ_f (Па)	коэф. внутр. трения k_f для $p_f = 0$	Эффективный коэф. трения k_f для $p_f = 0.38p_h$	Эффективный коэф. внутр. трения k_f для разных значений p_f
1	Кора	2500	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.125
2	Кора	2690	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.125
3	Кора	2530	1E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.315
4	Кора	2600	4E+10	0.30	5E+6	0.5	0.315	0.050
5	Кора	2900	1E+11	0,30	10E+6	0.5	0.315	0.125
6	Мантия	3400	1,5E+8	0.25	2E+6	0	0	0
7	Мантия	3400	1,5E+8	0.25	1.5E+6	0	0	0
9	Мантия	3400	1,5E+8	0.25	3E+6	0	0	0
10	Кора	2750	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.125
11	Кора	3400	1,5E+8	0.30	5E+6	0.5	0.315	0.125
12	Кора	3300	1,5E+8	0.30	3E+6	0.5	0.315	0.050
13	Вода	1030	1E+9	0.50	0.1E+6	0	0	0
14	Кора	2550	4E+10	0,25	2E+6	0.5	0.315	0.315
15	Кора	2650	4E+10	0.25	2E+6	0.5	0.315	0.315
17	кора	2410	3E+10	0.25	1.5E+6	0.5	0.315	0.315

Модель вертикальной тектоники. Повышенный уровень максимальных касательных напряжений наблюдается в низах коры обеих плит, при этом наибольшие значения около 125 МПа достигаются в погруженной части океанической литосферы – слэбе. Здесь они почти втрое превышают уровень напряжений в низах субконтинентальной коры (60 МПа). По мере удаления на запад-юго-запад от оси желоба напряжения в океанической литосфере уменьшаются в три раза (около 20 МПа). Уровень максимальных касательных напряжений в 60 МПа для низов коры и средний для коры в целом в

20 МПа соответствует данным о природных напряжениях. Уровень напряжений в подкоровой литосфере менее 10 МПа.

Модель горизонтальной и вертикальной тектоники. В этой модели уровень максимальных касательных напряжений повысился в океанической литосфере для ее погруженной части до 150 МПа, а вблизи боковой границы модели, где задавались горизонтальные смещения, до 80 МПа. В континентальной коре уровень касательных напряжений остался практически неизменным за исключением двух участков, расположенных над зоной опускания, созданной в подошве модели. В одном из них – в верхней части коры произошло резкое повышение уровня напряжений 10 до 80 МПа, а в другом – в низах коры напряжения снизились с 60 до 40 МПа.

Таким образом, если в задаче с двумя источниками нагружения задавать перемещения исходя из общепринятых представлений на вязкость коры и литосферы (время релаксации 1000 лет), то влияние горизонтальных движений на уровень девиаторных напряжений много меньше 1 кг/см^2 . Роль этих движений становится более заметной при задании смещений плиты, исходя из времени релаксации 50 000 лет (этому должна соответствовать вязкость пород земной коры порядка $10^{23} \text{ Па}\cdot\text{сек}$).

В вариантах расчетов, где флюидное давление возрастает до значений, близких к литостатическому давлению (эффективный коэффициент внутреннего трения 0.05), уровни напряжения в нижних слоях коры (как океанической, так и субконтинентальной) падают примерно до 5 МПа. Эти результаты соответствуют оценкам природных напряжений для данного региона полученным в работе [2] на основе анализа сейсмологических данных. Максимальные касательные напряжения наблюдаются в погружающемся конце слэба, но более локализованы в тонкой нижней его области. Распределение давления становится более однородным. Выделяются более четкие области повышения и понижения значений в верхней мантии. Работа выполнена при поддержке РФФИ гр-ты: 06-05-64409, 06-05-64410, 06-08-01291 и 07-05-00106.

Литература

1. Погорелов В.В., Конешев В.Н., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л. Моделирование напряженного состояния Зондской сейсмоактивной области // Материалы XII международной конференции "Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения", Воронеж 18-23 сентября 2006. Изд. Воронеж. Гос. Унив. 2006. Т II. С. 105-110.
2. 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. Новосибирск. Гео. С. 1192-1206.

Деструкция континентальной литосферы: напряжения, вызываемые плотностными неоднородностями

Т.В. Романюк, А.В. Михайлова

Институт физики Земли РАН, г. Москва, t.romanyuk@mail.ru; reb@ifz.ru

Рассматриваются результаты 2-D расчетов параметров напряжений, вызываемых плотностными неоднородностями, в упругом и упруго-пластическом приближениях для (1) гипотетических моделей аппроксимирующих возможные механизмы деструкции континентальной литосферы: а) деламинация (delamination), б) конвективное утонение, в) мантийная субдукция и (2) модели по профилю «Колорадо», секущему западную окраину Северной Америки на широте 38°.

Профиль «Колорадо» (длиной более 2500 км, секущий окраину континента) – демонстрирует различные степени деструкции континентальной литосферы от почти полной денудации под зоной сочленения Сьерры-Невады и Большого Бассейна (подъем астеносферы практически к подошве коры) до мощного 300 км литосферного корня под Великими равнинами, где кора и докембрийская литосферная мантия формируют единый жесткий блок. Под восточной половиной плато Колорадо скорее всего еще сохранился реликт докембрийской литосферы мощностью до 100 км. Сейсмотомографические исследования показывают высокоскоростную аномалию в верхней мантии под горами Сьерры-Невады – «мантийная капля», которая интерпретируется как тонущие (метаморфически преобразованные) фрагменты нижней коры и литосферной мантии (потерявшие механическую связь с корой). Плотностные, петрологические и температурные, а, следовательно, и реологические параметры литосферной континентальной мантии как и ее структура вдоль профиля «Колорадо» предельно контрастны.

Наиболее интересные и важные выводы по результатам моделирования напряжений сводятся к следующему:

1. Сопоставление результатов расчетов напряжений с помощью упругого и упруго-пластического подходов показало возможность аппроксимации ослабленных зон – понижением упругих свойств. Распределение главных особенностей поля напряжений слабо зависит от того, каким образом при численном моделировании устанавливается повышенная к податливость среды к деформированию за счет снижений упругой жесткости или понижением предела пластичности. Например, астеносфера в первом подходе описывается пониженными на 3–5 порядков по сравнению с корой модулями Юнга, а во втором – низким пределом пластичности при даже более высоком модуле Юнга, чем кора. В обоих случаях астеносфера характеризуется низкими модельными максимальными касательными напряжениями. Однако в тех областях, где в вязкой модели априорно не были заданы ослабленные зоны

(низкая вязкость), а в процессе расчетов получились высокие уровни напряжений, превышающие пределы пластичности в упруго-пластическом приближении, результаты существенно расходятся.

2. Расчеты для вспомогательных гипотетических обобщенных моделей деструкции континентальной литосферы показали следующее:

- Распределение главных особенностей поля напряжений в коре слабо зависит от того, каким образом аппроксимируются ослабленные зоны – пластической реологией или понижением вязкости (упругих констант);

- Введение элемента скольжения в модель может принципиально изменить картину распределения особенностей поля напряжений.

- Распределение рассчитанных напряжений в приповерхностном слое коры для всех моделей слабо зависит от вариаций параметров моделей в глубинных мантийных частях, а контролируется преимущественно свойствами коры, особенно, если в средней коре имеется ослабленный слой (Эффект «экранирования» ослабленным слоем).

3. Сопоставление величин максимальных касательных напряжений (МКН) для вспомогательных гипотетических обобщенных моделей деструкции континентальной литосферы с величинами напряжений по профилю «Колорадо» показало, что в целом уровень напряжений в литосфере по профилю в несколько раз ниже, чем для гипотетических моделей, имитирующих аналогичные ситуации. Это связано с тем, что модель по профилю соответствует реальным структурам и описывается плотностями, контролируруемыми наблюдаемым полем, а в реальности структуры вдоль профиля характеризуются высокой изостатической скомпенированностью. В гипотетических моделях контроль по гравитационному полю отсутствует.

4. Общий уровень коровых напряжений по профилю «Колорадо», вызываемых плотностными неоднородностями, практически не зависит от глубинной структуры, а в значительной степени контролируется структурой самой коры и степенью изостатического состояния региона. Во всяком случае, в напряжениях в коре не было выявлено никаких локальных особенностей, которые прослеживались бы в мантию и их можно было бы связать с плотностными мантийными неоднородностями.

5. При варьировании реологических параметров «мантийной капли», оказалось, что критическим для распределения рисунка напряжений в мантии является соотношение упругих параметров «капли» и окружающей ее мантии. В случае, когда «капля» является более жестким включением по отношению к вмещающей ее мантии (Вариант «А»), областями с самым высоким уровнем МКН оказываются внутренние части самой «капли» и область под ней, в которую капля «упирается». Если «капля» мягче окружающей ее мантии (Вариант «Б»), то МКН максимальны в боковых областях тонущей «капли» и вокруг нее и в области над ней. И внутренние области «капли», и область непосредственно под ней в Варианте «Б» характеризуются более низкими напряжениями по сравнению с Вариантом «А».

В тонущем литосферном фрагменте неизбежны преобразования вещества. В частности, «мантийная капля» под Сьеррой-Невадой представляет собой надсубдукционные метасоматизированные породы, большинство гидратных фаз которых, включая серпентинизированные перидотиты, должны трансформироваться с выделением флюида, который, нарушая равновесие вмещающей среды, может вызвать ее мокрое частичное плавление. С другой стороны, тонущий литосферный фрагмент наводит замещающий восходящий астеносферный поток. В результате не только сам фрагмент, но и окружающие его объемы мантии оказываются вовлечены в глубокую метаморфическую переработку и частичное плавление, которые могут значительно понизить упругие параметры вещества и/или предел пластичности. Таким образом, по всем данным вариант «Б» представляется более предпочтительным.

6. Для Варианта «Б», в нижней коре и подстилающей ее верхушке верхней мантии океанической части профиля, шельфа и береговых частей континента и под Большим Бассейном получены области надлитостатического растяжения, в плане совпадающие с зоной тектонической активности системы разломов Сан-Андреас на широте профиля и играющие важную роль в процессе формирования новых оперяющих разломов. Причем область самого сильного растяжения располагается от континентального склона до разлома Сан-Андреас. Система разломов Сан-Андреас маркирует трансформную границу, по которой происходила и происходит в настоящее время релаксация относительных взаимных смещений Северо-Американской и Тихоокеанской плит. Детальные исследования последних лет показали, что эта разломная система непрерывно менялась и в настоящее время представляет собой совокупность разломов различного генезиса, размеров и активности, включает в себя как современные сейсмически активные разломы, так и неактивные палео-разломы. Например, в Центральной Калифорнии наряду с главной плоскостью движений – разломом Сан-Андреас, активными системами с современной сейсмичностью являются системы разломов Хайвард и Калаверас. Система разломов Сан-Грегорио Хосгри – является одним из палео-следов главной плоскости скольжения разлома Сан-Андреас, но в настоящее время малоактивна. Тектонические реконструкции свидетельствуют о том, что разломная система Сан-Андреас заложилась примерно 29 млн. лет назад и с тех пор (1) постоянно растет в длину и (2) плоскость главных движений постоянно мигрирует на восток, вглубь континента. На начальной стадии эволюции системы разломов Сан-Андреас приблизительно 29–23 млн. лет назад плоскость главных сдвиговых смещений располагалась у современного основания континентального склона. За 29 млн. лет на широте Сан-Франциско миграция разлома на восток составила около 150 км. Механизм, путем которого происходит миграция разлома на восток, следующей. Около главной плоскости скольжения появляются оперяющие разломы, на которые постепенно переносятся движения, а старые сегменты отмирают. Фрагменты

континентальной коры, отсекаемые новыми разломами от Северо-Американской плиты, «захватываются» Тихоокеанской плитой. Блоки континентальной коры как бы «увлекаются» движением подстилающей их океанической Тихоокеанской плиты, «прилипают» к ней сверху и становятся ее частью. Зоны растяжения в нижней коре играют важную роль в этом процессе. Именно в этих ослабленных зонах формируется детачмент, т.е. зона отслоения блоков верхней хрупкой коры от нижней пластичной коры и именно через эти ослабленные зоны новые оперяющие разломы «прорастают» вглубь континента.

Интересно отметить, что в течение последних 5 млн. лет на широте профиля не формируются новые оперяющие разломы и поэтому не происходит постепенной миграции сдвиговых дислокаций на восток. Однако в более южных частях разлома Сан-Андреас, в Южной Калифорнии в пустыне Мохаве усиливается сдвиговая активность на крупном боковом ответвлении от разлома Сан-Андреас – Восточно-Калифорнийской Сдвиговой зоне (ВКСЗ), переходящей в так называемую Walker Lane (WL)– зону растяжения и сдвиговой активности, расположенную между горами Сьерры-Невады и Большим Бассейном. Зона ВКСЗ+WL уже «перехватывает» на себя до 20% трансформных сдвиговых движений между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами. Со временем большая часть сдвиговых трансформных движений переместиться из современной системы разломов Сан-Андреас в эту новую зону. Мы полагаем, что отсутствие зоны растяжения в нижних горизонтах коры и подкоровой литосферы под Великой Долиной и горами Сьерры-Невады препятствует плавной миграции трансформного разлома на восток и вынуждает разломную зону «обходить» этот блок. Новые оперяющие разломы «прорастают» в ту ближайшую область, где в нижней коре наличествуют зоны растяжения

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ грант 07-05-00106.

Механика деформирования и разрушения морского льда и возможности моделирования тектонических процессов

В.Н. Смирнов, И.Б. Шейкин

ГНЦ РФ Арктический и Антарктический НИИ, Санкт-Петербург, smirnov@aari.nw.ru

При всем многообразии физических процессов в морском ледяном покрове с одной стороны и в земной коре с другой, природа этих геофизических систем имеет много общего и во многом подобна. И ледяной покров, и земная кора являются относительно тонкими твердыми оболочками на жидком основании с фазовым переходом в районе нижней границы. При этом в первом случае оболочка практически гомогенная по составу с компактной нижней границей, а во втором – гетерогенная с диффузной нижней границей. Обе оболочки имеют блочно-иерархическое строение с явно выраженной фрактальностью (структурным самоподобием) и многообразием внешних форм и динамических процессов, среди которых также имеют место некоторые аналогии, например: горообразование – образование ледяных торосов; движения по разломам – подвижки ледяных полей; складкообразование – продольно-сдвиговой изгиб ледяных пластин; землетрясения – автоколебания ледяных полей при подвижках; вековые колебания и эндогенные процессы – волны зыби, внутренние волны и динамические флуктуации уровня поверхности моря; приливные колебания и барические флуктуации.

Целью настоящего доклада является обзор некоторых результатов исследований в области геофизики морского льда и обсуждение возможности их использования в решении проблем геодинамики. В докладе представлены результаты натурных экспериментальных исследований механики деформирования и разрушения морского льда, выполненных Лабораторией Физики льда ААНИИ на дрейфующем льду Арктики и Антарктики, также как и результаты анализа сопутствующих спутниковых снимков. Для экспериментальных исследований использовались системы локальных инструментальных измерений: штанговые и проволоочные деформометры, датчики напряжений, сейсмометры, акселерометры, сеймонаклонометры и другие приборы, а также элементы глобальной спутниковой навигационной системы. Детальное описание методики и техники измерений представлено в ряде публикаций [2-4] и в монографии [1].

Вследствие того, что гомологическая температура морского льда больше 0,9, и лед находится в сравнительно высокотемпературном состоянии, процессы его деформирования нередко сопровождаются фазовыми переходами, в результате чего при деформировании лед может проявлять свойства линейной и нелинейной упругости, запаздывающей упругости, вязкоупругости, ползучести и пластичности. При этом реология морского льда в значительной степени зависит от масштаба измерений и сезонной изменчивости

температуры в полярных районах. На спутниковых изображениях можно видеть ромбовидные фрагменты ледовых образований, размеры которых изменяются от сотен метров до сотен километров (см. рисунок).

Известно, что дискретная неравновесная системы имеет множество метастабильных состояний, число которых растет с увеличением числа фрагментов. Поведение таких систем характеризуется стремлением к критическому состоянию, при котором случайная флуктуация параметров может вызвать распад структурных связей любого пространственного масштаба [8]. Однако после «катастрофы», благодаря нелинейной динамике внутренних и внешних процессов и наличию обратной связи, система вновь возвращается в пограничное состояние, характеризующееся дальнодействием и временной корреляцией событий [5, 6].

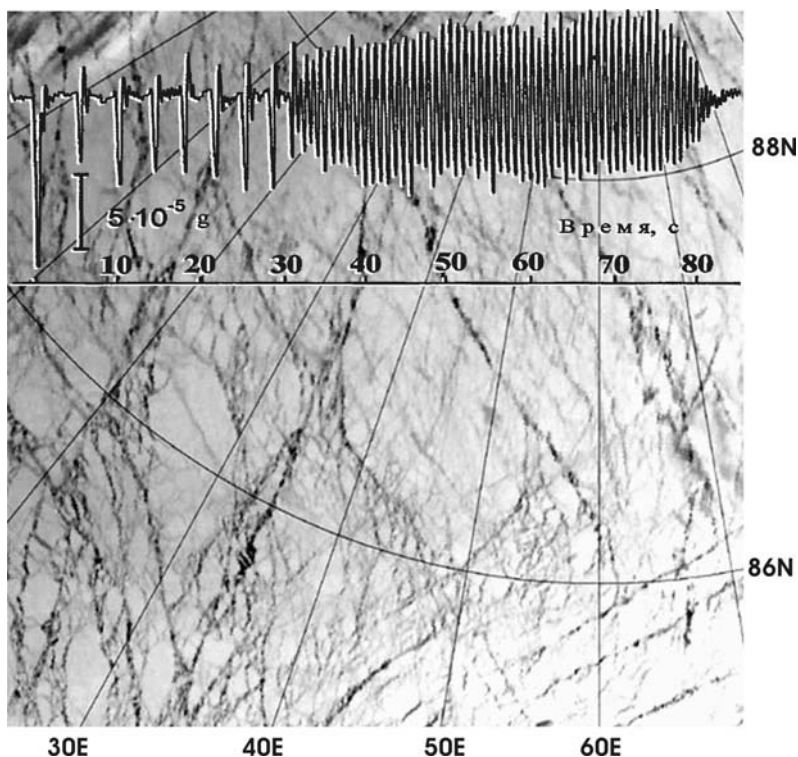


Рис. 1. Релаксационные сбросы напряжений, переходящие в автоколебания ледяного поля при подвижках на фоне спутникового снимка NOAA, 23 мая 2005 г

Изучение статистической эволюции дискретных механических систем открывает новые подходы к решению проблем геодинамики и, в частности, прогноза землетрясений [7]. Для физики критических состояний особый интерес представляют процессы, ответственные за перераспределение напряжений и деформаций. Здесь следует выделить релаксационные сбросы и автоколебания (см. рис. 1), которые поддерживаются неперiodическим внешним источником энергии, и их параметры определяются свойствами самой колебательной системы [2]. Значительные ускорения ледяных образований возникают при сравнительно кратковременных взаимодействиях ледяных полей при сжатии льдов и подвижке. Отдельные события измеренных разрушающих напряжений в ледяных полях достигают 400 КПа [1].

Таким образом, тектонофизику и геофизику морского льда можно считать смежными, а отчасти и взаимодополняющими научными направлениями, развитие которых может быть стимулировано взаимообменом идеями и технологиями. В частности, с точки зрения геодинамики геофизические модели морского ледяного покрова могут быть полезны для моделирования глубинных тектонических процессов в двумерном гомогенном приближении на уровне с заданной гомологической температурой, а морской ледяной покров можно рассматривать как крупномасштабную натурную геодинамическую лабораторию.

Литература

1. Смирнов В.Н. Динамические процессы в морском льду. Л.: Гидрометиздат. 1996. 161 с.
2. Смирнов В.Н. Релаксационные автоколебания во льдах Арктики. Проблемы нелинейной сейсмологии. М.: Наука. 1987. С. 237-244
3. Smirnov V.N., Sheykin I.B. Cyclic Effects in Sea Ice. Additional Papers Submitted for the Joint POAC/OMAE Arctic/Polar Symposium April 13-18. 1997 Yokohama, Japan. P. 21-26.
4. Smirnov V.N., Sheykin I.B., Shushlebin A.I. Compressing of Sea Ice and Local Strain of Ice Field. 13th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, August 15-18, 1995 Murmansk, Russia. V. 2. P. 118-127.
5. Смирнов В.Н., Чмель А.Е., Самоподобие и самоорганизация в дрейфующем ледяном покрове Арктического бассейна // Доклады РАН, 2006. Т. 410, № 5, С. 684-687.
6. Куксенко В.С. // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. М.: Наука. 1987. С. 12-36.
7. Садовский М.А. Автомодельность сейсмических процессов // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. М.: Наука. 1987. С. 6-12.
8. Садовский М.А. Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. 176 с.

Численное моделирование процессов деформации в геологических средах за пределом упругости

Ю.П. Стефанов

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск, yu_st@rambler.ru

В зависимости от условий нагружения, а также структуры материала (пористости, трещиноватости, минерального состава) развитие деформации за пределом упругости сопровождается различными явлениями, рис. 1. Например, в условиях растяжения быстро развиваются магистральные трещины. В условиях сдвига поведение становится более сложным, часто сопровождается объемными изменениями и сильно зависит от давления. В этом случае возможно образование крупных трещин, разломов, которым, как правило, предшествовало разрыхление, рассеянное накопление микротрещин с увеличением объема и локализация деформации. В высокопористых материалах увеличение давления приводит к дроблению зерен и сокращению порового пространства. При больших давлениях в случае плотных сред возможен переход к дислокационному механизму пластичности.

Неоднородная структура вещества, наличие блоков и нарушений приводят к сложному напряженному состоянию геологической среды. Например, при деформации в области, содержащей включения материала, механические свойства которого отличаются от свойств вмещающей среды, возможно возникновение зон действия растягивающих напряжений в условиях удаленного сдвига или неравноосного сжатия. В случае если среда находится в сильно сжатом состоянии, зоны действия таких напряжений будут малы либо возникнут лишь области «разрежения», в которых значение гидростатической части тензора напряжений будет пониженным. Принято считать, что прочность среды определяется кулоновскими напряжениями, поэтому такие зоны будут наиболее ослаблены, именно в них начнется и будет развиваться разрушение. В случае высокопористой среды ситуация может измениться на противоположную: разрушение будет инициировано в области, где величина давления выше, и сопровождаться уплотнением среды. Такой характер поведения может возникнуть в зоне разлома, где поврежденность существенно выше, чем в окружающей среде. Поэтому при изучении локализации деформации и разрушения в геологических средах важно принимать во внимание возможность реализации различных механизмов неупругой деформации.

Численное исследование процессов деформации геологических сред затрудняется множеством неопределенностей. Неоднородность структуры, геометрия и механические характеристики известны с большой погрешностью. С еще большей неопределенностью известны условия нагружения. Эти вопросы тесно переплетены между собой, т.к. сложности задания граничных



Рис. 1. Схема явлений наблюдаемых в плотных и высокопористых геологических средах при различных условиях нагружения

условий во многом определены геометрией и пространственной неоднородностью вещества. При рассмотрении развития деформации в той или иной области приходится пренебрегать основной частью структурных особенностей, а граничные условия задавать с некоторым осреднением имеющихся данных и в рамках определенных гипотез. Решение таких модельных задач позволяет дать некоторые оценки влияния тех или иных факторов на процесс деформации и выполнить проверку гипотез о действующих условиях.

Для исследования процессов деформации и разрушения использованы новые модификации моделей [1], за основу которых были приняты известные модели Друккера–Прагера–Николаевского [2], Рудницкого [3], Ди Маджио–Сандлера. Построены функции, описывающие эволюцию поверхности предельного состояния с учетом накопления повреждений и изменения пористости среды в процессе деформации.

Рассмотрены модельные задачи для области, содержащей нарушение. Показано, что в зоне нарушения с высокой пористостью и трещиноватостью деформация может развиваться по различным механизмам: как традиционно рассматриваемому механизму сдвига с разрыхлением среды, так и по механизму сдвига с уплотнением. В соответствии с этим будет иметь место сближение или раздвижение поверхностей нарушения, что может являться объяснением некоторых наблюдений в реальных геологических структурах.

Для области Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г. рассмотрено влияние Чаган-Узунского блока на место инициации и развитие разрыва. Показано, что в условиях сдвига фундамента вдоль существующего разлома

возникает сдвиговая деформация, приводящая к повороту более жесткого блока среды. Такой характер деформации обеспечивает формирование зон повышенных и пониженных кулоновских напряжений. Области пересечения указанных зон с имеющимся разломом могут стать местом зарождения и торможения разрыва. Здесь также продемонстрировано, что в условиях высокого сжатия возможно проявление различных механизмов развития неупругой деформации.

Рассмотрена задача о формировании полос локализованной деформации в толще среды в условиях горизонтального сдвига фундамента вдоль линии разрыва. Предложен способ имитации трехмерных условий нагружения, соответствующих данной антиплоской задаче для моделирования процесса в двумерной постановке плоской деформации. С этой целью используются результаты аналитического решения [4], на основании которого задаются условия нагружения в каждом из горизонтальных сечений исследуемой области. Важным моментом решения данной задачи является способ приложения нагрузки, т.к. распределение напряжений не может быть задано произвольным образом внутри рассматриваемой области. Для решения данной проблемы предложено задание нагрузки в виде дополнительных массовых сил. Это позволило выполнить имитацию необходимых условий, при которых распределения напряжений и смещений на упругой стадии деформирования соответствовали аналитическому решению трехмерной задачи.

Литература

1. Стефанов Ю.П. Численное моделирование деформирования и разрушения горных пород на примере расчета поведения образцов песчаника // ФТПРТИ 2008. № 1. С. 73-83.
2. Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35. Вып. 6. С. 1017-1029.
3. Grueschow E., Rudnicki J.W. Elliptic yield cap constitutive modeling for high porosity sandstone // Int. J. Solids Struct. 2005. V. 42. P. 4574-4587.
4. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29-35.

Математическое моделирование эволюции вязкоупругих напряжений и деформаций при росте мощности осадков. Анализ возможных спектров реализаций процесса уплотнения в зависимости от значений характеристических параметров подобия

Е.И. Суетнова

Институт физик Земли РАН, г. Москва, elena_suetnova@mail.ru

Уплотнение осадков является Базовым процессом, происходящим при формировании осадочных слоев в течение геологической истории. Геофизические исследования осадочных структур земной коры, в основном проводившиеся в прикладных целях, выявили как общие закономерности, так и особенности реализаций процесса уплотнения, Базовыми закономерностями процесса являются деформация матрицы осадков при увеличении мощности осадочного слоя, приводящая к прогрессивному падению пористости с глубиной, и рост порового давления с глубиной. На фоне этих общих закономерностей, наблюдаемые геофизическими методами градиенты падения пористости и роста порового давления с глубиной демонстрировали значительный разброс [1], который нельзя было объяснить в рамках принятого экспоненциального закона падения пористости с глубиной [2], описывающего по существу упругий характер уплотнения. Процесс накопления и уплотнения осадков, протекающий в течение геологического времени более адекватно описывается с учетом необратимых деформаций, зависящих от времени [3]. Математическое описание динамики таких деформаций основано на использовании соотношений вязкого течения матрицы осадков [4]. Процессы вязкоупругой деформации среды осадков и течения насыщающего флюида при накоплении и уплотнении осадков описываются системой дифференциальных уравнений в частных производных, с граничными условиями, отражающими процесс седиментации.

Система включает уравнения неразрывности для флюида и матрицы среды, уравнение Дарси, определяющее движение флюида относительно матрицы среды, уравнение движения вязкоупругой матрицы среды и динамическое соотношение между давлением флюида и эффективным давлением матрицы осадков.

$$\frac{\partial \rho_f m}{\partial t} + \nabla(V_f m \rho_f) = 0 ; \quad \frac{\partial \rho_s (1-m)}{\partial t} + \nabla(V_s (1-m) \rho_s) = 0 ,$$

$$V_f - V_s = -\frac{k}{\mu m} (\nabla p + \rho_f g); \quad \frac{dm}{(1-m)dt} = -\frac{m}{\eta^o} p_e - m\beta \frac{dp_e}{dt} , \quad p_e = p_{tot} - p_f ,$$

p_f – давление флюида, V_f – скорость порового флюида, V_s – скорость матрицы осадков, t – время, m – пористость, ρ_f – плотность флюида, ρ_s – плотность осадков, k – проницаемость, μ – вязкость флюида, g – ускорение силы тяжести, p_e – эффективное давление, p_{tot} – полное давление, η^o – эффективная вязкость среды осадков при уплотнении [3], β – эффективная поросжимаемость осадков [5]. Граничные условия описывают ситуацию скомпенсированного осадконакопления и непроницаемость границы подошвы осадков [4]. Для численного решения система приводилась к безразмерному виду, и были выявлены критерии подобия (безразмерные нелинейные комбинации входящих физических и гидродинамических параметров задачи), от значений которых зависит поведение решения для пористости и эффективного давления во времени и по разрезу осадков [4].



Рис. 1. Распределение эффективного давления по глубине осадков для двух различных значений механического критерия подобия D ($D = 0.002$ – сплошная линия, $D = 2$ – пунктирная линия)

Первый критерий – гидродинамический, второй – механический. Расчеты показали, что большим значениям гидродинамического критерия соответствует больший градиент роста давления флюида в осадках [6]. Механический критерий, являющийся безразмерным аналогом времени релаксации Максвелла для пористой среды, отражает эволюцию перехода от упругого режима уплотнения к вязкому в зависимости от значений физических параметров осадков [4]. На рис. 1 приведены в безразмерном виде результаты расчетов распределения эффективного давления по глубине осадков для двух различных значений механического критерия подобия D при одинаковых значениях гидродинамического критерия V ($V = 0.06$). Видно, что значение эффективного давления зависит от значения параметра подобия D . При большем значении D , эффективное давление оказывается меньше для одинаковых значений гидродинамического параметра подобия и реальной мощности накопленных осадков. Кроме того, давление насыщающего флюида приближается к литостатическому на больших глубинах при большем значении D .

Таким образом, выявлено, как именно наблюдаемые различия в трендах распределения порового или эффективного давления в осадочных колонках могут отражать различия в комплексе характеристик процесса осадконакопления, от физических и гидродинамических свойств осадков, до скоростей их накопления.

Литература

1. Chilingarian, G. V., and Rieke, H. H., III. Compaction of argillaceous sediments, in Fertl, W. H. (ed), Abnormal Formation Pressures. Development in Petroleum Science. 1976. V. 2: Amsterdam, Elsevier. P. 49-100.
2. Athy L.F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1930. N 14. P. 1-23.
3. Birchwood R.A. and Turcotte D.L. A unified approach to geopressuring, low-permeability zone formation, and secondary porosity generation in sedimentary basins // J. Geophys. Res. 1994. 99. P. 20051-20058.
4. Suetnova E.I., Vasseur G. 1-D modelling rock compaction in sedimentary basin using visco-elastic rheology // Earth Planet. Sci. Letters. 2000. 178. P. 373-383.
5. Баренблат Г.И., Ентов В.М., Рыжик В.М. Движение жидкостей и газов в природных пластах. 1984. М.: НЕДРА. 207 с.
6. Суетнова Е.И., Чернявский В.М. О течении свободного флюида в вязкодеформируемой пористой среде с движущейся границей // Известия Российской Академии Наук, Механика жидкости и газа. 2001. № 1. С. 136-144.

Моделирование тектонических процессов, используя ледовый покров озера Байкал (результаты светодальномерных и GPS измерений)

В.Ю. Тимофеев, Д.Г. Ардуков, Е.В. Бойко

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

Ледовый покров озера Байкал можно рассматривать, как аналог земной коры с блоковой структурой разделенной магистральными трещинами (разломами). Процессы накопления деформаций и разрушения в зонах трещин протекают быстро (несколько суток), что позволяет изучать процесс в динамике. Задачи исследований можно сформулировать таким образом: изучение движения твердых плит, выделение свободных колебаний плит, изучение процесса накопления деформаций и разрыва на границах плит, выделение приливных и сейшевых смещений ледовых полей озера Байкал. Решение поставленных задач проводилось на экспериментальном материале, полученном методами GPS и светодальномерных измерений за три сезона зимних экспедиций на льду оз. Байкал (2006, 2007, 2008 гг.). Площадь озера Байкал составляет 20000 км², длина береговой линии 2000 км, глубина в южной части до 1400 м, в средней части до 1600 м и в северной части до 800 м. Зимний период достигает 180 и более дней, ледовый покров устанавливается в период с декабря-января по апрель-май. Мощность ледового покрова обычно около 1 м. Типичными трещинами, покрывающими ледовый покров, являются трещины окаймляющие озеро по периметру, а также системы трещин пересекающих озеро в определенных частях [1]. На системе станковых трещин ежегодно простирающихся от района Листвянка-Коты на восток проводились измерения в 2006, 2007 и 2008 гг. [2, 3]. Размеры ледовых полей озера Байкал составляют от сотен метров до десятков километров. Соотношение размер-толщина позволяет предполагать аналогию с земной корой, расположенной на вязком основании. Силы движущие ледовые пластины – это ветер, течения в озере Байкал и температурные вариации. Измерения движений ледовых полей проводились ежегодно в феврале-марте. Использовались двухчастотные светодальномеры типа ТОПАЗ СП2. Проведение измерений при отрицательных температурах (от -10 градусов до -25 градусов) в безветренную погоду позволили достигать погрешности 0.1-0.3 мм на базах до километра. Измерениям на льду озера предшествовали технологические измерения в зимний период в районе сейсмостанции Талая в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. На время ежегодных измерений штативы с приборами вмораживались в лёд. Технология измерений с приёмниками космической геодезии (TRIMBLE 4700) была различной, с опорой на иркутскую станцию IRKT мировой сети IGS либо с заложением временной опорной станции на берегу озера. Погрешность GPS измерений составляла

несколько миллиметров. Измерениям на льду предшествовали измерения при температурах до -30 градусов в районе сейсмостанции Талая, где исследуются сезонные вариации по линии Талая – Иркутск. Климатические условия образования ледового покрова и его динамики в течение трёх лет отличались значительными особенностями. Если в течение первых двух лет наблюдались значительные отрицательные температуры, периоды сильной ветреной погоды и резкие подвижки льда, сопровождающиеся ежесуточными разрывами станových трещин, то последний год характерен относительно теплой погодой и очень слабой подвижностью ледового покрова. Измерения 2007 года совпали с периодом усиления сейсмической активности в котловине озера в районе острова Ольхон.

В период экспедиции 2006 года светодальномерные измерения на треугольной сети в зоне станового многокилометрового разрыва позволили получить запись собственных колебаний ледовых плит с амплитудами до 12 мм после разрыва по трещине. Периоды колебаний составили 0,8, 2 и 5–минут. Использование теории образования таких колебаний в одномерном случае [4, 5, 6] и экспериментальных данных позволили определить упругие модули для льда ($E = 5 \cdot 10^9$ Па) [7, 8]. Также проведены энергетические оценки процесса разрыва (магнитуда $M = 1 \div 2$). Эти процессы регистрируются в зимний период на сейсмостанциях, окружающих озеро Байкал. Попытки искусственного инициирования разрыва слабыми зарядами на многокилометровой трещине оказались безуспешными. Исследования затухания собственных колебаний плит позволило провести оценку вязкости льда $10^{11} \div 10^{12}$ Па·с [8, 9, 10]. Оценки скоростей накопления деформаций в приразрывной части оказались на уровне нескольких единиц четвертого знака за 8 часов, что на суточных интервалах закономерно приводит к разрушению материала.

Смещение ледовых плит относительно друг друга аналогично задаче накопления деформаций на разломе при разной глубине зоны зацепления. Эти явления наблюдались при измерениях, так скорости относительного смещения на датчиках, установленных в 1 м от разрыва и в сотнях метрах часто значительно различаются. Подобный парадокс, т.е. усиление скоростей накопления деформаций в приразломной зоне известен. Например, скорости деформирования по данным космической геодезии в Байкальской рифтовой зоне составляют $5 \cdot 10^{-8}$, а скорости, наблюдаемые деформографами в штольне сейсмостанции Талая оказываются на уровне $5 \cdot 10^{-7}$ [11, 12]. Разлом, разделяющий Сибирскую платформу и Байкальскую рифтовую зону, простирается в нескольких километрах северней сейсмостанции Талая. Смещения ледовых полей относительно берегов составляют до 0,5 м в сутки, наблюдаются как линейные, так вращательные перемещения. Процессы землетрясений в зоне озера в 2007 году сопровождались 3D смещениями ледовых полей в несколько сантиметров. Период слабых движений в марте 2008 года позволил получить запись приливных и сейшевых колебаний ледовых полей. Выде-

ленный период основной сейши озера Байкал – 4.7 часов хорошо соответствует наблюдениям за водным уровнем озера и теоретическим расчётам [13]. Исследования выполнены в рамках ИП СО РАН № 27 и при поддержке гранта РФФИ 07-05-00077.

Литература

1. Атлас Байкала. Москва. РАН. 1993. 160 с.
2. Добрецов Н.Л. и др. Ледовый покров озера Байкал как модельная среда для изучения тектонических процессов в земной коре // Доклады РАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 1-5.
3. Timofeev V.Y., Ardyukov D.G. Snow-ice field motion at Baikal Lake by geodimeter and GPS observations. // Abstract, International Symposium on Snow Science, International Glaciological Society, Moscow, Russia, 3-7 September 2007, Institute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow State University.
4. Медведев Н.И. «Механико-математические модели по геодезическим данным: нераспространяющиеся колебания в земной коре», диссертация кандидата технических наук. Южно-Сахалинск. 2006. 112 с.
5. Гусева Т.В. и др. Короткопериодные упругие деформации приповерхностных частей земной коры по данным геофизических измерений. // Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли. 1979. № 7.
6. Nur A. Nonuniform Friction as a Physical Basis for Earthquake Mechanics: a Review // Proc. of Conference 2 Experimental Studies of Rock Friction Prediction. – California: 1977. Menlo Park, P. 241-254.
7. Лёд и снег. Свойства, процессы, использование. Ред. У.Д. Кингери. М.: Мир. 1966. С. 480.
8. Паундер Э. Физика льда. М.: Мир. 1967. 189 с.
9. Савельев Б.А., Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых гонных пород. М.: Изд. МГУ. 1971. 507 с.
10. Petrenko V.E., Whitworth R.W. Physics of Ice. N.Y.: Oxford. Univ. Press. 2002. 392 p.
11. Саньков В.А., и др. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 422-430.
12. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Грибанова Е.И. Вариации наклонов и деформаций в БРЗ // ГЕО-СИБИРЬ, Сборник материалов III Межд. научного конгресса, Т. 3. Новосибирск: СГГА. 2007 С. 284-289
13. Фёдоров В.Н. Изменчивость уровня озера Байкал. Новосибирск. Наука СО. 1981. 96 с.

Моделирование тектонических напряжений в структурах Гузаксайского грабена

М.К. Турапов, М.О. Сулейманов, Н.Ю. Дулабова

Институт минеральных ресурсов, г. Ташкент, Узбекистан, mineral@cu.uz

1. Гузаксайский грабен расположен в восточной части Чадакского рудного поля и протягивается с севера на юг охватывая площади рудных участков Мазар, Боматсай, месторождения Гузаксай. Граничными структурами грабена являются Гузаксайский и Акбулак-Каракутанские разломы, которые на севере сближены до 1000 м, на юг они расходятся до 3000 м. Поверхности граничных структур волнистые и осложнены субширотными разломами. Металлогенической особенностью грабена является то, что в его центральной части сформировано золоторудное месторождение Гузаксай. Пространственное распределение золотого оруденения в виде жиллообразных рудных тел ограничивается граничными структурами грабена. Кроме этого сама граничная структура грабена – Гузаксайский разлом одновременно является рудораспределяющей и рудоконтролирующей. На севере от месторождения Гузаксай расположены еще два рудных участка – Баматсай и Мазар. Пространственное развитие золотого оруденения в них также контролируются граничными структурами грабена.

2. Естественно при наличии таких факторов возникает вопрос – какова роль грабена в формировании золоторудных объектов? Какова роль граничных и внутренних структур грабена в размещении золотого оруденения? Ответ на эти и другие вопросы позволили бы более конкретно раскрыть природу золоторудного процесса в Чадакском рудном поле, более достоверно определить их генетические особенности, уточнить рудоконтролирующие факторы, что позволяет повысить эффективность геологоразведочных работ. Для решения этих геологических задач был использован метод экспериментальной тектоники. В частности, моделирование структур участка земной коры, с использованием поляризационно-оптического метода [1, 2, 3, 4]. При экспериментах придерживались пяти принципам тектонофизического моделирования М.В. Гзовского [1]: подобия, селективности, сепарации, аппроксимации и статистического анализа.

3. Результат моделирования. Как известно основой модели являются структура, которая формировалась в определенном периоде геологического развития участка земной коры. При этом, из числа множеств разломов берутся те, которые были образованы до- и внутрирудном этапе и имеют непосредственное влияние на рудный процесс. Моделирование структур Гузаксайского грабена проведен в нескольких этапах, где каждому этапу соответствовал определенный масштаб структурно-тектонической основы модели. В данном случае рассматриваем результаты моделирования, где

структурно-тектоническая основа модели составлена по геологической, структурно-тектонической картам Чадакского рудного поля в масштабе 1:10000. Эксперименты проведены в нескольких вариантах: 1-й – основу модели составляет структурно-тектоническое строение грабена в дорудном этапе развития; 2-е – основу модели составляет структурно-тектоническое строение грабена в рудном этапе развития. Как показывают результаты первого варианта экспериментов тектонофизическая обстановка площади грабена во многом слабее по сравнению с внешней частью. Около 10% площади грабена находятся под воздействием умеренных величин напряжений, а остальные 90% – поля слабых напряжений с многочисленными нейтральными зонами. Во внешней части грабена господствуют умеренные и весьма умеренные величины напряжений. Таким образом, до рудообразования Гузаксайская грабеновая структура находилась в тектоническом ослабленном состоянии, несмотря на то, что вся площадь Чадакского рудного поля находилась под воздействием региональных усилий тектонического сжатия. Ключевую роль в ослаблении площади грабена сыграли: 1) пространственное положение граничных структур грабена к направлению региональных горизонтальных усилий сжатия и 2) морфология граничных структур. Во втором варианте эксперимента структурно-тектоническая основа первого варианта была осложнена нанесением элементов имитирующих серию субпараллельных диагональных разломов, которое повлекло за собой некоторое изменение напряжений как в самом грабене, так и за его пределами. Эти изменения локального характера и связаны в основном с незначительной концентрацией напряжений в участках сопряжений и пересечений разломов. Но главная тектонофизическая особенность грабена – пониженная тектоническая напряженность, сохранилась. Таким образом, осложнения грабена диагональными разломами, которые тектонически активировались в процессе рудообразования, никак не отразилась на общий фон тектонофизического состояния грабена. Они способствовали внутриграбеновому перераспределению тектонических напряжений.

4. Геодинамическая обстановка указывает на незначительную тектоническую активизацию граничных структур в виде сдвига. Сдвиг наблюдается и по диагональным разломам. Активизация разломов наблюдается не только по горизонтали, но и по вертикали. Вертикальное смещение характерно для центральной (площадь месторождения Гузаксай) и северной (участки Мазар, Бомотсай) площадей. При геодинамической обстановке, когда грабен находился под воздействием региональных усилий сжатия (деформация), грабен тектонически ослабевает и его структурные элементы приходят в движение с различной амплитудой и направлением перераспределяя тектоническую напряженность в определенной закономерности. И золоторудный процесс в геологическом пространстве протекал под влиянием определенных величин тектонических напряжений. Размещение оруденения пространственно тяготеет к полям слабых величин напряжений и нейтральным зонам. Этим

определяется тектонофизическая позиция золоторудной минерализации, которую рекомендуется использовать в качестве поисково-оценочной критерии при прогнозе и поиске.

Литература

1. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М.: АН СССР. 1963. 163 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
3. Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низкомолекулярные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: АН СССР. 1963. 196 с.
4. Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационного оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М: Наука. 1985. С. 62-93.

Реконструкция палеонапряжений при формировании земной коры северо-восточной части Балтийского щита (численное моделирование)

В.Т. Филатова

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, filatova@geoksc.apatity.ru

Согласно существующим представлениям [2] в архее на исследуемой территории сформировалась область коллажного строения с корой континентального типа, характеризующаяся пульсационным развитием и, соответственно, относительно мобильной геодинамикой в течение всей геологической истории. Выделяются крупные архейские мегаблоки Мурманский, Кольский и Беломорский, разделённые глубинными разломами, а также Кейвская парагнейсовая структура, вложенная в структуру Кольского мегаблока [3]. В пределах Кольского мегаблока с северо-запада на юго-восток протягивается раннепротерозойский Печенгско-Варзугский рифтогенный пояс, вложенный в архейский зеленокаменный пояс Терско-Аллареченский. До сих пор являются предметом дискуссий механизмы формирования земной коры в раннем докембрии. Допускаем, что в архее исследуемая область на момент завершения акреции земной коры была подвержена всестороннему тектоническому сжатию равномерно распределёнными усилиями T . Северо-восточная часть Балтийского щита представляла собой неоднородное упругое тело, подверженное действию объёмных сил и заданных напряжений на границе. Рассматриваемая область состоит из нескольких подобластей, каждая из них считается однородной изотропной и линейно-упругой с линейно-упругими постоянными: коэффициент Пуассона (μ) и модуль Юнга (E).

При решении данной краевой задачи в напряжениях использовался метод фиктивных нагрузок [1], являющийся одним из методов граничных элементов. При численном решении задавался расчётный прямоугольный контур, огибающий исследуемую область, которая по всей своей границе загружалась равномерно распределёнными единичными сжимающими усилиями T . Разломные зоны, разделяющие мегаблоки, принимаем в виде отдельных тел шириной 25–30 км. Кейвская структура также задавалась как отдельное тело. Выполненные расчёты позволили оценить величины напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , τ_{xy} и определить ориентацию осей главных напряжений (рис. 1), которые могли возникать в архейской континентальной плите северо-востока Балтийского щита. На фоне общего сжатия региона в земной коре одновременно могли возникать как напряжения сжатия, превышающие приложенные усилия и достигающие значения $2T$, так и напряжения растяжений, достигающие $0.9T$.

Выделяются области повышенного градиента напряжений и области, где градиент напряжений практически отсутствует. Наиболее высокими градиентами отмечаются области развития Северо-Кольского разлома, Лапландского шва, Беломорско-Карельского тектонического шва, а также разломов в Мурманском и Кольском мегаблоках, таких как Печенгский, Цагинский, Северо-Сальнотундровский, Стрельнинско-Святоносский, Усть-Понойский. Последние являются структурами архейского возраста и их координаты не использовались при постановке задачи. Высокий градиент напряжений характерен для Кейвской структуры, восточного контакта Печенгской структуры с архейским фундаментом, долины р. Тулома и для большей части территории Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса. Для разломов, систем разломов и тектонических швов характерна регулярность в направлении осей главных напряжений: по простиранию, преимущественно, фиксируются условия сжатия, а в крест простирания – условия растяжения. Такая же картина наблюдается на восточном контакте Печенгской структуры и южном контакте Кейвской структуры с архейским фундаментом. Наибольшие величины напряжений растяжений отмечаются в пределах пояса Колмозеро-Воронья и Заимандровского (Оленегорского) района. Для Колмозеро-Воронья оси растяжений ориентированы в восточном – юго-восточном направлении, а для Заимандровского района – в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях. В пределах Кейвской структуры в целом наблюдаются напряжения сжатия по линии северо-запад – юго-восток при одновременных напряжениях растяжения по линии юго-запад – северо-восток. В пределах развития архейского Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса выделяется сложная ветвящаяся сеть растяжений и сжатий различной интенсивности с общим северо-западным простиранием.

Зоны растяжений перемежаются зонами сжатия. В пределах пояса, преимущественно, зоны растяжений, также как и зоны сжатия характеризуются северо-западным простиранием. Полученная сеть растяжений-сжатий практически повторяет конфигурацию Терско-Аллареченского пояса, унаследованного впоследствии раннепротерозойской Печенгско-Варзугской рифтогенной структурой. Таким образом, на основании полученных результатов можно заключить: (1) тип тектоно-магматической активности, установившийся в регионе в позднем архее, был внутриплитный; (2) земная кора на тот период формировалась в условиях всестороннего тектонического сжатия; (3) контуры контактных границ между мегаблоками на протяжении геологической истории в основном не изменялись; (4) при формировании земной коры региона в позднем архее создавались условия, благоприятные для формирования комплементарных структур типа «сжатие-растяжение» и синхронного формирования соответствующих магматических и метаморфических формаций.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований РАН (ОНЗ-6) «Геодинамика и механизмы деформации литосферы».

Литература

1. Крауч С., Старфилд А. Методы граничных элементов в механике твёрдого тела. М.: Мир. 1987. 328 с.
2. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Балабонин Н.Л. и др. Кольский глубинный ранне-докембрийский коллизиион: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1997. Сер. 7 (геология, география). вып. 3 (№ 21). С. 5-18.
3. Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Apatity: KSC RAS. 1995. 144 p.

Разломно-блоковая структура и напряженное состояние верхней коры восточного побережья озера Байкал (натурные наблюдения и моделирование)

А.В. Черемных

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

Цель исследования состоит в выявлении взаимного влияния разломно-блоковой структуры и напряженного состояния верхней части земной коры. Полигон для исследования был выбран на восточном побережье озера Байкал, в районе Усть-Баргузинского разломного узла, т. к. верхняя часть земной коры здесь характеризуется контрастно проявленным в новейшей структуре блоковым строением. Блок, в нашем понимании, – относительно монолитный объем горных пород, ограниченный разломами определенного ранга [6], при этом активный блок перемещается по зонам разломов как единое целое.

Деформации верхней части земной коры отражены в современном рельефе, в связи с чем, при картировании разломно-блокового строения за основу была принята методика морфоструктурного районирования [2]. Для уточнения разломно-блокового строения, установленного геоморфологическими методами, было проведено сопоставление результатов морфоструктурного районирования с государственными геологическими картами. Кроме того, на основе анализа размеров блоков, выявлены зоны региональных разломов района. В результате была составлена карта, которая учитывает характерные особенности разломно-блоковой структуры верхней части земной коры [3]: 1) разноранговые блоки, отличающиеся направленностью и интенсивностью относительного перемещения на неотектоническом этапе; 2) внутриблоковые разломы, не проявленные в рельефе, в связи с тем, что являются не активными или слабо активными в новейшее время; 3) зоны региональных разломов, имеющие блоковое строение, образованное различно ориентированными локальными разрывами.

Сведения о напряженном состоянии верхней части земной коры района исследований, полученные на основе геолого-структурных методов восстановления ориентировки осей главных нормальных напряжений по остаточным деформациям в горных породах, свидетельствуют о широком распространении обстановок сдвига и растяжения [1, 3, 5]. При этом сдвиговое поле напряжений некоторые исследователи относят к раннеорогенному (с палеоцена до середины плиоцена), а поле растяжения – к позднеорогенному (поздний плиоцен – голоцен) этапам развития территории [1]. Систематизация всего многообразия восстановленных локальных полей напряжений относительно разноранговых разрывов территории позволила установить, что в зонах региональных разломов имеет место [3]: 1) различная ориентировка осей главных нормальных напряжений вблизи разно ориентированных ло-

кальных разрывов; 2) изменчивость напряженного состояния в районах узлов сочленения разрывов; 3) вариации углов наклона осей главных напряжений вдоль простирания разломов.

Моделирование напряженного состояния верхней части земной коры поляризационно-оптическим методом проведено на оборудовании лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН. Воспроизводились ситуации, при которых главные напряжения лежали в плоскости модели. В качестве модельного материала использованы студни желатина, обладающие высокими коэффициентами оптической активности и удовлетворяющие требованиям теории подобия. Эксперименты позволили установить особенности перераспределения напряжений на концентраторах разных порядков. Ранее [7] установлено, что концентратор первого порядка – граница Сибирской платформы и Забайкальского блока – определяет региональное поле СЗ-ЮВ растяжения, характерное для Байкальского рифта. Именно в этом поле развиваются разломы, которые из-за особенности внутреннего строения своих зон, ориентировки в пространстве и характера взаимодействия (узлы сочленения) формируют локальные поля напряжений (второго и третьего порядка) с различной ориентировкой осей главных напряжений.

Для района исследований были воспроизведены в моделях: 1) сеть региональных разломов, образующих Усть-Баргузинский разломный узел; 2) узловое сочленение локальных разрывов наиболее характерных как для района в целом, так и для частных зон региональных разломов.

Граничные условия варьировали от опыта к опыту, так как деформация растяжения может быть вызвана различными способами внешних воздействий, наиболее вероятными из которых являются: сжатие вдоль рифта (имитация влияния Индо-Евразийской коллизии) и поперечное растяжение (имитация действия подлитосферного потока аномальной мантии) [4]. Кроме того, схема проведения экспериментов с поэтапным добавлением в модель разрывов, позволила проследить изменение напряженного состояния от простых структур к сложным их сочетаниям.

Установлено, что наиболее крупные одиночные разрывы, развиваясь в региональном поле напряжений, перераспределяют его. При этом напряженное состояние в окрестностях этих разломов, при условии их ортогональности к растяжению, в зависимости от граничных условиях, значительно меняется по величине и несущественно по ориентировке осей. Однако в моделях узлов сочленения разломов происходит перераспределение напряжений, как по величине, так и по простиранию главных осей, что вызвано кооперативным поведением разломов при активизации. Еще более сложная картина наблюдается при изменении граничных условий в моделях разломных узлов локального уровня. Даже при изначальной согласованности простирания локальных разрывов и осей регионального поля напряжений часто возникают ситуации, при которых узел разрывов активизируется в измененном региональными разрывами напряженном состоянии, что вызывает существенные

вариации простираций осей главных напряжений в его пределах. Именно в моделях разломных узлов фиксируются изотропные точки – области значительной изменчивости ориентировок осей напряжений. Этим обстоятельством, по-видимому, обусловлено наблюдаемое в природе нестабильное напряженно-деформированное состояние вблизи зон сочленения разрывов. Однако все многообразие локальных полей напряжений, особенно вне узлов сочленения, объяснить сложно. Большая их часть, скорее всего, связана с особенностями реализации смещений по различно ориентированным разрывам при растяжении.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 07-05-00061).

Литература

1. Парфеев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 14-28.
2. Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.:Наука. 1979. 171 с.
3. Черемных А.В. Региональные разломы, блоки и напряженное состояние верхней части земной коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла (Байкальская рифтовая система) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2005. № 5. С. 10-17.
4. Черемных А.В. Экспериментальное исследование природы современного напряженного состояния Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1083-1092.
5. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1989. 158 с.
6. 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.
7. Шерман С.И., Черемных А.В., Мирошниченко А.И. Новые данные о структуре поля напряжений Байкальской рифтовой системы (результаты моделирования) // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400, № 6. С. 803-807.

Исследования процессов возникновения и развития деформационных структур в плитных средах на примере ледового покрова озера Байкал

**Е.В. Шилько¹, С.В. Астафуров¹, А.В. Димаки¹, В.В. Ружич², Н.Г. Гранин³,
С.Г. Псахье¹**

¹ – Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск, shilko@ispms.tsc.ru

² – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

³ – Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск

Проводимые на протяжении ряда лет экспедиционные исследования СО РАН показали, что в качестве эффективной модельной системы для изучения деформационных процессов в специфических блочных (плитных) средах, в частности, в литосфере, может рассматриваться ледовый покров озера Байкал. Многие механизмы деформации блочного ледового покрова могут быть рассматриваться как некоторые аналоги известных в геодинамике механизмов (спрединга, субдукции и других). Как показали результаты исследований, на активных границах раздела структурных элементов блочного ледового покрова происходят постоянные относительные перемещения ледовых пластин. Можно выделить два характерных режима относительных смещений:

1. «Медленные», связанные с преимущественным расхождением ледовых плит и образованием «молодого» ледового покрова.

2. Кратковременные динамические, при которых происходит быстрое схождение плит и могут формироваться (а в дальнейшем и развиваться) деформационные структуры субдукционного типа (поддвиги).

Фундаментальной причиной обоих типов «тектонических» движений является постоянное наращивание мощности ледового покрова, однако их механизмы существенно различны.

«Медленные» относительные перемещения связаны, в первую очередь, с суточными колебаниями температуры воздуха и, как следствие, с возникновением значительных температурных градиентов по толщине ледового покрова и вызываемых ими напряжений в ледовых плитах. Характер суточных смещений является крайне неравномерным и начинается с разрыва слоя молодого льда. После этого на протяжении нескольких часов имеет место расхождение ледовых пластин с постепенно уменьшающейся скоростью. Далее следует фаза «покоя», либо небольших возвратных смещений. Отметим, что амплитуды и особенности суточных смещений по границе раздела во многом определяются средней характерной температурой воздуха, а также локальными особенностями напряженно-деформированного состояния изучаемого фрагмента среды и граничными условиями.

Указанные закономерности «медленных» деформационных процессов на активных трещинах в блочном ледовом покрове позволяют провести некоторую аналогию с процессами деформационного (пассивного) рифтогенеза на дивергентных границах раздела литосферных плит, несмотря на то, что причины накопления растягивающих напряжений в ледовом покрове и земной коре являются различными.

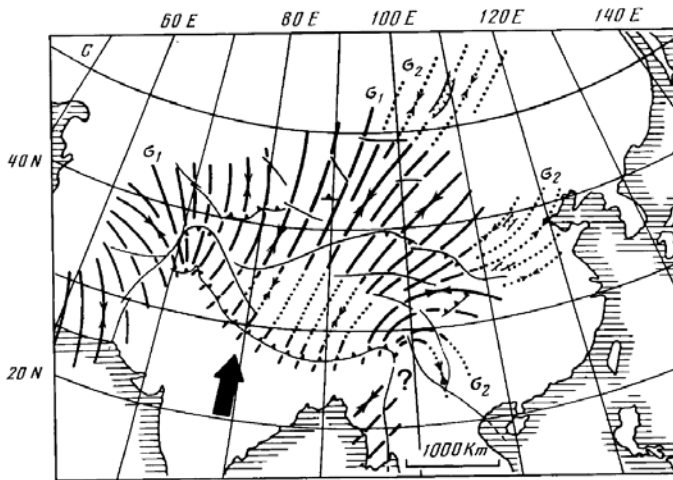
Возникновение динамических конвергентных смещений на активных границах раздела ледовых пластин и формирование поддвигов не может быть удовлетворительно объяснено температурными градиентами в толще льда. Мониторинг смещений показал, что эти процессы, по-видимому, связаны с исчерпанием релаксационной способности механизма медленных относительных перемещений ледовых плит и, как следствие, с быстрым возрастанием внутренних напряжений в некоторых областях ледового массива и их динамической фрагментацией путем возникновения новых границ раздела (тип I), либо активизацией ранее неактивных трещин (тип II). Установлено, что динамические релаксационные явления первого типа хотя и сопровождаются большей скоростью высвобождения накопленной упругой энергии среды, однако вызывают меньшие результирующие смещения в зоне поддвига ледовых плит. Наблюдаемые различия могут быть связаны с тем, что активизация большого количества границ раздела способна вызывать существенно большие смещения в блочной среде, нежели образование новой границы.

Проведенные обследования структуры зон подвигов позволяют рассматривать их как упрощенный «механический» аналог зон субдукции в земной коре. Следует отметить, что фундаментальные причины возникновения таких деформационных структур в литосфере и ледовом покрове качественно различны. В то же время, вопрос о факторах, инициирующих субдукцию на «подготовленных» конвергентных границах в литосфере, является открытым. Одним из таких факторов может быть импульс горизонтального сжатия, в том числе динамического. Это дает основания полагать, что в специфических блочных средах, подобных ледовому покрову или земной коре, одной из возможных причин образования деформационных структур субдукционного типа являются процессы фрагментации, связанные с выделением большого количества упругой энергии.

Следует отметить, что характерные скорости деформационных процессов в ледовом покрове на несколько порядков величины выше скоростей деформаций в литосфере. Поэтому в «естественных условиях» ледовый покров демонстрирует более простую (хрупкую) реологию. Тем не менее, он может быть эффективно использован как модельная среда для качественного анализа взаимосвязи процессов возникновения и поглощения материала литосферы.

Раздел III

ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ГЕОДИНАМИКИ И ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ



Поля напряжений и деформаций субвулканических тел и даек пермь-триасового возраста Приазовского блока УЩ и его сочленения с Донбассом

В.И. Алехин¹, В.А. Корчемагин²

¹ – Донецкий национальный технический университет, г. Донецк, vikalex07@rambler.ru

² – Донецкий национальный технический университет, г. Донецк, geolog@dgtu.donetsk.ua

Выполнены исследования деформаций и древних полей напряжений трахитов и андезитовых порфиров Восточного Приазовья и его сочленения с Донбассом. Исследованные трахиты относятся к Южно-Донбасскому магматическому комплексу пермского возраста. Андезиты входят в состав андезит-трахиандезитового магматического комплекса, формирование которого проходило на границе перми и триаса. Определения абсолютного возраста пород Южно-Донбасского магматического комплекса дают значения в 250–290 миллионов лет [1]. По литературным данным трахиты Южно-Донбасского магматического комплекса в виде обломков встречаются в базальных конгломератах верхнетриасовых отложений Новоазовского района [2]. В виде ксенолитов эти породы встречаются в более поздних образованиях андезит-трахиандезитового магматического комплекса [3]. Абсолютный возраст андезитов – 200–230 миллионов лет [1]. Эти породы образуют штоки и дайки, прорывающие породы докембрийского и палеозойского возраста. В устье балки Камышевахи (зона сочленения Донбасса с Приазовьем) андезиты секут трахиты Южно-Донбасского комплекса, их обломки обнаружены в песчаниках верхнего триаса [2].

Выходы даек трахитов в пределах Приазовского блока Украинского щита (УЩ) изучались в обнажениях вдоль реки Кальмиус и ее притоков в окрестностях сел Орловское, Зажиточное, Федоровка, Набережное, Капланы. На данной площади развиты многочисленные разрывные нарушения систем Октябрьской (СЗ простираение), Конкской (субширотное простираение) и Кальмиусской (СВ простираение) разломных зон. Здесь же расположена Кирилловская палеовулканическая структура герцинского возраста, сложенная породами Южно-Донбасского комплекса. Структура контролируется пересечением двух крупных разломных зон – Конкской и Октябрьской. В зоне сочленения Донбасса с Приазовьем аналогичные породы обследованы в обнажениях по рекам Мокрая Волноваха, Сухая Волноваха, балка Камышевахи и в карьере рудника Дальнего. Дайки и штоки трахитов здесь контролируются разрывами системы Южно-Донбасского глубинного разлома запад-северо-западного простираения и поперечными к нему разрывными нарушениями.

Обнажения штоков андезитов на площади Приазовского блока изучены в пределах Федоровской и Староигнатовской палеовулканических структур, расположенных в окрестностях сел Федоровка и Староигнатовка. Первая

структура прорывает метаморфические образования палеоархея. В региональном плане она приурочена к Центрально-Приазовской межблоковой зоне субмеридионального простирания. Староигнатовская палеовулканическая структура располагается в Восточно-Приазовский геоблоке в 8 км к югу от зоны сочленения Приазовского блока с Донбассом. Штоки андезитов здесь прорывают магматические образования палеопротерозоя. Тела и дайки трахитов и андезитов исследовались в обнажениях горных пород с определением минерального состава, элементов залегания, морфологии тел и даек. Детально исследовались в дайках и телах трещины и зеркала скольжения, характер контактов с вмещающими породами. Особое внимание уделялось проявлениям тектонических деформаций после внедрения этих образований во вмещающие породы. Данные полевых наблюдений обрабатывались с помощью комплекта программ ПЭВМ с построением роздиаграмм простираний, стереограмм систем трещин, стереограмм главных нормальных осей разновозрастных полей палеонапряжений. Реконструкция полей напряжений и полей суммарных хрупких деформаций субвулканических тел и даек проводилась с использованием тектонофизического метода кинематического анализа Гущенко [4].

Основные результаты исследований тел и даек трахитов следующие. В Приазовском мегаблоке наибольшее количество даек трахитов сосредоточено на площади пересечения трех разломных зон – Октябрьской (СЗ простирание), Конкской (субширотное простирание) и Кальмиуской (СВ простирание). Анализ простираний 30 даек показывает, что главной системой даек трахитов является система с СЗ простирания с крутым падением на юго-запад (угол падения – 75°). Второе место занимает система даек СВ простирания. Приведенные данные свидетельствуют о ведущей роли Октябрьского разлома в образовании даек трахитов и тектоно-магматической активизации этого древнего разлома в герцинский этап. Установлены и более молодые деформации даек, смещающие дайки и хорошо выраженные тектоническим рассланцеванием. Наиболее интенсивные деформации отмечены по системе разрывов СЗ простирания, где наблюдаются смещение зальбандов даек по типу правого сдвига. Локальные поля палеонапряжений трахитов характеризуются большим разнообразием в ориентировке осей напряжений и значений $\mu\sigma$. Анализ этих локальных полей позволил выделить среди них три наиболее выраженных типа – сдвиговое, сбросо-сдвиговое и взбросо-сдвиговое поле. На всех участках наиболее ярко выражено сдвиговое поле, с которым мы связываем формирование наиболее молодых деформаций площади. Это поле имеет ориентировку оси сжатия С–СВ, оси растяжения – В–ЮВ. Именно в этом поле могли формироваться правосторонние смещения зальбандов даек по системе разрывов Октябрьской разломной зоны СЗ простирания. С этими же деформациями связана молибденовая минерализация, которая обнаружена в одной из даек трахитов площади. Исследование трахитов в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем показывает, что штоки и дайки этих пород прорыва-

ют базальты девона и известняки нижнего карбона. Простирающие даек трахитов – СЗ, субмеридиональное и СВ. В дайках отмечаются многочисленные зеркала скольжения, тектоническое расщепление. Выявлены разрывы СЗ простирающие, которые пересекают штоки трахитов. Анализ локальных полей палеонапряжений в трахитах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем позволил на мезоуровне выделить два поля сдвигового типа. Наиболее четко проявлено сдвиговое поле с субширотной ориентировкой оси сжатия и субмеридиональной ориентировкой оси растяжения. Это поле наиболее молодое, а ось растяжения ориентирована в широтном направлении. Второе поле хорошо проявлено и в базальтах девона. В отличие от трахитов более молодые андезиты деформированы в меньшей степени. В пределах Староигнатовской и Федоровской палеовулканических структур в андезитах отмечаются зоны тектонического расщепления СЗ и СВ простирающие. Локальные поля палеонапряжений в андезитах характеризуются большим разнообразием в ориентировках осей напряжений. В отдельных телах фиксируется до трех разновозрастных полей. Анализ всех локальных полей палеонапряжений андезитов показывает, что и в пределах Приазовского блока, и в зоне его сочленения с Донбассом фиксируется взбросо-сдвиговый тип поля.

Литература

1. Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. Киев: Наукова думка. 1986. 192 с.
2. Чернов М.К., Семенова Е.В., Шаталов Н.Н. и др. Верхнетриасовые отложения Восточного Приазовья // Геологический журнал. 1981. Т. 41, № 3. С. 78-85.
3. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наук. Думка. 1975. Ч 1. 255 с.
4. 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.

Серпентинитовые массивы могут сохранять точную информацию о многофазной тектонической эволюции в сильнодеформированных поясах: пример Тайваня

Жак Анжелье^{1,2}, Нао-Цу Чу^{1,3}, Франсуаза Бержерат^{1,4}, Жиан-Ченг Ли^{1,5}, Ру-Фей Чен^{1,5}, Чанг-Пай Чанг^{1,6}, Куо-Жен Чанг^{1,7}, Элизабет Нико⁴

¹ – Международная Лаборатория “АДЕПТ”, CNRS-NSC

² – Геосайенс Ажур и Океанологическая Лаборатория Виллефранса Унив. П. и М. Кюри, Виллефранс-Сюр-Мер, Франция

³ – Центральная Геологическая Служба, Тайбэй, Тайвань

⁴ – Университет П. и М. Кюри, Париж, Франция

⁵ – Институт наук о Земле, Китайская Академия, Тайбэй, Тайвань

⁶ – Центральный Национальный Университет, Чунгли, Тайвань;

⁷ – Национальный Технологический Тайбэйский Университет, Тайбэй, Тайвань

В метаморфическом поясе Юли на востоке Тайваня офиолитовые тела обеспечивают Тайвань нефритовым сырьем. Мы определили последовательность режимов палеонапряжений, используя метод инверсии смещений по сколовым трещинам [1, 2, 3]. Были использованы замеры более чем 1000 замеров ориентировок структурных данных, включая сдвиговые структуры, движения по трещинам, жилы отрыва и трещины кливажа. Поскольку син-тектонический рост кристаллов жильного заполнения является обычным явлением, направление сдвига хорошо фиксировалось, проводился анализ минералов для определения физических условий и состояния флюидов для всех главных событий.

Сжатие вкрест простириания Горного пояса Тайваня

Серпентинитовые тела хорошо сохранили свидетельства об эпизодах сжатия в позднем кайнозое Тайваньского орогена. Во многих местах были найдены ясные свидетельства сжатия (рис. 1) с простирианием по азимуту от 110 до 130°. Сдвиги являлись обычными, сбросы также были представлены.

Как дополнительные к этому главному полю сжатия, перпендикулярного к простирианию пояса, были определены три других поля сжатия, ориентировка которых менялась, от молодых к древним: (а) от юго-восток – северо-западного до юг – юго-восток – север – северо-запад; (b) восток – северо-восток – запад – юго-запад; (с) север – северо-восток – юг – юго-запад. Сжатие по направлению восток – северо-восток – запад – юго-запад является более древним или одновременным по сравнению с основным юго-восток – северо-западным сжатием. Частично оно также совпадает по времени со складкообразованием.

Растяжение и вывод на поверхность в горном поясе Тайваня

Наиболее важные действующие тектонические режимы, которые воздействовали на серпентиниты, включали сбросы и растяжение, с разделением их на несколько субрежимов. Растяжение в направлении север – северо-запад –

юг – юго-восток (рис. 2) и восток – северо-восток – запад – юго-запад привело к возникновению крупных сбросов. Примерно перпендикулярное растяжение является общим и противоречия в относительной хронологии скольжений показывают, что они развивались в процессе единого главного события.

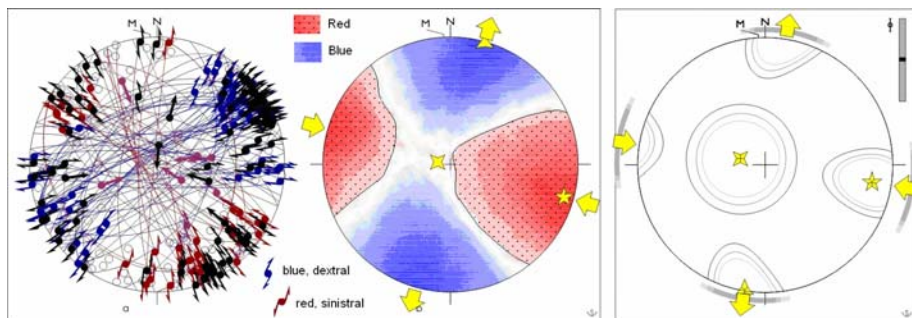


Рис. 1. Пример анализа данных по смещению в трещинах (Шихуа карьер, восточный Тайвань). Равноплощадная стереограмма Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. Слева: Движения по разломам показаны как тонкие линии для следов плоскостей и стрелками для векторов смещения (синие – для правого сдвига, красными для левого сдвига, фиолетовые – для надвига. В центре: стереограмма для использования метода «right dihedral» [4] (графическое решение ряда неравенств, накладывающих определенные ограничения на ориентировку главных осей поля напряжений), показывающие совместность доменов для сжатия и растяжения (белые пространства – равная вероятность сжатия и растяжения); желтые звезды и пары стрелок показывают ориентировку максимальной совместимости для сжатия (5-лучевая звездочка и сходящиеся стрелки) и растяжения (3-лучевая звездочка и расходящиеся стрелки). Справа: результат восстановления тензора напряжений [1, 2, 3]. 5-, 4- и 3-лучевые звездочки, соответственно: основные оси для максимального сжатия, промежуточного и минимального сжатия (с 60–75–90% эллипсами доверительности), пары стрелок показывают направления сжатия и растяжения (с азимутальной неопределенностью), линейка показывает величину отношения между разницей основных напряжений (0 – внизу, 1 – вверху).

Важна не только региональная составляющая этого события, обозначенная значимостью обычного сдвига и пластично-хрупкого сплющивания, важность событие также включает в себя высокую степень роста минералов, с развитием в основном волокнистых минералов (актинолит-тремолит, нефрит и др.). Многие сдвиговые поверхности (нормальные, сбросовые) показывают большое растяжение, пологое падение; они показывают связь с кливажем, образуя со сдвиговыми (сбросовыми) поверхностями типичный ромбический рисунок и сигмоидные структуры в разрезе. И наоборот, другие сбросы являются типичными хрупкими структурами, рассекая насквозь сдвиговые поверхности, ассоциированные с кливажем. Это структурное развитие решительно предполагает, что по меньшей мере важная часть этого режима

(сбросового) сдвигания преобладала во время поднятия и вывода на поверхность пояса Центрального Хребта.

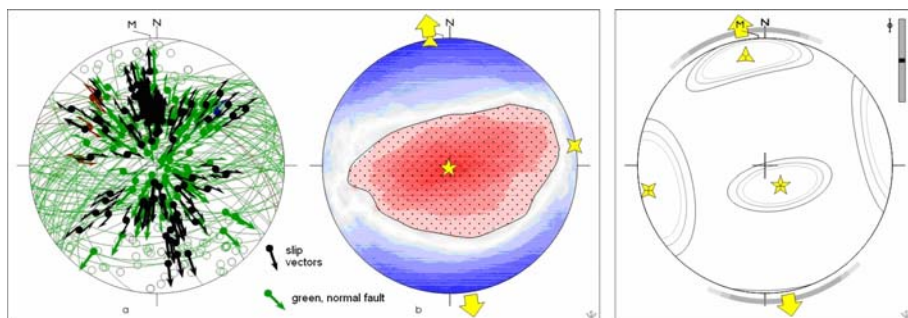


Рис. 2. Пример анализа данных по смещениям по трещинам в серпентинитах для основного растяжения и сбросового сдвигания. Слева: зеленые символы показывают поверхности сбросов и векторы смещения. Данные из карьера Шихуа около Джунсиу, восточный Тайвань. Условные знаки те же, что на рис. 1.

Поскольку они обладают исключительным свойством сохранять информацию о тектонических событиях, серпентиниты предоставляют исключительные возможности по расшифровке деформационной истории горных сооружений. Удивительным результатом является относительная концентрация деформации в этих массивах. В них существуют вращения, но, очевидно, для больших тел и для довольно однородного типа, поэтому изучению поля напряжений это не препятствует. В первом приближении идентифицируются две главные группы событий, хотя есть многочисленные суб-режимы и эволюция деформации была в действительности более сложной, чем было показано. Мы делаем заключение, что серпентиниты помогают обеспечивать нас детальными записями тектонической истории вследствие их высокой чувствительности к деформациям. Кроме этого, минералогическое изучение синтектонического роста кристаллов помогает определять пределы для физической и химической обстановки для каждого идентифицированного тектонического события.

Литература (метод реконструкции напряжений по смещениям в трещинах, см. оригинальный текст ниже):

(перевод – Ф.Л.Яковлев)

Serpentinite massifs may provide accurate records of polyphase tectonic evolution in highly deformed belts: an example in Taiwan

Jacques Angelier^{1,2}, Hao-Tsu Chu^{1,3}, Françoise Bergerat^{1,4}, Jian-Cheng Lee^{1,5}, Rou-Fei Chen^{1,5}, Chung-Pai Chang^{1,6}, Kuo-Jen Chang^{1,7}, Elisabeth Nicot⁴

¹ – International Laboratory “ADEPT”, CNRS-NSC, ² – Géosciences Azur & Institut Univ. de France, Oceanological Observatory of Villefranche, UPMC, Villefranche-sur-Mer, France, ³ – Central Geological Survey, Taipei, Taiwan, ⁴ – Université Pierre-et-Marie Curie, Jussieu, Paris ⁵ Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan, ⁶ – National Central University, Chungli, Taiwan, ⁷ – National Taipei University of Technology, Taipei, Taiwan

In the metamorphosed Yuli belt of eastern Taiwan, ophiolite bodies provided the Taiwan nephrite jade. We determined successive paleostress regimes using inversion of brittle data (Angelier, 1984, 1990, 1994). More than 1,000 structural measurements have been done, including shear structures, fault slips, tension veins and fracture cleavages. As syn-tectonic crystal growth is common, the senses of shear are clearly observable and a mineral analysis is being carried out to determine the physical condition and fluid status for each major event.

Compressions across the Taiwan Mountain Belt

The serpentinite bodies have well recorded compressive events of the Late Cenozoic compression of the Taiwan belt. At many sites, clear evidence of SE-NW to ESE-WNW compression (Fig. 1), ranging from 130 to 110 in azimuth (in degrees), was found. Strike-slip faults are common, reverse faults are also present. The brittle deformation regime prevails.

In addition to this major, belt-perpendicular compression, three other compressions are identified, which trend from youngest to oldest (a) SE-NW to SSE-NNW, (b) ENE-WSW and (c) NNE-SSW. The ENE-WSW compression is older than or contemporaneous with the major SE-NW compression; it is also partly contemporaneous with folding.

Extension and exhumation of the Taiwan Mountain Belt

The most important tectonic regime that affected the serpentinites involved normal faulting and extension, with several sub-regimes. Extensions NNW-SSE (Fig. 2) and ENE-WSW have produced large normal faults. Sub-perpendicular extensions are common and contradictory relative chronologies of slips indicate that they developed during a single major event.

Not only is the regional importance of this event indicated by the importance of normal shear and ductile-to-brittle flattening, it also involves high levels of mineral growth, with major development of fibrous minerals (actinolite-tremolite, nephrite, etc). Many normal shear surfaces show large extent, shallow dips and they are associated with a cleavage forming with the shear surfaces typical lozenge patterns and sigmoid structures in cross-section. In contrast, other normal faults are typically brittle structures cutting through the cleavage-associated shear surfaces. This

structural development strongly suggests that at least an important part of this normal shear regime prevailed during the exhumation of the Central Range belt.

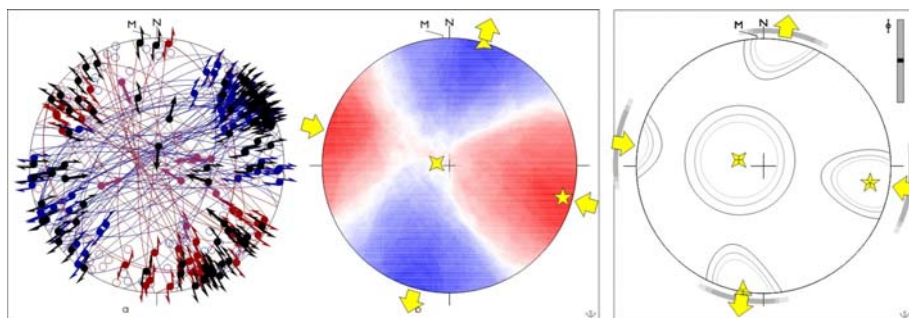


Fig. 1. – Example of fault slip data analysis in serpentinites. Shihua quarry, eastern Taiwan. Schmidt's (equal-area) projection of lower hemisphere. On left: fault slip shown as thin lines for fault planes and arrows for slip vectors (blue for dextral, red for sinistral, violet for reverse). Central stereoplot, application of the right dihedral method (Angelier and Mechler 1977), showing the compatibility domains for pressure and tension (blank for equal probability of pressure and tension); yellow stars and pairs of arrows indicate the orientations of directions of maximum compatibility for pressure (5-branch star and convergent arrows) and tension (3-branch star and divergent arrows). On right, result of stress tensor inversion (Angelier, 1984, 1990, 1994). 5-, 4- and 3-branch stars: principal axes for maximum compressive stress, intermediate stress and minimum stress respectively (with 60-75-90% confidence ellipses), pairs of arrows show directions of compression and extension (with azimuthal uncertainties) and the bar indicates the value of the ratio between principal stress differences (0 at base, 1 at top).

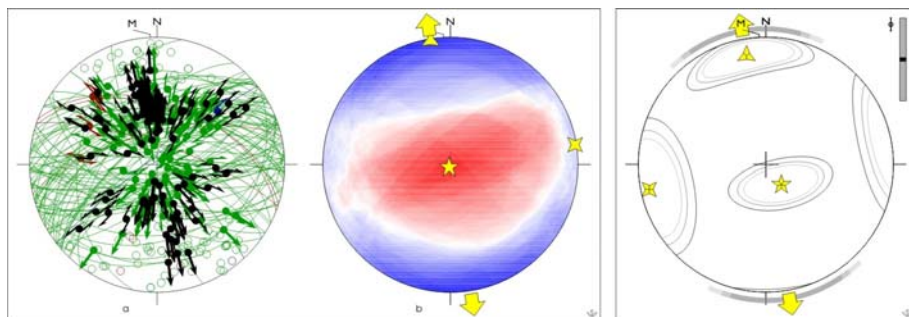


Fig. 2. Example of fault slip data analysis in serpentinites, for major extension and normal shear. On left, symbols in green indicate normal fault surfaces and slip vectors. Data from Shihua quarry near Juisui, eastern Taiwan. Same caption as for Fig. 1.

Because of their exceptional capacity to record tectonic events, the serpentinites provide excellent opportunity to decipher the deformation history of a mountain belt. A surprising result is the relative consistency of the deformation in these rock masses. Rotations exist, but apparently affect large bodies in a rather homogeneous

manner and thus do not preclude stress tensor analysis. In the first approximation, two main groups of tectonic events are easily identified, although sub-regimes are numerous and the evolution of the deformation was actually more complex than that indicated below. We conclude that serpentinites help providing detailed records of the tectonic history, as a consequence of their high sensitivity to deformation. Moreover, mineralogical studies of syn-tectonic crystal growth help constraining the physical and chemical environment of each identified tectonic event.

References

1. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89, N°B7. P. 5835-5848.
2. Angelier J. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical mean // *Geophys. J.* 1990. Int. V. 103, P. 363-376.
3. Angelier J. Failles, non-failles et structures de pression/tension dans l'inversion des données de tectonique cassante en termes de tenseur des contraintes // *Bull. Soc. géol. Fr.* 1994. V. 165, N 3. P. 211-219.
4. Angelier J., Mechler P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits // *Bull. Soc. géol. Fr.* 1977. (7), XIX, 6, p. 1309-1318..

Дизъюнктивно-пликативные поперечные структуры Западного Узбекистана: их выделение и роль в домезозойской геологии региона

Т.Л. Бабаджанов, О.П. Мордвинцев

ОАО «Узбекгеофизика», г. Ташкент, Узбекистан, oleg-p-m@yandex.ru

Разрывные нарушения являют собой геологические объекты, интерес к которым постоянно возрастает. Это объясняется, прежде всего, их влиянием на геологические процессы, происходящие в земной коре. Разломы – это класс геологических структур, отличающихся друг от друга морфологией, возрастом, ориентацией, глубиной проникновения, длительностью обновления, ролью в развитии смежных блоков земной коры и др. Нередко разломы сопровождаются не только участками с хрупкими деформациями, но и пластическими смещениями отдельных слоев без разрыва по латерали. Анализ простирания региональных и глубинных разломов многочисленными исследователями Средней Азии показал, что в Узбекистане широко развиты системы разрывных нарушений северо-западного и субширотного простирания, в меньшей степени – субмеридионального и северо-восточного направлений, а также север – северо-западного и восток – северо-восточного простирания. Тектонические нарушения северо-восточного простирания, представляются нами как наименее изученные в своем классе и их роль в истории геологического развития региона до сих пор не оценена в должной мере. Отдельные нарушения северо-восточного направления выделялись уже в начале 60-х годов. Попытки обобщить и упорядочить по ним информацию были предприняты М.А. Амеджановым, О.М. Борисовым, И.А. Фузайловым [1, 5]. Высказано предположение, что, они представляют собой погребенные разломы фундамента, развивавшиеся одновременно с процессами осадконакопления и не всегда отображающиеся на поверхности дизъюнктивами или флексурами, но обуславливающих ряд различий в разделяемых ими блоках. А.К. Бухарин и др. [3] выделяют на территории Средней Азии домезозойские консидиментационные поперечные структуры, ограниченные глубинными разломами. Предположено об определенном соответствии этих структур аналогичным структурам Урала; сделан вывод, что, они относятся к типу длительно развивающихся глубинных разломов, поперечных к общему простираанию Урало-Тяньшаньского подвижного пояса, функционировавшими в течение всей палеозойской эры. Отождествлены они с древними трансформными разломами. Накопившейся геолого-геофизический материал о глубинном строении Западного Узбекистана позволяет с определенной долей уверенности утверждать, что северо-восточные разломы, по-видимому, являются не только одними из наиболее древних тектонических структур данного класса (возраст заложения вероятнее всего – рифейский), но и наи-

более долгоживущих – активны и по настоящее время. О современной тектонической активности свидетельствует распределение очагов землетрясений, проявившихся в зоне их влияния, хорошая корреляция с данными о скоростях современных вертикальных движений, а также временные разрезы ОГТ. Всего по различным специфическим признакам, выделено 11 основных зон, которые трактуются нами, как флексурно-разрывные зоны (ФРЗ), пересекающих всю рассматриваемую территорию в северо-восточном направлении. Области, заключенные между этими ФРЗ, характеризуются существенно различным видом и характером полей (ΔT) и силы тяжести (преобладающей ориентацией и простиранием аномалий, их абсолютными величинами, знаками, взаимным расположением аномалий в плане и некоторыми другими признаками). Эти структуры, в сочетании с межзональными разломами, формируют определенную блоковую картину региона, каждый из которых отличается строением, историей геолого-тектонического развития, минерацией и др. Рассматривая отражения дизъюнктивно-пликативных структур в магнитном и гравитационном полях необходимо отметить, что большинство из них достаточно уверенно трассируются и за пределами Западного Узбекистана – на севере до хребта Большой Каратау, а на юге – до Копетдага. Для определения времени заложения указанных ФРЗ необходимо проследить их отображение в рельефе поверхности фундамента. Учитывая, что фундамент на территории Западного Узбекистана гетерогенный – от AR-PR₁ – рифейского до герцинского, то следует ожидать, что проявление их в его структуре будет различным [4]. Анализ карт показывает, что рассмотренные структуры северо-восточного простираения по поверхности кристаллического фундамента представляют собой ФРЗ, по которым кровля фундамента постепенно (ступенчато) изменяет свое гипсометрическое положение, при этом внутри выделяемых блоков фиксируются отдельные, иногда весьма крупные, поднятия и прогибы. Таким образом, можно предположить, что рассмотренные структуры были заложены либо еще до окончания формирования фундамента (кристаллического основания), либо на заключительных стадиях, так как они разделяют его на геологические блоки, различающиеся не только морфоструктурным строением поверхности, но и особенностями внутреннего строения, петрофизическими параметрами слагающих фундамент пород. По поверхности герцинского фундамента прослеживание указанных ФРЗ не столь явное. Амплитуда движений во многом сnivelирована. Трассирование проведено по зонам контактов морфоструктур, а также распределению магматогенных объектов и различиях в вещественном составе пород фундамента. Одним из важнейших показателей глубины проникновения разрывных нарушений в земную кору может служить характер распределения средневзвешенной плотности земной коры. Их сопоставление показало, что между ними имеются определенные зависимости. В частности к ним приурочены локальные аномалии средней плотности. Нередко осевые части ФРЗ расположены вблизи области смены знака аномалий средней плотности. Кар-

тины аналогичного вида наблюдаются практически везде в пределах рассмотренной территории Западного Узбекистана. Учитывая, что на схеме средневзвешенной плотности земной коры обобщены особенности строения именно всей консолидированной коры вплоть до поверхности Мохо, то естественно предположить, что выделенные дизъюнктивно-пликативные структуры проникают, по-видимому, вплоть до поверхности Мохо, контролируя строение геоблоков по всему разрезу. Разделяемые ими блоки отчетливо различаются по характеру выявленных в их пределах месторождений как рудного, так и углеводородного сырья. Одной из основных следует считать зону VIII, прослеживаемую к юго-востоку от Бухары. Все месторождения (в пределах Бухаро-Хивинского региона), расположенные северозападнее нее – газовые и газоконденсатные, с практически полным отсутствием нефтяной составляющей. Исключения составляют мелкие по запасам нефтяные месторождения Муллахол и Караулбазар, а также нефтяная оторочка на Газли. Месторождения, расположенные к юго-востоку от зоны VIII практически все сложные по составу: газовые, газоконденсатные, нефтегазоконденсатные, нефтяные. Большинство содержит нефтяную составляющую. Внутри каждого из блоков месторождений УВ отличаются размерами ловушек, их формой, расположением, запасами. Из общих закономерностей следует подчеркнуть одну: все наиболее крупные и уникальные по запасам месторождения, как УВ сырья, так и рудные, тяготеют к осевым частям этих флексурно-разрывных зон – это Газли, Шуртан, Доулетабад-Донмез, Шатлык (углеводородные), Мурунтау (золото), Джезказган (медные руды), Мынкудук, Инкай (уран). При этом Газли и Мурунтау располагаются в пределах одной флексурно-разрывной зоны.

Литература

1. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент: Изд. ФАН. 1967. Т. 1. 162 с.
2. Бабаджанов Т.Л., Мордвинцев О.П. Особенности строения земной коры Юго-Западного Узбекистана // *Geologiya va mineral resurslar*. 2001. № 4. С. 42-46.
3. Бухарин К.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др., Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука. 1989. 152 с.
4. Мордвинцев О.П. Особенности строения структурной поверхности фундамента Бухарской нефтегазоносной области по геофизическим данным // *Узбекский журнал нефти и газа*. 2002. № 3. С. 9-10.
5. Фузайлов И.А. Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Ташкент: Изд. ФАН. 1975. 144 с.

Количественная оценка деформаций и особенности микроструктур метаморфизованных пород конттиосарской свиты (Северное Приладожье, Россия)

О.А. Барулева, О.М. Пупков

Санкт-Петербургский государственный Университет, г. Санкт-Петербург, barul@inbox.ru

В работе представлены результаты стрейн-анализа метаморфизованных обломочных пород (сланцев) и показана зависимость параметров эллипсоида деформации от размера индикаторов деформации и типов обломочных пород.

Район исследований расположен в Северо-Ладужской структурно-формационной зоне (СФЗ), расположенной в области сочленения архейского Карельского кратона и нижнепротерозойского свекофеннского складчатого пояса. Характерными особенностями Северо-Ладужской СФЗ являются наличие купольно-глыбовых выступов архейского фундамента, окаймлённых нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами. Выше по разрезу залегают выполняющие межкупольное пространство метатурбидитные породы ладожской серии. Супракрустальные образования исследуемого района претерпели зональный региональный метаморфизм фации средних давлений, интенсивность которого закономерно возрастает с северо-востока (от края Карельского картона) на юго-запад, от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Возрастной интервал зонального регионального метаморфизма оценен по интервалу становления ранне- и синорогенных интрузивных комплексов и составляет 1900–1870 млн. лет, причем данный интервал включает и возраст регрессивной стадии зонального метаморфизма в Северо-Ладужской СФЗ [2].

Количественные параметры внутрислойной конечной деформации определялись для пород конттиосарской свиты ладожской серии. Исследуемый участок расположен на северо-восточном крыле Янисъярвинской синклинальной структуры северо-западного простираения. Структура является обрамляющей для Карельского кратона, а метаморфизованные породы конттиосарской свиты частично примыкают к архейскому основанию и расположены в зоне зеленосланцевого метаморфизма. Ориентированные образцы отбирались поперёк о. Конттиосари, на котором обнажается нижняя часть стратотипического разреза одноимённой свиты. Общая длина профиля составляет около 100 м, он представлен согласно сменяющимися породами: графитсодержащими кварц-биотитовыми сланцами, кварцитами, кварц-биотитовыми сланцами, метаконгломератами и метагравелитами. Все породы разреза круто ($< 70\text{--}85^\circ$) падают на ЮЗ (195°). Для стрейн-анализа было изготовлено 12 шлифов, по два на каждый образец. Шлифы были ориентированы субперпендикулярно плоскостям сланцеватости, параллельно и перпендику-

лярно минеральной линейности. Шлифы фотографировались цифровой камерой, далее цифровое изображение обрабатывалось в программе ImageJ. С помощью специальных макросов для метода NFry в программе ImageJ были вычислены параметры эллипса деформации [4]. Параметры стрейн-индикаторов (обломочных кварцевых зёрен псаммитовой, а для графитсодержащих биотитовых сланцев и алевритовой размерности) автоматически записывались в программе ImageJ и были использованы для оценки деформации методом R_f/ϕ' [3]. Количество объектов в каждом шлифе составляло 150–200 шт. Для исследуемых пород были вычислены следующие параметры эллипсоида деформации: осевые отношения, пространственная ориентировка осей, коэффициент Флинна и параметр Лоде (Флинна).

Стрейн-анализ выявил следующие особенности деформации пород контиосарской свиты. Ориентировка главных осей эллипсоида деформации для всех шести образцов остаётся выдержанной: оси удлинения субвертикальны (аз. погр. 198° , $< 70^\circ$) и расположены вдоль падения сланцеватости, оси укорочения субгоризонтальны (15, 10), субперпендикулярны сланцеватости и границе Карельского кратона, промежуточные оси расположены субгоризонтально вдоль плоскостей сланцеватости (297, 0). Тип эллипсоида деформации для большинства пород (метагравелиты, метаконгломераты, кварциты и сланцы) соответствует вытянутому вдоль оси X эллипсоиду ($-0.84 \geq v > -0.39$, где v – параметр Лоде, характеризующий форму эллипсоида). Исключение составляют графитсодержащие сланцы, в которых тип эллипсоида деформации – сплюснутый вдоль оси Z эллипсоид ($v \geq 0.38$). Величина полной девиаторной деформации (E_d) принимает наименьшие (0.16–0.29) значения для грубообломочных пород (метагравелиты, метаконгломераты) и наибольшие (0.58–0.94) для мелкозернистых графитсодержащих пород кварцитов и сланцев. Субпараллельное расположение плоскости XY эллипсоида деформации к сланцеватости, вытянутые вдоль оси X эллипсоиды деформации для монотонно залегающих пород и сплюснутый тип эллипсоида деформации в контактовой зоне рассланцевания (разлома) отмечались для метаморфизованных пород Северного Приладожья и другими исследователями [1].

Использование двух методов стрейн-анализа (NFry и R_f/ϕ') позволило оценить особенности деформации пород различного гранулометрического состава при развитии межзернового кливажа (выявляемого для исследуемых пород только микроскопически). Таким образом, величины деформации, вычисленные методом R_f/ϕ' (по форме стрейн-индикаторов) значительно ниже, чем получаемые методом NFry (по взаимному расположению центров стрейн-индикаторов), что, безусловно, подтверждает процессы растворения под давлением при развитии межзернового кливажа. Однако это справедливо только для мелко-, среднезернистых пород, в грубообломочных породах наблюдается обратное соотношение величин, что может быть объяснено переотложением вещества в тенях давления преимущественно возле крупных обломков метагравелитов и метаконгломератов («тени» давления выполнен-

ные тем же веществом, что и в обломке, при стрейн-анализе включались в единый объект). Раздельный стрейн-анализ алевритовой и псаммитовой размерности обломков для одного типа пород (графитсодержащие сланцы) выявил, что различия выражены только в ориентировке осей эллипсоида деформации. Таким образом, что ось эллипсоида деформации для зёрен псаммитовой размерности параллельна плоскости кливажа, а ось эллипсоида деформации для алевритовой размерности лежит в плоскости сланцеватости, ориентированной под острым (10–20°) углом к кливажу. Представленные результаты объясняются нами следующим образом. Зёрна алевритовой размерности при деформации были более пластичны и из-за вытянутых пластинок биотита вдоль сланцеватости они не испытывали вращения. Зерна псаммитовой размерности наоборот испытывали хрупко-пластичные деформации (в тенях давления наблюдаются микрообломки зёрен) и «вращение» до совпадения плоскости ХУ эллипсоида деформации с плоскостью кливажа.

Представленные результаты подтвердили сложность процесса деформации метаморфизованных обломочных пород (сланцев) Северного Приладожья и неоднозначность оценок деформации, без учёта размеров стрейн-индикаторов. Нами представляется, что для метаморфизованных обломочных пород необходимо проводить стрейн-анализ раздельно, используя индикаторы деформации различной величины даже в одном типе пород, так как процессы деформации для них существенно отличаются.

Литература

1. Войтенко В.Н. Конкреционные образования – стрейн-индикаторы? (на примере Северо – западного Приладожья, Россия) // Материалы V Всероссийской петрографической конференции “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск: Изд. ТГУ. 2005. С. 310-317.
2. Геология и петрология свекофеннид Приладожья.-СПб.: Изд. СПб. Ун-та. 2000. 196 с.
3. Chew D.M. An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/ϕ' technique // Computers & Geosciences. 2003. No. 29 (6). P. 795-799.
4. Waldron John W.F., Wallace K.D. Objective fitting of ellipses in the centre-to-centre (Fry) method of strain analysis // Journal of Structural Geology. 2007. V. 29, Iss. 9. P. 1430-1444.

Трещиноватость Украинских Внешних Карпат и их форланда – индикаторы палеонапряжений

И.Н. Бубняк¹, А.Н. Бубняк²

¹ – Львовский национальный университет, г. Львов, ibubniak@yahoo.com

² – MND Ukraine, г. Киев, andrewibubniak@yahoo.com

Напряжения в земной коре играют существенную роль при формировании ее структуры и соответственно влияют на формирование залежей различных полезных ископаемых. При этом влияние напряжений имеет двойкий характер – конструктивный и деструктивный. Деструктивный заключается в уничтожении уже сформировавшихся залежей, особенно это касается углеводородов.

Здесь мы представляем результаты изучения палеонапряжений в пределах Внешних Украинских Карпат и их форланда, которые базируются на интерпретации трещин и мезоструктур (небольших разломов со смещениями, складок, стилолитовых швов и др.). Полевые исследования были проведены во всех тектонических единицах Внешних Украинских Карпат, которые сложены серией покровов надвинутых один на другой на протяжении нескольких фаз складчатости в миоценовое время. Покровы первого порядка усложнены надвигами и складками. Стратиграфическое выполнение представлено флишевыми (мел-палеоген) и молассовыми (миоцен) отложениями.

В работе понятие трещина рассматривается как нарушение сплошности горных пород без видимого смещения. В поле применялась стандартная техника описания трещин: измерение азимута и угла падения, указание морфологических особенностей, минеральное выполнение. Особое внимание уделялось изучению взаимного пересечения различных систем трещин. Классификация трещин базируется на их отношении к региональным структурам.

Анализируемые трещины в своем большинстве относятся к катетальным т.е. они перпендикулярны напластованию. Все трещины могут быть разделены на несколько систем. Наиболее полно представлены перпендикулярные к простиранию трещины. Они составляют две системы. Первая образует сопряженную систему трещин, биссектриса острого угла между которыми перпендикулярна осям складок. Вторая менее распространенная перпендикулярная простиранию осей складок. Третья состоит из двух систем параллельных или субпараллельных осям складок (структур). Распределение трещин характеризуется выдержанным положением относительно региональных структур. Палеонапряжения, в основном, были получены на основании сколов трещин. Обработка данных производилась с использованием программы Stereonett. В разных крыльях складок (структур) производилась ротация трещин для приведения их в одинаковое положение –

горизонтальное. Это позволило высказать предположение, что сколовые трещины образовались в начальный этап складкообразования. Об этом также свидетельствуют статистические обработки данных трещиноватости с использованием методики Вудкока. Ось максимального напряжения в Украинских Карпатах изменяет свое положение от северо-восточного в северо-западной части до восточного и юго-восточного в центральной и юго-восточной частях соответственно. Более сложная картина палеонапряжений установлена во внутренних частях Внутренних Украинских Карпат. Она, по-видимому, связана с проявлением древних фаз складчатостей. Для получения детальной картины палеонапряжений нами изучались соотношения между различными мезоструктурами. Их кинематический анализ позволил выделить несколько этапов формирования полей палеонапряжений, их характеристику (ориентация главных осей палеонапряжений, их линейное соотношение). Наиболее раннее поле напряжений связано с надвигообразованием в северо-восточном направлении, следующее в относительной хронологии характеризует сдвигообразование в том же направлении, следующее описывает перемещения надвигового типа в северо-западном и северном направлениях. Самое молодое поле характеризуется разноориентированными структурами растяжения, которое повязывается нами с гравитационным распадом орогена на современном этапе развития территории.

К вопросу о механизме образования складчатой структуры Большого Кавказа

Т.В. Гиоргобиани

Институт геологии, г. Тбилиси, Грузия, geolog@gw.acnet.ge

Представления о механизме формирования альпийской складчатой структуры мегантиклинория Большого Кавказа (БК) достаточно разноречивы и все еще вызывают острые дискуссии. Причиной разнообразия взглядов является то, что происхождение складчатости БК в основном объясняется с двух противоположных позиций – фиксистской и мобилистской. Сторонники фиксистской модели считают, что складчатая структура БК возникла при вертикальных тектонических движениях, обусловленных процессами глубинного диапиризма или адвекции. В настоящее время более распространены мобилистские модели, предусматривающие образование складчатости БК в результате действия горизонтальных напряжений. Существуют представления, по которым процесс складкообразования в регионе объясняется двухсторонним боковым тангенциальным сжатием или поддвиговыми усилиями, действовавшими в краевых частях мегантиклинория. Предложена также модель, доказывающая возникновения складчатой структуры БК комбинацией механизмов адвекции и горизонтального сокращения. Вместе с тем большинство исследователей предполагают формирование складчатости рассматриваемого региона тангенциальными силами, вызванными поддвиганием Черноморско-Закавказского микроконтинента (ЧЗМ) под БК.

Однако вышеперечисленные модели генезиса складчатости БК не объясняют все особенности морфологии современной складчатой структуры мегантиклинория. Причиной этого является то, что они основаны главным образом на анализе материалов только отдельных сегментов БК или даже их частей, что для установления генезиса всей складчатой структуры региона явно недостаточно. При этом не учитываются самые важнейшие ее черты, имеющие решающее значение при определении механизма формирования складчатости БК.

Решение этого вопроса требовало проведения региональных детальных исследований всей складчатой структуры БК. Многолетние специальные геолого-структурные исследования Северо-Западного (СЗ), Центрального (Ц) и Восточного (В) Кавказа, а также анализ существующего литературного материала по Юго-Восточному (ЮВ) Кавказу, дали возможность установить отсутствие в пределах мегантиклинория типичной для поддвиговых, содвиговых и адвекционных зон морфологии структур, что указывает на другой механизм образования складчатости БК.

Характерной чертой складчатой структуры БК является проявление морфологической неоднородности как вкрест, так и в продольном направлениях

мегантиклинория. Поперечная изменчивость морфологии складчатости представляет важную особенность альпийской структуры региона. Она выражена в асимметричной латеральной зональности его главной крутоставленной и южной моновергентной складчатой структуры, в общем, северо-западного простираения. Наиболее четко структурная зональность наблюдается в пределах СЗ Кавказа в малым-эоценовой флишевой толще, которая занимает большую часть этого сегмента. Зональность выражена в последовательной смене в поперечном сечении региона, с юго-запада на северо-восток, интенсивной линейной сильно сжатой складчатости линейной умеренной гребневидной; а затем – слабо вытянутыми брахиморфными складками, переходящими, в свою очередь, в полого наклоненную на северо-восток моноклираль. Уменьшение интенсивности складчатости в том же направлении отмечается также в ниже-среднеюрском этаже в пределах Гойтхского антиклинория. Происхождение латеральной структурной зональности БК связано с боковым односторонним северо-восточным сжатием, возникаем в результате придвигания и прижатия к нему с юго-запада ЧЗМ. Зональная складчатая структура, которая служит важнейшим свидетельством условий ее формирования, очевидно, представляла главную складчатость и была одновременно развита по всему БК, в каждом его сегменте. Однако сохранилось она лишь в пределах СЗ Кавказа, который меньше всех в регионе осложнен коллизионными движениями.

Продольная неоднородность морфологии складчатости вызвана нарушением ранней латеральной зональности в пределах Ц., В. и ЮВ Кавказа, которые претерпели сильные поперечные новейшие деформации. Морфологическая неравномерность (не идентичность) складчатости по простираению обусловлена наложением в указанных сегментах БК на первичную линейную складчатую структуру северо-восточного простираения субмеридионального горизонтального сжатия. В результате такой деформации произошло «сжатие» ранней линейной складчатости так, что в современной структуре почти полностью исчезла первичная зональность, которая осталась лишь в виде отдельных фрагментов. Места развития зон с различной интенсивностью складчатости сейчас занимают преобразованные складчатые структуры, представленные другими морфологическими типами: интерференционная складчатость, крутошарнирные горизонтальные складки и флексуры, покровно-складчатые и покровно-надвиговые (поддвиговые) структуры, линейные складки субширотного направления. Характерной особенностью этих новых образований является их локальное, поперечное к БК развитие, что обусловлено неравномерным воздействием отдельных блоков ЧЗМ (шолей и наноплит) на складчатую систему БК.

В структурной эволюции и в формировании современной складчатой структуры БК выделяется два главных этапа. На первом этапе, включающем ранне-среднеальпийскую и раннеорогенную стадии, в результате последовательного проявления предкелловейской (батской), пиринейской, штирийской

и аттической фаз складчатости была сформирована основная линейная зональная складчатая структура региона. Образование складчатости было обусловлено придвиганием и прижатием ЧЗМ к окраинному морю БК вкост его простирания в северо-восточном направлении. В процессе деформации выполняющие осадочный бассейн литифицированные толщи испытывали одностороннее продольное сжатие, вызывающее в них образование зональной складчатости. Фактору спада складкообразующих усилий к северу обязана своим происхождением зональность складчатой структуры. В процессе складкообразования горизонтальное перемещение на юго-запад и встречное движение Скифской платформы к ЧЗМ исключается в связи с очень слабой деформированностью северного крыла мегантиклинория БК.

В начале второго новейшего коллизионного этапа, охватывающего период поздний миоцен-антропоген, произошла смена ориентировки горизонтального сжатия региона с северо-восточного на субмеридиональное. В процессе деформации, проявившиеся в роданской и постплиоценовых фазах складчатости ЧЗМ был расчленен долготными разломами на отдельные поперечные разновеликие блоки—шолы и наноплиты. Последние, а не целостный ЧЗМ, самостоятельно по отдельности воздействовали на складчатую систему БК. Это вызывало косое тангенциальное сжатие и деформации прилегающих к блокам участков линейной складчатой системы БК. В результате такой интерференции в пределах БК локально возникли вышеуказанные преобразованные и вновь сформированные структуры, которую изменили ранее однообразную первичную складчатость, морфогенетические типы которых определяется от кинематики воздействия блоков ЧЗМ на БК. При придвигании шолей и наноплит к складчатой системе образуются интерференционная складчатость и разнопорядковые складки субширотного направления, в случае вдвигания блоков в структуру БК формируются горизонтальные складки и флексуры, в процессе пододвигания их, а также краевой Г-Д зоны под БК возникают покровно-надвиговые и поддвиговые складчатые структуры.

Таким образом, современная полигенная складчатая структура региона образовалась в результате последовательного проявления механизма придвигания ЧЗМ и его отдельных блоков к БК, под действием возникающего при этом одностороннего северо-восточного горизонтального регионального (давление) и локального поперечного субмеридионального сжатия.

К построению шкалы деформационных событий Камчатки на основе реконструкции ориентировок осей тензора напряжений

В.В. Гончар

Институт геофизики НАН Украины, г. Киев, Украина, gonchar@igph.kiev.ua

Разработанный О.И. Гущенко в середине 70-х годов прошлого века кинематический метод реконструкции ориентировок осей тензора напряжений [5] оказался наиболее эффективным в изучении и картировании полей тектонических напряжений в фанерозойских подвижных поясах. Проблема выделения на основе совокупности данных о смещениях в районах со сложным и неоднократным деформированием разновозрастных этапов деформаций, как показал опыт [2], во многом носит технический характер и может быть решена на основе статистических подходов [3, 1]. Примером использования кинематического анализа в определении типов и последовательности деформаций является представляемый материал, касающийся эволюции аккреционных комплексов Срединного хребта Камчатки и Авачинской бухты (рис. 1, А). Полевые исследования были проведены автором в 1991 г. в составе отряда Лаборатории региональной геодинамики (ЛАРГЕ).

В структурной эволюции метаморфических образований Срединного хребта Камчатки (верховья руч. Дукук) выделяется последовательная смена трех деформационных обстановок: коллизионного сжатия, покровообразования и растяжения. Сжатию в северо-восточном направлении подверглись паравотонные образования шихтинской свиты, принадлежавшие чехлу континентальной окраины Евразии, а также интродуцирующие их основные интрузии [7], в условиях которого сформировалась крутопадающая к северо-востоку сланцеватость (рис. 1, Б). Обдущированный офиолитовый аллохтон малкинской серии (совместно с подстилающими образованиями) испытал деформации покровного типа, характеризуемую наклонным положением осей сжатия и растяжения и связанную с перемещением в северо-западном направлении. В связи с данным этапом сформировалась система пологой сланцеватости, погружающейся к юго-востоку, являющаяся наложенной по отношению к исходной сланцеватости шихтинской свиты (рис. 1, В). Завершающими явились события, характеризуемые условиями горизонтального растяжения, которому подверглись как породы автохтона, так и аллохтона, причем оказались проявлены два направления действия оси растяжения: северо-западное и северо-восточное.

В окрестностях Петропавловска-Камчатского обнажаются породы вулканогенно-кремнистой никольской толщи, относимые к аккретированным образованиям Ачайваям-Валагинской островной дуги и Ветловского окраин-

номорского бассейна, метаморфизованные до уровня зеленосланцевой фации. Плоскости кливажа имеют в основном моноклинальное падение 40-45° к юго-западу. Реконструкция ориентировок осей напряжений показала, что наиболее выраженная деформация связана с наклонными положениями осей сжатия и растяжения (рис. 1, Г), что, как и в случае малкинской серии Срединного хребта, отражает обстановку деформирования покровного типа, связанную с перемещением аллохтонной пластины в северо-восточном направлении. Наложенным и более поздним, по-видимому, здесь является горизонтальное растяжение в северо-западном направлении.

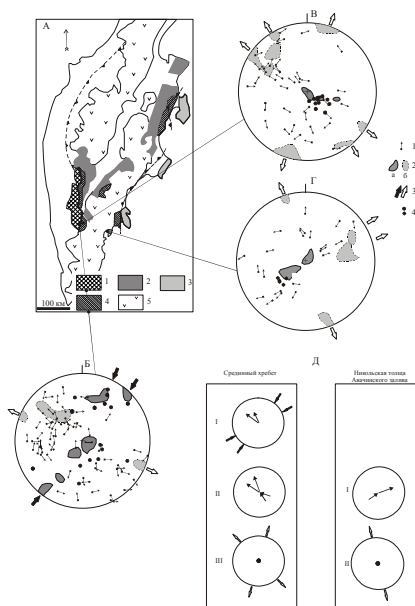


Рис. 1. А – схема строения фундамента Камчатки [5–7].

1 – метаморфические комплексы Срединного хребта; 2–3 – островодужные образования Ачайваям-Валагинской (2) и Кроноцкой (3) дуг; 4 – комплексы окраинных морей; 5 – вулканические пояса.

Б–Г – стереограммы реконструированных максимумов осей сжатия и растяжения (верхняя полусфера) для сихтинской свиты (Б) и малкинской серии (В) Срединного хребта и никольской толщи Авачинского залива (Г).

1 – измеренные вектора смещений по трещинам; 2 – полученные максимумы вероятности положений оси сжатия (а) и растяжения (б); 3 – направления действия горизонтальных проекций главных растягивающих напряжений; 4 – полюса сланцеватости и кливажа

Д – местные шкалы деформаций.

Суммированные результаты анализа отображают локальные шкалы деформаций (рис. 1, Д). Сжатие в направлении северо-восток – юго-запад может отражать раннее коллизионное событие, с которым связаны процессы метаморфизма амфиболитовой фации в породах Срединного хребта.

Литература

1. Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика. Киев: 2005. 568 с.
2. Гончар В.В., Драчев С.С. Реконструкция разновозрастных полей тектонических напряжений при помощи кинематического анализа структур разрушения // Физика Земли. 1993. № 12. С. 22-28.
3. Гончар В. В. Реконструкция напряженного состояния пород на базе количественной оценки кинематических данных // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 6. С. 11-17.
4. 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.
5. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир. 2003. 223 с.
6. Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Портнягин М.В. Кампанские океанические кремнисто-вулканогенные отложения в фундаменте восточного Камчатского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 2. С. 46-54.
7. Ханчук А. И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1985. 150 с.

О тектонических нарушениях в створе плотины Иркутской ГЭС

Н.И. Демьянович, Б.М. Шенькман, И.Б. Шенькман

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, ymdem@mail.ru

Инженерно-геологические изыскания в створе плотины Иркутской ГЭС, проведенные в конце 40-х – начале 50-х годов прошлого века, согласно отчетным документам, не выявили тектонических нарушений. Последующие геологические, геофизические и гидрогеологические исследования показали, что долина р. Ангара на участке от истока до г. Усолье-Сибирское и далее сопряжена с Ангарской разломной зоной [1]. В настоящее время на основе массового замера трещиноватости докайнозойских и кайнозойских отложений в пределах естественных обнажений и участков техногенного вскрытия изучена разрывная структура ее приповерхностной части [2]. Новые данные по структуре разломной зоны получены по створу Иркутской ГЭС в процессе работ по реконструкции и расширению пьезометрической сети, исследований гидродинамического и гидрохимического режима фильтрационного потока, осуществляемых через 50 лет эксплуатации гидросооружения.

Выявлено, что толща юрских пород, вскрытая на 50–70 м в береговых примыканиях и на 26–34 м – в русловой и островной частях плотины, подвержена разнообразным деформациям, свидетельствующим о сложной «жизни» разломной зоны. По керновому материалу прослежены крутопадающие (60–90°) трещины, часто с зеркалами скольжения со штрихами смещения; послойные срывы, также иногда с зеркалами скольжения; микроступенчатые смещения, будинирование, брекчирование и т.п. Следы деструкционных процессов фиксируются и на микроуровне (в шлифах). По взаимоотношению разрывов очевидны разновозрастные их генерации, хронологическая последовательность которых предопределена Байкальской и Саянской фазами тектогенеза. Впервые для Ангарской разломной зоны обнаружены прерывистые зеркала скольжения по притертым трещинам, которые иногда внешне не выражены и вскрываются при подготовке образцов для испытания на прочность. Обычно они образуются при деформациях в условиях сжатия и характеризуют незавершенность процесса. Вскрытие подобных разрывов в правобережном примыкании, где сколы залечены кальцитом, и в днище долины, где они свободны от каких либо налетов, свидетельствует о закономерном для разломной зоны механизме их образования в различные периоды «жизни» разлома. В пределах вскрытой толщи юрских пород на правобережном примыкании плотины зафиксировано два уровня их проявления: 392.3–397.29 м и 403.5–408.18 м в абсолютных отметках. Причем рентгенологический состав соскоба с зеркала нижнего уровня представлен структурно-совершенным каолинитом, а верхнего – порошкооб-

разной смесью глинистых минералов, что указывает на разный период их образования. Верхний уровень проявления незавершенных деформаций фиксируется в основном в пределах русловой и островной плотин. Симптоматично сочетание незавершенных смещений с зубчатым характером разрушения пород вблизи, что может быть связано с пульсационным характером воздействий.

Наиболее однозначно кайнозойская активизация разломной зоны прослеживается по топографии цоколей надпойменных террас и пойм. Первая вспышка активизации проявилась после формирования IV надпойменной террасы, отмечается в обоих примыканиях плотины в виде малоамплитудных перемещений. Сместитель этого периода на правобережье крутой, с зеркалами скольжения со штрихами смещения. Второй период активизации относится к концу верхнего плейстоцена и проявлен в смещении фронтальной части III надпойменной террасы. Третий этап активизации запечатлен в виде разрывных нарушений в днище долины. При колебании положения пойменного цоколя в пределах 417.5–422.88 м низкие значения характерны для вдольбереговых частей днища долины.

Тектоническая активизация сопровождается обновлением старых и появлением новых нарушений открытого и закрытого типа. Особый интерес представляют открытые тектонические разломы, по которым происходит энергичный массоперенос. В пределах Ангарской разломной зоны отчетливо проявляется валообразная гидрогеохимическая структура, представленная водами смешанного химического состава, образовавшимися при межпластовом восходящем водообмене в общей области разгрузки. В верхах гидрохимического купола находятся хлоридно-гидрокарбонатные слабосолоноватые воды насыщенные метаном. В свою очередь в аazonальной гидрогеохимической структуре прослеживаются узкие (10–20 м), субпараллельно долине вытянутые участки, соответствующие открытым разрывам второго порядка согласно предлагаемой для рассматриваемого района терминологии [2], где происходит разгрузка хлоридных натриевых солоноватых сероводородных вод с высокой (до 150 фонов) концентрацией водорастворимого гелия. Состав этих вод и нижнекембрийских рассолов, залегающих на глубине 700 м, в принципе одинаков.

В створе плотины имеются три открытых разрывных нарушения. Два из них тяготеют к левобережному примыканию плотины, располагаясь по обе стороны острова Путилиха, оконтуривая понижение в основании здания ГЭС с аномальной для пойм мощностью аллювия и повышенной трещиноватостью пород цоколя. При проходке котлована они обнаружили себя двумя рядами выходов солоноватых сероводородных вод с суммарным дебитом $0.5 \text{ м}^3/\text{с}$. В настоящее время эти разрывы представляют собой высокопроницаемые межблоковые пространства с коэффициентом фильтрации до 960 м/сут. В их пределах скорость водообмена между верхним и нижним бьежами водохранилища такова, что напорный поток на всем протяжении

сохраняет способность к выщелачивающей агрессивности, свойственной воде р. Ангары., Это сказалось на состоянии пород в основании здания ГЭС. Третий открытый разрыв почти примыкает к сопряжению поймы и уступа правобережной надпойменной террасы. Он вскрывается рядом пьезометров, поэтому морфологически изучен неплохо. Это узкая высокая гидрогеохимическая структура, «протыкающая» зону содовых вод. В осевой части купола вода по составу хлоридная натриевая, содержание сероводорода 40–50 мг/л, водорастворимого гелия – 130 фонов. Фильтрационный поток в основании земляной плотины заметно снизил (3 г/л) ее минерализацию.

В 3 км ниже плотины, в створе нового ангарского моста, вдоль левого и правого берегов фиксируются открытые разрывные нарушения не только по гидрогеохимическим аномалиям, но и пространственно совпадающими с ними пьезоминимумами с амплитудой 2–3 м. В целом протяженность вдольбереговых открытых зон велика: они обнаружены на всех участках детальных исследований – в районах городов Ангарска, Усолья-Сибирского, Свирска и вплоть до устья р. Унги (Братское водохранилище). В связи с пересечением разломной зоны рядом ответственных сооружений оценка состояния пород в основании последних требует учета тектонических нарушений, предопределяющих различное их состояние и направленность современных изменений в условиях постоянного водонасыщения и нестабильного гидрогеодинамического режима.

Литература

1. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:500000. Ред. П.М. Хренов. 1988.
2. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал Гео. 2005. 293 с.

Экспериментальные моделирования некоторых особенностей геодинамики формирования золоторудных месторождений Букантау

Н.Ю. Дулабова

Институт минеральных ресурсов, г. Ташкент, Узбекистан, n.dulabova@mail.ru

Горы Букантау расположены в самой северной части Центрально-Кызылкумского региона и имеют двухъярусное строение: нижний – докембрий-палеозойский фундамент, верхний – мезо-кайнозойский чехол. В его строении участвуют вулканогенно-осадочно-терригенные, осадочно-вулканогенные, терригенно-сланцевые, карбонатно-терригенные породы, которые представлены чолчаратауской, кумбулакской, тубабергенской, джужкудукской, карашахской, кокпатасской, ходжаахметской, коксайской и архарской свитами, отдельные из которых являются рудовмещающими для золоторудного оруденения. Сведения о металлогении и рудоносности Центральных Кызылкумов и его отдельных площадей, в том числе Букантау, освещались в работах И.Х. Хамрабаева, В.Г. Гарьковца, Л.З. Палея, Х.Р. Рахматуллаева, Р.В. Цоя, Д.А. Дорошенко, С.Я. Клемперта, А.Д. Швецова, К.Л. Бабаева, В.В. Овечкина, С.Д. Шера, В.И. Зонова, И.М. Голованова, С.Т. Бадалова, М.М. Мансурова и многих других исследователей.

Главной разрывной структурой района гор Букантау является Северо-Букантауский глубинный разлом. В западной части площади он представлен двумя швами широтного простирания. Зона разлома сопровождается серией оперяющих нарушений, которые неоднократно подновлялись и смещались поперечными разрывами (рис. 1). Другой крупной разрывной структурой является Кокпатасский разлом глубокого заложения, наиболее ярко выраженный в центральной части Букантау. Он представлен серией разрывных нарушений, ориентированных в северо-западном направлении. Кокпатасский глубинный разлом оказал большое влияние на ориентировку структурного плана Южнобукантауской зоны. Среди нарушений более низкого порядка широкое распространенные имеют продольные, северо-западные, субширотные, северо-восточные разломы. И.М. Голованов, В.И. Троицкий [2, 3] при реконструкции геодинамической обстановки субдукционного развития Центрально-Кызылкумского региона позицию гор Букантау определяют на границе двух региональных геодинамических структур – Северо-Букантауско-Ферганской и Туркестано-Алайской. Северо-Букантауско-Ферганская геодинамическая структура охватывает площадь Северного Букантау, а Туркестано-Алайская – Центрального и Восточного Букантау.

Таким образом, формирование и развитие Букантау, проявление здесь геологических, тектоно-магматических и рудных процессов происходило на границе двух Северо-Букантауско-Ферганская и Туркестано-Алайской гео-

динамических структурах, где природной границей между ними выступает региональный Северо-Букантауский глубинный разлом.

При тектоническом сжатии площади Букантау под воздействием Северо-Букантауской и Туркестано-Алайской геодинамических структур в субмеридиональном направлении произошли незначительные сдвиговые процессы по Северо-Букантаускому разлому по часовой стрелке. При таком тектоническом режиме активность проявили северо-восточные (антитянь-шаньские) разломы и Кокпатасская глубинная структура, которые являются граничными структурами крупных тектонических блоков.

Активность граничных разломов вызвала горизонтально-вертикальное перемещение тектонических блоков. Совокупность этих движений способствовало формированию определенных генетических типов разрывов, как в зоне граничных разломов, так и внутри тектонических блоков. Учитывая эти движения, наблюдаемые в процессе эксперимента по моделированию структур Букантау [1], а также анализ существующих материалов по структурно-тектоническому строению, в пределах каждой локальной геодинамической зоны мы выделили профилирующую систему разрывных структур. Наши исследования по изучению структурно-тектонических, регионально-геодинамических и тектонофизических особенностей Букантау и прилегающих к нему закрытых территорий позволили выявить, что внутреннее строение и геодинамическая обстановка каждой региональной геодинамической структуры изменчивы во времени и пространстве.

По результатам исследований построена схема локальных геодинамических зон Букантау и прилегающих к нему закрытых площадей, где определенные пространственные границы каждой локальной геодинамической зоны и по механизму движения площади зоны расшифровано её структурно-тектоническое строение. Выделены предполагаемые структурные элементы (разломы), на которых необходимо уделить особое внимание при поисково-разведочных работах. Выделены пять локальных геодинамических зон, отличающиеся друг от друга набором структурно-тектонических элементов, их тектонической активностью и геодинамической обстановкой. В площади Северного Букантау выделены две локальные геодинамические (№ I, II) зоны, отличающиеся друг от друга по структурным особенностям.

Площадь Северного-Букантау – зона тектонического сжатия, где вдоль граничного субмеридионального разлома отмечается повышенная концентрация напряжения до сильных величин. Тектоническая активность разлома способствует смещению площади, где проявлены локальные геодинамические процессы. Смещение происходит по направлению на восток. Такое смещение способствует формированию и развитию субширотных и северо-западных разломов и обновлению ранее заложенных структур. Другие локальные геодинамические зоны, расположенные в Центральном и Восточном Букантау, в своем формировании опираются на тектоническую активность (в виде горизонтально-вертикальных движений) крупных разломов. Разнонаправленность

активности в пространстве определяют основные направления смещений разломов, от которых зависит образование, направление трещин скола и отрыва, которые в последующем могут перерасти в разрывные нарушения, влияющие на ход развития рудного процесса.

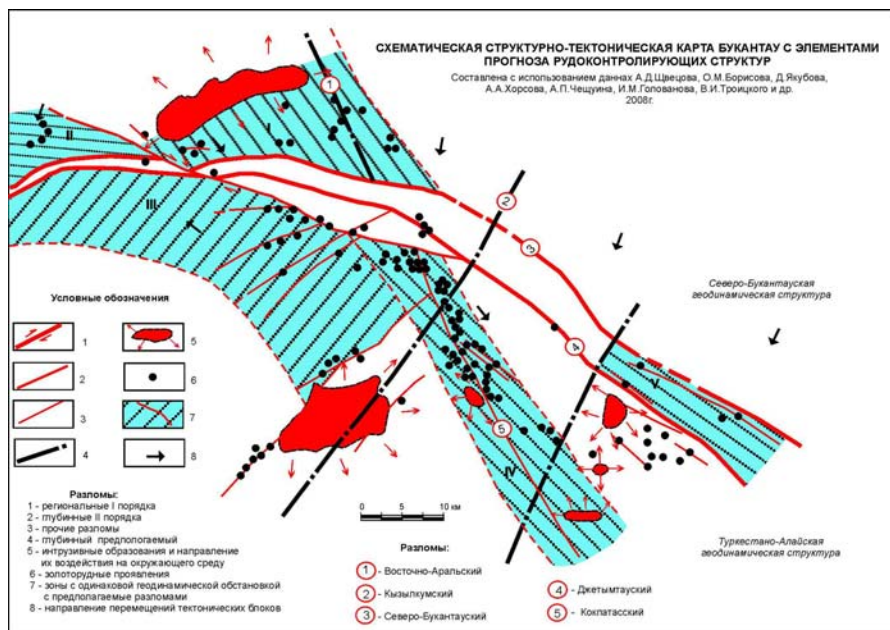


Рис. 1. Схематическая структурно-тектоническая карта Букантау с элементами прогноза рудоконтролирующих структур

Основываясь на теорию образования разрывов вдоль разломов, с учетом смещений по крупным разломам Букантау, мы попытались реконструировать структурные схемы локальных геодинамических зон.

В результате выявлено, что каждая из пяти локальных геодинамических зон имеет свою структурную основу, некоторые элементы которой выступают в роли фактора, контролирующего формирование золоторудного объекта. Так, например, Турбайская локальная геодинамическая зона (№ V) имеет структурную основу, где главенствуют северо-западные разрывы, образование которой связано с вертикальными движениями по зоне Северо-Букантауского глубинного разлома. Эти разрывы имели рудоконтролирующую роль в формировании месторождения Турбай и его отдельных рудоносных участков.

Особенности Кокпатаасской локальной геодинамической зоны (№ IV) заключаются в том, что при тектонической активности в виде сдвига Кокпатаасского глубинного разлома вдоль нее образовалась серия трещин скола и отрыва северо-западного простирания, которые впоследствии в руд-

ном процессе могли сыграть определенную роль в локализации золотого оруденения [4].

Правомерность наших теоретических представлений можно доказать фактом контроля формирования месторождения Кокпатас и его рудоносных участков (Сульфидный, Кварцевое, Западный I, II, III, IV, Северо-Западный, Дайковое, Дорожный, Придорожный, Центральный, Восточный) северо-западными и северо-восточными разрывными нарушениями. В связи с этим разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простирания в данной геодинамической зоне можно рассматривать как структуры, контролирующие формирование золоторудных объектов. В связи, с чем их можно использовать как поисково-оценочные критерии при поиске и прогнозе.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Изд. «Наука». 1975.
2. Голованов И.М. Проблемы теоретической разработки новой среднемасштабной геолого-геодинамической основы и методов прогнозирования крупных рудных месторождений Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2007. № 5. С. 12-19.
3. Голованов И.М. и др. Геодинамическая карта домезозойских образований Республики Узбекистан м-ба 1:500000 – основа для металлогенических построений. Сб. «Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан» // Труды ИМР. 1997. № 2. С. 42-54.
4. Турапов М.К., Акбаров Х.А., Парлибоев Ю.К., Марипова С.Т. Моделирование тектонических напряжений в структурах Кокпатасского рудного поля // Геология и минеральные ресурсы. 2001. № 4. С. 26-31.

Сейсмотектоника орогенных поясов Северо-Востока Азии

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

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

² – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Иркутск,
b.m.kozmin@diamond.ysn.ru

В результате геолого-геофизических и сейсмологических исследований, проведенных на северо-востоке Азиатского континента, установлены два протяженных сейсмических пояса, соединяющих сейсмичность Алтае-Саянской и Байкало-Становой складчатых систем, а также ее проявления в Северном Ледовитом и Тихом океанах. Указанные пояса возникли в результате сближения крупных литосферных плит и являются их активными границами [3, 4, 6]. Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП) протяженностью более 8 тыс. км., является крупнейшим звеном в цепи землетрясений, опоясывающих земной шар и служит границей между Северо-Американской и примыкающими к ней с юга Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской литосферными плитами [1, 2, 3, 4, 5]. Байкало-Становой сейсмический пояс (БСП) – располагается на стыке двух крупнейших геоструктурных элементов – Сибирской платформы и Саяно-Байкальского складчатого пояса – и в современном структурном плане приурочен к границе Евразийской и Амурской литосферных плит [4, 7]. Очаги землетрясений ААСП через акваторию Северного Ледовитого океана, северо-восток Азиатского континента и Камчатку соединяют проявления сейсмичности Арктики и Тихого океана. В сейсмотектоническом плане ААСП подразделяется на несколько сейсмотектонических сегментов, обусловленных особенностями напряженного состояния земной коры: хр. Гаккеля, Лаптевоморская и Хараулахская зоны, а также система хр. Черского. Для структур арктического хр. Гаккеля характерны условия спрединга, когда сейсмичность представлена узкой (60–80 км) цепочкой эпицентров землетрясений, вытянутой от о-ва Гренландия до шельфа моря Лаптевых, со сбросовыми подвижками в их очагах и характерным распределением магнитных аномалий. Лаптевоморская зона выражена одноименной окраинно-континентальной рифтовой системой, продолжающей рифтинг хр. Гаккеля на континент. Здесь, территория охваченная проявлениями сейсмичности, расширяется до 400–600 км, занимая весь шельф от Таймыра до Новосибирских островов. Среди разрывных нарушений устанавливаются субдолготные и северо-западные сбросы и близортогональные к ним сдвиги [2, 4]. Для Хараулахской зоны, формируемой в пределах Северо-Верхоянской орогенной области, характерно смешанное поле тектонических напряжений, при котором в очагах землетрясений наблюдаются как сбросовые, так и сдвиговые, надвиговые и взбросовые смещения. Эпицентры землетрясений фиксируются

здесь в обширной (до 300 км) области между низовьями рек Лены и Яны. Орогенная область хр. Черского, шириной до 400 км, является типичной коллизионной зоной, возникшей в послесреднеплейстоценовое время, когда процессы развития Момской рифтовой зоны сменились условиями сжатия. Фокальные механизмы землетрясений указывают на господство сдвиговых, взбросовых и надвиговых перемещений в их очагах. «Живая» тектоника этой зоны представлена крупной системой левых сдвигов в центральной части, сменяющейся к периферии надвигами и взбросами. В Северном Приохотье от ААСП ответвляется полоса сейсмичности, которая протягивается на юг к острову Сахалин и вместе с землетрясениями Курило-Камчатской зоны, оконтуривает Охотоморскую плиту. Еще одна зона слабой сейсмичности фиксируется в северо-восточном направлении от Камчатки через Корякское нагорье, Анадырский залив к Чукотке, соединяясь через Берингов пролив с землетрясениями Западной Аляски и вместе с сейсмическими событиями Алеутской островной дуги ограничивает Беринговоморский блок. Сближение Северо-Американской, Евразийской и Тихоокеанской плит с разными скоростями перемещений привело к образованию в области их взаимодействия линейных зон сейсмичности, которые оконтуривают системы блоков (Беринговоморский) и мини-плит (Лаптевоморская, Охотоморская), отличающихся по направлению и скорости их перемещений от названных плит-гигантов. Так, Лаптевоморская плита в западной части шельфа может испытывать вращательное движение под влиянием растягивающих усилий в хр. Гаккеля. Столкновение Евразийской и Северо-Американской плит способствует «выдавливанию» Охотоморской мини-плиты на восток и юго-восток со скоростью до 3–8 мм/год [6]. Под воздействием Тихоокеанской плиты, Беринговоморский блок смещается к западу относительно Северо-Американской. В его фронтальной части сформировалась система взбросов, надвигов и правых сдвигов, а в тылу возникла зона растяжения Берингова пролива. Байкало-Становой сейсмический пояс (БСП) выражен полосой эпицентров землетрясений (до 250–300 км), вытянутой вдоль южной окраины Сибирской платформы от оз. Байкал на западе до Удской губы на востоке. Пояс объединяет Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) и его продолжение на восток – Олекмо-Становую сейсмотектоническую зону (ОСЗ), существенно отличающихся как по особенностям сейсмотектонического режима, так и по геодинамическим условиям формирования сейсмогенных структур. В БРЗ, где фиксируется устойчивое горизонтальное растяжение земной коры, неотектонические структуры представлены системой кайнозойских впадин. Как и в других рифтовых зонах Земли, здесь имеют место типичные признаки рифтогенеза – проявления кайнозойского вулканизма, высокий тепловой поток, утонение земной коры и др. [7]. В ОСЗ, напротив, сейсмотектонические процессы развиваются в другой геодинамической обстановке – сжатия. Смена поля тектонических напряжений происходит в районе среднего течения р. Олекмы. Неотектони-

ческие структуры ОСЗ выражены в рельефе системой Станового хребта и представляют крупную зону скупивания земной коры. Проявления сейсмичности тяготеют главным образом к горным складчатым сооружениям, иногда затрагивая борта мезозойских впадин. Система разрывных нарушений имеет сложный ромбовидный рисунок. Их кинематика соответствует сдвигам, надвигам и взбросам. В пределах этой территории происходит увеличение мощности земной коры от 38–42 км, характерных для БРЗ, до 60 км – для ОСЗ. Данные наблюдений за современными движениями земной коры, проводимые в пределах Олекминского и Южно-Якутского геодинамических полигонов, подтверждают происходящее здесь сжатие в северо-восточном направлении со скоростями в первые сантиметры в год [4, 7].

Таким образом, в пределах ААСП и БСП наблюдается закономерная смена геодинамических режимов: так, в ААСП наблюдается зона растяжения земной коры (хр. Гаккеля); промежуточная зона (смешанное поле тектонических напряжений – режим трансенсии на шельфе моря Лаптевых и в Хараулахской зоне; режим транспрессии (зона хр. Черского), вызванный сближением плит в северо-восточном направлении. В БСП растяжение, наблюдаемое в западной части пояса, сменяется структурами сжатия со скольжением в восточной части – в ОСЗ. Различные формы сейсмического режима, совместно со сведениями по «активной» тектонике и морфоструктурными наблюдениями, материалами GPS-измерений, позволили определить динамику отдельных структур и блоков. Данная работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64492-а и 07-06-0760-а).

Литература

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеанологии. 2006. 185 с.
2. Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля // ДАН СССР. 1990. Т. 311, № 3. С. 89-94.
3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000. 227 с.
5. Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in Northeast Asia, North American, Eurasian, and Okhotsk plates // Journ. of Geodynamics. 1986. № 6. P. 33-51.
6. Hindle D., Fujita K., Mackey K. Current deformation rates and extrusion of the Northwestern Okhotsk plate, Northeast Russia // Geophysical Research Letter. 2006. V. 33. L02306. doi:10.1029/2005GL024814.
7. Petite C., Fournier M. Present-day velocity and stress fields of the Amurian Plate from thin-shell finite-element modeling // Geophysical Journal International. 2005. V. 160, № 1. P. 358-370.

Геодеформационный мониторинг в условиях платформенных и орогенных структур: задачи, возможности, результаты

Р.М. Кармалеева, Ю.О. Кузьмин

Институт Физики Земли РАН, г. Москва, kuzmin@ifz.ru

Мониторинг современных геодеформационных процессов с последующей оценкой возможных негативных последствий экологического и социально-экономического характера представляет наиболее эффективный инструмент обеспечения геодинамической безопасности. Согласно принятой в настоящее время терминологии геодеформационный мониторинг, наряду с сейсмическим мониторингом, является составной частью геодинамического мониторинга особо ответственных и экологически опасных объектов.

Геодеформационный мониторинг – это система повторных (проводимых с высокой частотой опроса) или непрерывных наблюдений, оценки и прогноза современного состояния геологической среды, проводимая в рамках заданного регламента. Основная цель геодеформационного мониторинга – изучение пространственно-временных характеристик современных деформаций земной поверхности и оценка аномального напряженно-деформированного состояния недр в местах функционирования ответственных объектов.

Исследования показывают, что не только в сейсмоактивных областях, но и в асейсмичных зонах на платформенных участках происходят подвижки, превышающие допустимые для объекта нормы. Практически ни один крупный промышленный комплекс не удастся расположить вне гидрографической сети. А к ней, как правило, приурочены ослабленные зоны (зоны разломов), которые являются границами блоков разных порядков. Внутри таких зон наблюдается аномальное изменение физико-химических свойств пород, повышенная трещиноватость и обводненность.

В качестве примера рассмотрим Протвинский полигон. Полигон расположен на стабильном участке Восточно-Европейской платформы на Русской плите. И здесь на площади около 100 км^2 картируются две межблоковые зоны VII–VII порядка и четыре зоны IX–X порядка. Внутри зон средние скорости деформаций имеют следующие значения: $(7 \cdot 10^{-5} - 10^{-5})$ горизонтальные и $(10^{-4}$ до $-6 \cdot 10^{-5})$ вертикальные. При удалении от края зоны на 50 м значения скоростей становятся на порядок меньше, а именно, $3 \cdot 10^{-6}$ горизонтальные и 10^{-5} вертикальные. При удалении от края зоны на 500 м скорости деформаций уменьшаются до 10^{-7} . Согласно многочисленным наблюдениям скорости деформаций в зонах разломов сейсмоактивных районов ниже, чем в разломах на платформах и составляют единицы 10^{-6} . Данные получены на геодезических полигонах на территории Предкопетдакского краевого прогиба, Камчатки и по результатам деформографических наблюдений на Душанбинском геодинамическом полигоне.

Приведенные выше величины скоростей представляют средние значения. Однако, внутри наблюдательных интервалов скорости внутри разломных зон на платформе меняются от 10^{-4} до 10^{-5} , на участке, прилегающем к разлому, изменение величин скоростей происходит в пределах от 10^{-4} до 10^{-6} . Таким образом, на стабильной асейсмичной платформе участки, включающие в себя тектонические нарушения, в определенные периоды представляют собой согласно нормативным документам зоны чрезвычайной экологической ситуации. Это связано с цикличностью деформационного процесса, которая обнаруживается при анализе длительных рядов непрерывных наблюдений. Длительность цикла зависит от реологических свойств среды. Таким образом, на участке в результате цикличности деформационного процесса происходит повторяемость интервалов усиления его активности. Как следствие, не исключен триггерный эффект, вызывающий аномальные деформации в виде провалов, оползней, карстовой активности или сейсмических событий.

Степень активности разломных зон можно оценить по величинам амплитуд земноприливных волн, которые зависят от упругих модулей слагающих пород. Отклонение наблюдаемых величин от рассчитанных для данного пункта определяет степень «подвижности» участка. На участках тектонических нарушений, в зонах разломов и оползней значения амплитуд земноприливных волн в отдельных случаях превышают теоретические на 200%. При удалении от зоны нарушений амплитуды уменьшаются.

Перспективным направлением представляется использование параметров приливных волн для изучения временных вариаций свойств среды, в частности для решения прогностических задач. Земноприливный анализ многолетних (с 1970 г) непрерывных наблюдений на станции «Протвино» на территории Серпуховского ускорителя позволил обнаружить два периода уменьшения амплитуды волны M_2 по времени совпадающие с активизацией поверхностного карста.

Первый относится к 1986 г, когда амплитуда волны стала на 28% ниже теоретического значения. К 1996 г амплитуда M_2 постепенно увеличилась практически до ее первоначального уровня. Второе падение отмечено в 1997 г и продолжается до настоящего времени, когда ее значение ниже теоретического на 34%. В 1986–1988 гг и в 1997–2001 гг в окрестности станции отмечена активизация поверхностного карста. Не исключено, что в настоящее время процессы развиваются в погребенных формах. Поэтому необходимо тщательно следить за возможными просадками грунта на территории и появлением трещин в зданиях. Выявленная активизация поверхностного карста вызвана техногенными причинами: строительными работами и авариями на коммуникациях. Приведенный пример подтверждает необходимость ведения геодеформационного мониторинга ответственных объектов не только на стадии проектирования и строительства, но, что особенно важно, на стадии эксплуатации, что и закреплено в нормативных документах.

Приведенные выше представления легли в основу базовых положений нормативного документа СП 11-104-97 «Инженерно-геодезические изыскания для строительства» (пп. 10-64, 10-67), касающегося инженерно-геодезических изысканий в период строительства, эксплуатации и ликвидации зданий и сооружений (п. 9), регламентирующего наблюдения за деформациями земной поверхности в районах развития опасных природных и техноприродных процессов (п. 10), а также в районах современных разрывных тектонических смещений (п. 10-64, 10-65, 10-67). В этом документе отмечено, что наблюдения за современными смещениями земной поверхности в зонах разломов следует проводить также на территории построенных объектов, если они ранее не выполнялись, а в процессе эксплуатации возникли предположения о влиянии тектонических факторов на устойчивость и надежность сооружений (п. 19-64). Согласно п. 10-65 мониторинговые наблюдения в зонах развития современных аномальных смещений земной поверхности «... следует выполнять как в горных районах, так и в равнинно-платформенных областях». Примечательно, также, что п. 10-67 документа, в котором регламентированы базовые характеристики современных аномальных смещений земной поверхности в зонах разломов, напрямую использованы опубликованные ранее результаты исследований, проведенные авторами. В «Критериях оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия», (Роскомэкология, 1992) имеется раздел «изменения геологической среды» в котором предписано территории на которых уровень относительных деформаций равный 10^{-5} может быть достигнут за 15–30 лет, считать зонами чрезвычайной экологической ситуации.

В «Положении о геологическом и маркшейдерском обеспечении промышленной безопасности и охраны недр», утвержденным постановлением Госгортехнадзора России от 22 мая 2001 года, N18 (РД 07 – 408-01), предписано, геологическим и маркшейдерским службам недропользователей, осуществлять геодинамический мониторинг опасных производственных объектов. Согласно «Положению о порядке выдачи разрешений на застройку площадей залегания полезных ископаемых» Госгортехнадзора России (РД 07-309-99), застройка площади залегания месторождения нефти и газа, на котором отсутствует геодинамический полигон, и не ведутся систематические наблюдения за оседанием земной поверхности в результате добычи углеводородного сырья, не допускается (п. 43). Все это свидетельствует о необходимости обязательной постановки систем геодеформационного мониторинга для обеспечения эколого-промышленной безопасности особо ответственных объектов.

Послеперское (новейшее?) поле напряжений/деформаций Тулвинского свода (Пермское Приуралье) по мезоструктурным наблюдениям

А.А. Колесниченко¹, В.Е. Вержбицкий², М.Л. Копп¹, Л.А. Сим³

¹ – Геологический институт РАН, г. Москва, kolesn_al@ginras.ru, kopp@ginras.ru

² – Институт океанологии РАН, г. Москва, torsek1@rambler.ru

³ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, sim@ifz.ru

Тулвинская возвышенность (высоты до 420 м) по мнению большинства исследователей имеет неотектоническую природу [1, 2, 4]. Тулвинский вал, меридионального направления, отделен от соседних новейших поднятий линейными прогибами: Среднекамским – на западе и Нижнесыльвинским – на востоке. Вместе с находящимися южнее поднятиями Общего Сырта и Бугульминско-Белебеевским Тулвинский вал образует меридиональную цепочку, которую можно рассматривать в виде единого неотектонического мегавала – Сыртовско-Тулвинского. Последний пространственно принадлежит к Русской плите, но его соседство и параллелизм с Уральским эпиплатформенным орогеном заставляют считать, что он формировался одновременно и в связи с последним [4].

Выяснение динамической природы новейшей деформации Приуралья и ее связей с региональными полями напряжений Восточно-Европейской платформы и Урала строилось в следующих направлениях: уточнение особенностей новейшего морфоструктурного рисунка и реконструкция регионального поля напряжений/деформаций на основе выделения структурных парагенезов разного кинематического типа и анализа их пространственного размещения. Для изучения слабоизученной горизонтальной компоненты новейших движений главным образом применялось структурно-кинематическое изучение трещинных мезоструктур — борозд скольжения и отрывов, которые замерялись в пермских известняках, алевролитах, эвапоритах и песчаниках, а также в четвертичных песчаниках и суглинках. Результаты полевых замеров обрабатывались на основе методик В.Д. Парфенова и О.И. Гущенко на стереограммах и на компьютере (с помощью программы Stereonet) [3, 6]. При этом использовались следующие виды анализа данных.

Прежде всего, составлялись диаграммы плотности трещиноватости с целью выяснения особенностей распространения мезоструктур разного кинематического типа в пределах всего региона. Наиболее распространенными оказались мезотектонические разрывы со смещением по падению сместителя: крутонаклонные взбросы и сбросы (34% и 50% соответственно от всех мезоструктур). При этом взбросы группируются в две системы — субширотного (несколько преобладающую) и субмеридионального простирания, указывающие на укорочение в соответствующих направлениях (при круто

наклоненных к горизонту осях — до 60°). Среди сбросов же преобладают ориентированные субширотно (с падением плоскостей к югу), причем углы их падения в целом положе (до 45°) по сравнению со взбросами, и это говорит и о том, что сбросы образовались при большем участии горизонтального растяжения. Это удлинение, устанавливаемое по сбросам, ориентировано субмеридионально (ССВ-ЮЮЗ) и можно предполагать, что оно ассоциирует с субширотным укорочением, устанавливаемым по взбросам. Вероятно, это указывает на более региональный характер поля напряжений/деформаций субширотного укорочения и субмеридионального удлинения. При подобной трактовке 2-я система крутых взбросов (субширотного простирания) может быть связана либо с полем напряжений 2-го порядка, либо же они составляют единый пояс вращения с широкораспространенными сбросами того же простирания. В пользу последнего свидетельствует тот факт, что, как у взбросов, так и сбросов субширотного простирания, повсеместно оказываются опущенными южные крылья, что свидетельствует о формировании тех и других в условиях общего опускания блоков к югу; это же фиксируется и на Южном Урале вместе с прилегающей частью Русской плиты [4, 5]. В этой связи следует отметить характерную асимметрию субширотных речных долин. Их северные борта существенно круче южных и иногда сопровождаются прямолинейными структурами сбросового типа [4].

Интересным получилось то, что характер кинематики и ориентировки мезоструктур, замеренных в пермских и четвертичных отложениях, оказывается принципиально схожим. Это позволяет высказать предположение, что замеренные нами борозды скольжения в пермских породах возникли или существенно обновились в новейшее время. Таким образом, в целом результаты наблюдений либо характеризуют неотектоническое поле напряжений/деформаций, либо показывают, что в герцинскую и позднеальпийскую эпоху оси напряжений/деформаций были ориентированы сходным образом. Невозможность проведения замеров в позднемезозойских и третичных отложениях из-за их отсутствия не позволяет проверить эти предположения.

Далее, анализировались особенности поля деформаций в разных частях Тулвинского вала. В районе вершины его свода стиль мезотектонической структуры определяют субширотные сбросы с компонентой правого сдвига, указывающие на наклонное к горизонту субмеридиональное растяжение; на западе основной вершины присутствуют меридиональные наклонные сбросы, взбросы встречаются редко. Таким образом, свод вала деформировался в целом в обстановке общего растяжения с некоторым преобладанием его меридиональной компоненты. В пределах западного крыла увеличивается количество мезотектонических взбросов и надвигов субмеридиональной ориентировки, указывающих на субширотное укорочение; по сбросам устанавливается северо – северо-восточная ориентировка главного удлинения. Наиболее противоречивые данные получились для восточного крыла

вала, что по нашему мнению, связано с присутствием здесь деформаций 2-го порядка, образованных при выжимании пластичных пород кунгура, а также из-за широкого развития карстовых воронок с обрушающимися стенками. Однако и здесь по данным статистической обработки большой группы замеров угадывается некоторый приоритет субмеридионального тектонического удлинения.

Наконец, поля напряжений восстанавливались по методике О.И. Гущенко (кинематический метод). Реконструированное в результате этого общее поле напряжений/деформаций Тулвинского вала характеризуется субгоризонтальным положением главных осей укорочения (запад – северо-западного направления) и удлинения (север – северо-восточного направления). Кроме того, восстанавливаются две генерализованные ориентировки главных смещений. Одну из них, субмеридионального простираения, можно сопоставить с предполагаемым Тулвинским разломом — западной границей Тулвинского вала, а вторую (северо-восточного простираения) — с одним из диагональных линеаментов.

В целом, анализ мезотектонических структур показал, что послепермская структура Тулвинского вала формировалась в обстановке продольного к нему субмеридионального удлинения и поперечного к нему субширотного укорочения; последнее усиливается к западному склону вала. Исходя из констатированных выше результатов обработки данных о сходстве ансамблей мезоструктур в пермских и четвертичных породах, можно предполагать, что послепермское поле напряжений/деформаций является имеет новейший возраст. Этот вывод подтверждается и особенностями морфоструктурного рисунка современного рельефа [4].

Исследование выполнено при поддержке гранта Президента Российской Федерации «Научные школы» № НШ-7559.2006.5, гранта Президента РФ № МК-971.2005.5, Программы № 6 фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамика и механизмы деформирования литосферы».

Литература

1. Введенская Н.В., Болонкин П.Ф., Голубева И.И., Спирин Л.Н. Древние долины и аллювиальные отложения в среднем течении Камы // Уч. Записки Пермского Государственного Университета, № 170. Аллювий, вып. 1. 1968. Пермь: ПермГУ. С. 104-131.
2. Вохмянина Е.И. Проявления неотектоники в рельефе Прикамья и ее связь с палеозойскими структурами // Пробл. тект. движений и новейших структур земной коры. М.: Недра. 1968. С. 179-184
3. 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.

4. Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Копылов И.С. Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности (Пермское Приуралье) // Геотектоника. В печати. 2008
5. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука. 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
6. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60-72.

Особенности изучения внутриплитных полей напряжений / деформаций (на примере кайнозойских структур чехлов Русской плиты и Урала)

М.Л. Копп

Геологический институт РАН, г. Москва, kopp@ginras.ru

Изучение динамики и кинематики деформации платформенных чехлов проводится на основе методов, применяемых и для складчатых поясов. Имеются, однако, особенности и ограничения, обусловленные малыми амплитудами внутриплитных структур, их мягким рельефом и недостаточной обнаженностью. Например, разрывы в верхах чехла обычно замещаются пологими флексурами, что затрудняет их картирование. Особенно трудно уловить горизонтальную компоненту движений, однако она есть, и ей приходится уделять особое внимание. Вместе с тем, фрагментарная выраженность структур, не позволяющая выяснить детали их строения, позволяет шире использовать возможности дедуктивного подхода, изучения их пространственно-временных соотношений между собой и со структурами соседних активных внутриплитных зон и межплитных границ.

В данном аспекте оказался эффективен анализ пространственных сочетаний структурных форм. Некоторые его приемы известны давно, но особенно активное развитие он получил в трудах отечественных исследователей – М.В. Гзовского [1] и А.В. Лукьянова, теоретически обосновавшего принципы структурно-парагенетического подхода и его важной части – анализа структурных рисунков [8]. По наблюдениям автора доклада, внутри чехла Русской плиты присутствуют многие структурные рисунки, выявленные для складчатых поясов, особенно связанные со сдвигами [3, 8, 10, 12]: эшелонированные цепочки поднятий (внутри Сальско-Манычского новейшего вала, Жигулевских дислокаций, на Южном Урале); сигмиды, сопровождающиеся характерным для сдвигов выкручиванием смещенных крыльев (Сальско-Манычский вал, Жигули); присдвиговые виргации и складки (Сальско-Манычский вал, Саратовские дислокации, Жигули) [3, 4, 6]. Поскольку некоторые из этих структурных рисунков обычно связаны с длительными и сильными деформациями в горизонтальной плоскости – например, структуры домино или мегабудинаж [3, 12] (они установлены для Сальско-Манычского вала и Саратовских дислокаций) – остается считать, что это результат смягченного проявления («просвечивания») на поверхности глубинных структурных преобразований в фундаменте, происходивших в обстановке его сжатия из-за некоторого вовлечения в направленные с юга альпийские движения. Кроме того, активизация фундамента угадывается в его повышенной сейсмичности (Приазовье, Воронежский массив) [5] и в некотором соответ-

ствии структуры глубоких горизонтов коры стилю региональной новейшей структуры (юго-восток Русской плиты [7]).

В условиях почти полной невыраженности структурных форм на поверхности хорошие результаты дало дешифрирование космических снимков и цифровых карт рельефа (последние синтезировались с использованием программы А.И. Иоффе). Существуют разные точки зрения по поводу степени распространения в пределах платформенного чехла разрывов [4, 9, 11, 14], и в том числе достаточно скептические [9]. По нашему же мнению, основанному на конкретных данных, роль выраженных в рельефе новейших разрывов, напротив, недооценена – несмотря на то, что их подтвердить геологически удается не всегда из-за малой амплитуды. При этом, помимо линейментов и кольцевых структур неясной природы, дешифрируются и разрывы со смещением. Вертикальное смещение определяется по наличию уступа, повышенной расчлененности в поднятом крыле разрыва, а также деформации поперечных ему долин (серия субширотных уступов южной экспозиции в Окско-Донском новейшем прогибе, подпруживающих меридиональные реки – р. Кардаил и др.). Сдвиговые смещения форм рельефа на мелкомасштабных картах не видны, однако там, где применялись крупномасштабные снимки, найдены достоверные сдвиги, неоднократно смещающие русла оврагов. В Мугоджарах системы разрывов разного знака, изученные на местности, совпадают с отдешифрированными по цифровым картам. Выраженные в рельефе разрывы сходной кинематики обнаруживают характерную для разрывных нарушений группировку в закономерные системы и домены. Таковы серии субмеридиональных сбросовых уступов восточной экспозиции в Нижнем Поволжье и Окско-Донском районе и субширотных, южной экспозиции, – на Южном Урале; и там и там из двух сопряженных систем сбросов разного знака приоритет получают те, у которых опускание крыла направлено к ближайшему неотектоническому депоцентру (в данном случае, Прикаспийской впадине в ее новейшем выражении). Правые сдвиги концентрируются в Окско-Донском районе и Донбассе, левые – в Поволжье и Прикаспии, а ось симметрии между их доменами маркирует «ось растекания» блоков к западу и востоку – линию приложения наибольшего давления, направленного от Кавказа. Весьма эффективным для разных платформ оказалось изучение трещинных мезоструктур: зеркал скольжения, отрывов и стилолитов [2, 4, 6, 10, 14]. Если в орогенах оно уступает по своему значению другим структурным, а также геолого-съёмочным методам, то в платформенных условиях становится единственным методом определения главных параметров поля деформаций. При этом из-за пологого профиля структур приходится опираться на замеры трещин около зон концентрации деформаций: разрывов и флексур, где, кроме того, улучшается обнаженность. Кинематика последних определяется как непосредственно – замерами борозд скольжения на субпараллельных им плоскостях (мезотектонические взбросы в зонах Жигулевского и Западно-Мугоджарского разрывов), так и по ориентировке

разрывов и флексур по отношению к установленным по данным замеров мезоструктур осей главных напряжений (левый сдвиг вдоль Жигулевского взброса [6]), либо из местоположения квадрантов сжатия и растяжения (правосдвиговая компонента Северо-Донецкого надвига). Данные о кинематике крупных дизъюнктивов позволяют составить региональные структурно-кинематические схемы [4], где показаны знак разрывов и обобщенные направления региональных напряжений и, по возможности, направления относительного смещения блоков. Статистическая обработка на компьютере большой массы замеров по программе О.И. Гущенко и А.Н. Мастрюкова показала, что поле деформаций юга Русской плиты характеризуется субмеридиональным укорочением и субширотным удлинением, что согласуется с общим сжатием соседнего сегмента Альпийского пояса [4]. В заключение можно добавить, что, по опыту автора и его коллег, в платформенных условиях рассмотренные методы приносят ощутимые результаты только тогда, когда они используются в комплексе и, кроме того, с максимально возможным привлечением доступного массива геологических и геофизических материалов. Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ «Научные школы» № НШ-7559.2006.5, и Пр-мы № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
2. Гущенко О.И. В кн.: Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука. 1999. С. 108-125 (Тр. ГИН РАН; вып. 515).
3. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе // М.: Научный Мир. 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 506).
4. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука. 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552)
5. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Никонов А.А. Доклады РАН. 2002. Т. 385, № 3. С. 387-392.
6. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 18-29.
7. Копп М.Л., Щукин Ю.К. В: Тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. Мат-лы межд. конференции (компьютерная версия). 2003.
8. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; вып. 460).
9. Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Вост.-Европ. платформы и Скифской плиты / Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др.; Ин-т геоэкологии РАН. М.: Наука. 206 с.
10. Расцветаев Л.М. В кн.: Геодинамика Кавказа. М.: Наука. 1989. С. 106-112.
11. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ. 2002. 220 с. (Тр. НИИ геологии ВГУ; вып. 9).
12. Freund R. Tectonophys. 1974. V. 21, № 1/2. P. 93-134.
13. Hippolyte J.-C. et al. Tectonophys. 1993. V. 226, P. 15-35.
14. Korčėmagin V.A., Emec V.S., Pavlov I.O. et al. Z. geol. Wiss., 1996. Bd. 24 (3/4). P. 335-342.

Поля напряжений и кинематика разрывов зоны Главного разлома Восточного Саяна

В.А. Корчемагин¹, И.О. Павлов¹

Донецкий национальный технический университет МОН Украины, г. Донецк, Украина,
geolog @ dgtu. donetsk.ua

Восточно-Саянский пояс разломов вытянут в северо-западном направлении (аз. пр. 310–315°) вдоль Восточного Саяна более чем на 1000 км и представляет собой полосу шириной 80–100 км интенсивно деформированных пород, ограниченную с северо-востока Главным Саянским, а с юго-запада – Центрально-Саянским разломами [1]. Эта зона разломов является границей между южной частью Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой областью.

Вывод о существовании горизонтальных движений по разломам этой зоны был сделан давно, ещё при сравнительно слабой изученности Восточного Саяна [2]. Однако направленность движений и величина горизонтальной составляющей оставались неясными. Различными исследователями в разные годы высказывались диаметрально противоположные предположения об их направленности. По мнению одних [7–9], Главный Саянский и сопровождающие его разломы представляет собой левый сдвиг с амплитудой горизонтальных перемещений от первых до десятков километров. Другие [1, 3–6], придерживаются противоположной точки зрения – считая Главный Саянский разлом правым сдвигом с суммарной амплитудой горизонтального смещения в 70–80 км [4]. При этом авторами в разные годы использовались различные методики для реконструкции направления подвижки по разломам этой зоны.

В своё время, для решения прямой и обратной задач тектонофизики применительно к реальному анизотропному горному массиву, О.И. Гущенко и В.А. Корчемагиным [10, 11] был разработан кинематический метод интерпретации трещинно-разрывных структур. Его суть заключается в том, что рассматривается некоторый геологический объём, рассеченный произвольно ориентированными системами ослабленных поверхностей, в котором действует однородное по ориентировке главных осей поле напряжений. Деформация в данном объёме развивается путём смещения по всей совокупности разрывов и ослабленных поверхностей. Задача по реконструкции ориентировки главных осей тектонических напряжений при этом может решаться как аналитически, так и графическим способом на сетке стереографических проекций.

Используя эту методику, авторы, попытались решить прямую тектонофизическую задачу: на основании, выполненных реконструкций ориентировок осей палеотектонических полей напряжений – определить ориентировку и

кинематику возникающих разрывов. Для этого использовались материалы полевых исследований, проводившихся в южном крыле зоны.

Район исследований находится на территории республики Тыва, в верховьях р. Бедий (правого притока р. Хамсара). В геологическом плане район расположен на самом северо-востоке Куртушубинско-Хамсаринской [12] структурно-фациальной зоны Тувы. Здесь широко развиты нижнепалеозойские интрузии гранитов и диоритов, прорывающие нижнекембрийские отложения, представленные андезитовыми порфиритами и их туфами с редкими линзами вулканогенно-осадочных пород и известняков. Вся толща нижнепалеозойских пород в свою очередь прорывается порфировидными девонскими гранитами. В верховьях р. Бедий эта толща по зоне Кандатского разлома контактирует с докембрийскими кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами Восточно-Саянского антиклинория. Состав пород наиболее благоприятен для выбранной методики исследований, т.к. исключается влияние на их результаты пластических деформаций и межслоевых подвижек.

В целом, район насыщен тектоническими разрывами различных пространственных ориентировок и самых разных структурных уровней: от трещин прототектонической отдельности и зеркал скольжения до крупных тектонических швов. В ходе проводившихся исследований было замерено и проанализировано более 400 тектонических сколов различного ранга. Было установлено, что по кинематике большинство этих разрывов представляют собой сдвиги (штрихи ориентированы субгоризонтально), иногда с небольшой сбросовой (взбросовой) составляющей. Знак смещения устанавливался не только по морфоструктурным элементам на плоскостях сместителей, но и по смещениям маркёров – даек гранитов, диабазов и аплитовых, кварцевых, кварц-карбонатных жил в крыльях разрывов. Направление подвижки различно для разрывов разной пространственной ориентировки. Для северо-западных разрывов характерны правосдвиговые, для субмеридиональных – северо-восточных – левосдвиговые смещения.

Реконструкции параметров поля напряжений были выполнены в 30 локальных объёмах горного массива. Затем на основании статистического анализа распределения осей в этих локальных объёмах была реконструирована ориентировка осей регионального поля напряжений. Это поле характеризуется следующей ориентировкой осей: ось максимальных сжимающих усилий σ_3 – аз. пад. $145 \oplus \subset 15 \oplus$, ось максимальных растягивающих усилий σ_1 – аз. пад. $242 \oplus \subset 30 \oplus$.

Учитывая ориентировку Главного разлома, в восстановленном поле он должен характеризоваться провосдвиговыми смещениями. А сама зона разлома может рассматриваться как зона скалывания соответствующего масштаба со всем парагенезисом дислокаций.

Т.о. Восточно-Саянский разлом может рассматриваться в одном ряду с такими же крупными системами северо-западных правых сдвигов как Джалаир-

Найманская зона разломов, Таласо-Ферганский разлом и Центрально-Донецкий разлом [13].

Литература

1. Александров В.К., Таскин А.П. Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования // Геотектоника. 1990. № 3. С. 50-58.
2. Берзин Н.А., Клитин К.А. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды // Геология и геофизика. 1961. № 7. С. 16-25.
3. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 3. С. 36-54.
4. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Машарина Л.А., Соловенко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Док. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669-672.
5. Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и её обрамления (по данным моделирования) // Тектоника Сибири. Т. 5. М.: Наука. 1972. С.204-209.
6. Хренов П.М. и др. Южное обрамление Сибирской платформы // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 30-57.
7. Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука. 1967. 147 с.
9. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Док. АН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 461-464.
10. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным // Док. АН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 943-947.
11. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.
12. Корчемагин В.А., Емец В.С. К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений // Док.АН СССР – 1982. Т. 263, № 1. С. 163-168.
13. Кудрявцев Г.А. Основные черты геологического строения // Геология СССР. Т. XXIX, Ч. 1 (Тувинская АССР). М.: Недра. 1966. С.30-45.
14. Kortschemagin V.A. und a. Tektonophysikalische Besonderheit regionaler Störungen Eurasiens // Zeitschrift für geol. Wissenschaft. 1996. № 3/4. P. 335-342.

Современные движения земной коры (по данным GPS) и разломы Тянь-Шаня

С.И. Кузиков

Научная станция РАН Бишкек, г. Бишкек, Киргизия, kxi@gdirc.ru

В геодинамике длительное время продолжают дискуссии о характере деформирования континентальной литосферы. В частности, каким образом происходит процесс деформации и сокращения коры Азии под давлением со стороны Индии: за счет субширотного выжимания блоков или вследствие утолщения коры? Процесс коллизии Индийской и Евразийской плит охватывает последние ~50 млн. лет и является причиной образования значительных горных сооружений Азии. Это вызвало активность разломов и деформацию земной коры, которая распространяется более чем на 2000 км вглубь Центральной Азии [1]. За последние ~3 млн. лет характерная скорость конвергенции между Индией и Евразией существенно не изменялась и составляет 35–40 мм/год [1]. В последнее время для решения геодинамических задач все активнее используется Глобальная Система Позиционирования (GPS). В конце прошедшего столетия GPS измерения стали применяться для изучения движений плит и межплитных границ, сейсмических деформаций, а также в других прикладных геофизических исследованиях. В результате специальных многолетних GPS наблюдений в отдельных точках земной поверхности рассчитываются линейные скорости (мм/год), которые и являются основным источником для оценки регионального характера современной деформации земной коры. Однако, для анализа современного поля скоростей на основе данных GPS часто используют качественные и полуквантитативные методы, что может приводить к ошибочным выводам. Например, визуальное восприятие векторного поля скоростей в значительной мере зависит от выбранной системы отсчёта, а выделение по отдельным скоростным характеристикам даже самых простых структурных элементов (например, жёстких блоков) требует применения сложного математического аппарата. Здесь имеет смысл вспомнить слова М.В. Гзовского о “...необходимости развития математических методов решения тектонических вопросов. ...должны быть развиты методы точной характеристики структуры земной коры.” [2]. В канве подобных идей нами был разработан инвариантный (по отношению к выбранной системе отсчёта) метод выявления статистически жёстких плоских участков (доменов) на основе дискретного набора двумерных скоростей [3, 4]. В основе выделения статистически жёстких доменов лежит определение их параметров вращения, координат мгновенного центра вращения $\mathbf{x}^C$ и угловой скорости ω . Разработанный алгоритм позволяет из выборки линейных скоростей вычленять лишь те скорости, которые принадлежат односвязной плоской области и обозначают

территорию жёсткого домена с некоторыми параметрами вращательных движений. Аналогичным образом, для сообщества из 323 скоростей Центрально-Азиатской (ЦА) GPS сети была применена процедура выделения статистически жёстких доменов при вероятностях 0.8–0.95 для значений *t*-статистики Стьюдента. При этом скорости в 210 пунктах были объединены в 29 доменов ($3 \div 17$ пунктов в одном домене), размер которых от $\sim 150 \text{ км}^2$ до $\sim 0.5 \text{ млн. км}^2$. Образуемые доменами участки земной поверхности пространственно обозначают квазижёсткие блоки земной коры, где в настоящее время по кинематическим признакам скорость деформации близка к нулю. При этом соотношение площадей, занятых доменами и междоменными зонами (МДЗ), составляет соответственно ~ 46 и ~ 54 %. Площадное преобладание МДЗ над доменами скорее означает не отсутствие доменов в широких зонах, а недостаточную плотность GPS сети для детального отражения более сложной структуры. Среднее отклонение скоростей от скоростей жёсткого целого в отдельных доменах составляет $\sim 0.35 \text{ мм/год}$. Выделенные квазижёсткие участки земной коры не имеют строго определённой пространственной привязки к каким-либо элементам сложившегося рельефа. Домены могут находиться в пределах равнин и на территории горных сооружений, один домен может связывать участки положительных и отрицательных форм рельефа. Анализ простираций доменных границ показал, что существует закономерность в направлениях граней для всех современных доменов региона. Одна группа доменных граней фиксирует СВ направление ($\sim 40^\circ$); другая – ЮВ ($\sim 120^\circ$); третья – субширотное ($\sim 75^\circ$). Подобная закономерность свидетельствует о наличии единого геодинамического фактора, влияющего на современный деформационный процесс всего ЦА региона. Величины смещений между доменами в несколько раз превышают отклонения скоростей внутри доменов от скоростей жёсткого целого. Значительная доля доменов и МДЗ имеет северо-восточное простираие. Между пространственным положением МДЗ и их кинематикой существует закономерная связь. Для системы СВ простираций МДЗ характерно наличие левосторонней компоненты сдвига. Вытянутые на СЗ МДЗ зачастую имеют элементы правого сдвига. Субширотные зоны имеют преимущественно поперечное сокращение. Отмечается наличие коротких зон ($\sim$ С-Ю) с поперечным удлинением и волнистых *s*-образных границ доменов. Всё это может означать наличие здесь масштабной левосторонней транспрессионной зоны со значительным поперечным (меридиональным) сокращением. Интерес представляет соотношение уже сформировавшихся геологических структур и структурных элементов современного деформационного процесса. Для сравнения с выделенными современными структурами были выбраны 2 схемы активных разломов (Белоусов и др., 1997; Трифонов и др., 1999). МДЗ являются местом максимальной концентрации современных смещений, поэтому в первую очередь интерес представляют их пространственные соотношения с разломами. Количественная оценка свидетельствует о том, что пространственное поло-

жение неотектонических разломов не зависит от расположения современных доменов и МДЗ, с вероятностью совершить ошибку $\leq 0,01$. Лишь в единичных случаях сегменты неотектонических разломов совпадают пространственно и по направлению смещений с МДЗ. При всём этом, необходимо отметить преобладание генеральных направлений и кинематики для современных МДЗ и неотектонических разломов. Это количественное преобладание СВ направлений с лево-сдвиговой компонентой и подчинённые СЗ направления с элементами правого сдвига. Такой набор фактов может свидетельствовать о сохранении общей глобальной тенденции геодинамического процесса в этом регионе. Можно предположить, что на момент заложения или реактивации (миллионы или сотни тысяч лет назад) основных разрывных структур ЦА в их створе на дневной поверхности существовали МДЗ, а к настоящему времени произошла их миграция и/или перестройка. Выделенная современная блоковая структура может считаться довольно устойчивой в течение 11 лет измерений (1995–2005 гг), с вероятностью 0.95 допускается её изменение на 12–16%. Поэтому можно полагать, что предложенная доменная структура отражает тенденцию одного деформационного процесса. Все схемы неотектонических разрывов земной коры включают в себя суммарные смещения за последние миллионы или сотни тысяч лет. При этом доказать наличие только одного деформационного процесса за это время практически не представляется возможным. Поэтому сравнение ультрасовременной структуры с интегральным неотектоническим строением территории, в строгом смысле, может быть не совсем оправданным.

Литература

1. Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H. et al. Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // *Nature*. 1996. V. 384. P. 450-453.
2. Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра. 1971. 240 с.
3. Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А., Зубович А.В. Структурное исследование современных горизонтальных движений земной поверхности методом кластерного анализа GPS скоростей на примере Центральной Азии // *Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке: Москва-Бишкек: Изд. НС РАН*. 2006. Вып. 1. С. 160-175.
4. Кузиков С.И. Структурный анализ горизонтальных скоростей по данным GPS и характер современной деформации земной коры центральной Азии: Дисс... канд. физ.-мат. наук. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2007. 167 с.

Соотношение пространственных ориентировок сланцеватости и слоистости в тиллоидах серии мыса Лайеля (Северная часть Земли Веделя Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген)

Н.Б. Кузнецов

Геологический институт РАН, г. Москва, kouznikbor@mail.ru

Серия мыса Лайеля занимает наиболее верхнее положение в структуре и сводном стратиграфическом разрезе позднедокембрийских образований северной части Земли Веделя Ярльсберга (ЮЗ Шпицберген). Породы серии залегают в ядре крупной негативной складчатой формы СЗ простирания, именуемой обычно как – синклиний мыса Лайеля. В строении серии доминируют преимущественно несортированные пуддинговые конгломераты – весьма выразительные и специфические геологические образования, которые большинством исследователей рассматриваются как водно-ледниковые накопления – тиллоиды [1, 2, 3]. Они иногда чередуются с горизонтами карбонатистых песчаников и песчанистых доломитов и известняков. Традиционно в строении серии выделяется несколько литостратиграфических подразделений, различающихся преобладанием в тиллоидах обломков известняков, доломитов и кварцитов в диамиктитах [2]. Суммарная мощность серии по некоторым оценкам достигает 3000 м [2, 3].

Проведенное автором дополнительное структурно-геологическое изучение внутреннего строения серии мыса Лайеля показало, что серия представляет собой чрезвычайно интенсивно дислоцированный комплекс. В нем отмечено несколько (не менее двух) разновозрастных мезоструктурных парагенезов (рис. 1), каждый из которых проявлен образованием каскадов разномасштабных изоклиальных (F^1) и асимметричных (F^2) складок, сопровождающихся кливажем осевой плоскости (S^1 и S^2). Кроме того, установлено, что пространственная ориентировка поверхностей кливажа и расланцевания пород в отдельных случаях близко совпадает со слоистостью пород (S^0) (сн. 1, рис. 2). В других случаях кливажные плоскости пересекают поверхность S^0 под разными (вплоть до прямых) углами (сн. 2–4, рис. 2). На крыльях изоклиналей (F^1) пространственная ориентировка поверхностей кливажа (S^1) и поверхности S^0 совпадает (сн. 1, рис. 2). По мере приближения к замковым частям складок (F^1) угол между поверхностями кливажа (S^1) и слоистости (S^0) увеличивается, а непосредственно в замках складок достигает 90° (сн. 2, рис. 2). Все это свидетельствует о том, что тиллоиды серии мыса Лайеля дислоцированы в разномасштабные изоклиальные складки (F^1) и складчатые пакеты.

Эти наблюдения и основанные на них построения позволяют автору прийти к выводу о том, что структура, показанная на геологической карте (1:100 000) и описанная в объяснительной записке к ней как «синклиний» мыса Лайеля [2], в действительности является сложностроенным пакетом разномасштаб-

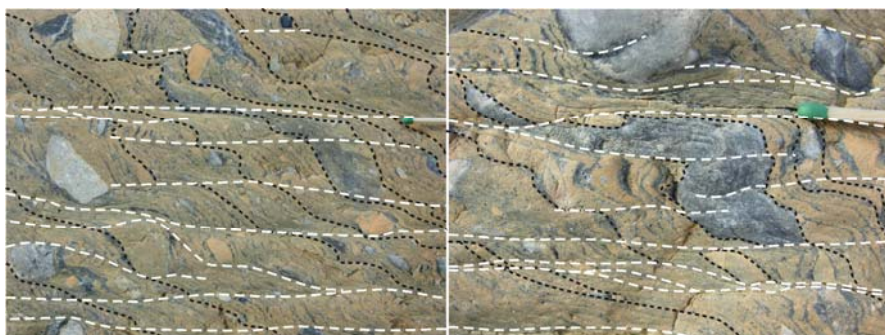


Рис. 1. Соотношение раннего (черные точечные линии) и позднего (белый пунктир) кливажа в тиллоидах серии мыса Лайеля.



Рис. 2. Примеры совпадения (1) и несовпадения (2-4) пространственной ориентировки кливажа (белый пунктир) и слоистости (белые точечные линии) в тиллоидах серии мыса Лайеля.

ных (в том числе и крупноамплитудных) изоклиналей. Этот пакет дислоцирован в крупную негативную складку – синформу СЗ постирания. В этой

связи представляется, что оценки мощности (до 3 км) тиллоидной серии мыса Лайеля в традиционном «синклинорном» понимании структуры этой части ЮЗ Шпицбергена являются чрезвычайно завышенными. Однако, на современном уровне изученности внутреннего строения синформы мыса Лайеля, кроме этой качественной оценки, точных оценок мощности серии сделать пока еще не представляется возможным.

По результатам предшествующих детальных структурных исследований [1], подтвержденных наблюдениями автора, крылья синформы мыса Лайеля осложнены многочисленными более мелкими асимметричными СВ-вергентными складками (F^2) с преобладающим простирированием шарниров в СЗ румбах. Результаты обработки массовых замеров геометрических параметров удлиненных (растянутых) галек из конгломератов серии мыса Лайеля показали, что направление их преимущественного удлинения также ориентированно в направлении СЗ–ЮВ. Анализ позднего структурного парагенеза подтверждает сделанные ранее [1] выводы о том, что формирование структуры позднедокембрийских образований тиллоидной серии мыса Лайеля происходило в условиях сжатия в направлении ЮЗ–СВ, при СВ направленном тектоническом движении.

Работа выполнена в рамках программы (№ 14) ОНЗ РАН "История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики".

Литература

1. Bjørnerud M.G, Decker P.L., Craddock C. 1991. Reconsidering Caledonian deformation in southwest Spitsbergen. *Tectonics*. 1991. V. 10. P. 171-190.
2. Dalman W.K., Hjelle A., Ohta Y. et al. Geological Map Svalbard, 1:100000. B11G. Van Keulenfjorden. Norsk Polarinstitutt. 1990. Temakart 15. 1-58 (+map).
3. Harland B.W. *Geology of Svalbard*. Geol. Soc. London. Mem. 1997. V. 17. 514 p.

Проблемные вопросы тектонофизического анализа результатов наблюдений в современной геодинамике

Ю.О. Кузьмин

Институт физики Земли РАН, г. Москва, kuzmin@ifz.ru

Учитывая большую актуальность современных геодинамических исследований, активное использование их результатов в различных практических сферах, представляется необходимым рассмотрение проблемных аспектов тектонофизического анализа результатов наблюдений на примере соотношения региональных и локальных деформационных процессов и сопоставления результатов, получаемых спутниковыми и наземными системами измерений.

Известно, что наблюдаемыми (измеряемыми) величинами в геодинамике являются именно движения, а напряжения и деформации определяются по результатам вычислений. Поэтому в геодинамике (особенно современной) движения являются и объектом наблюдений, и объектом интерпретации одновременно.

При установлении степени адекватности принятых модельных представлений при интерпретации результатов наблюдений необходимо оперировать тождественными категориями. Так, например, нельзя отождествлять абсолютные и относительные понятия в современной геодинамике. Однако, понятия, которыми оперируют в современной геодинамике, а также методы изучения процессов в основном являются относительными.

Если на земной поверхности имеются два (A и B) прочно закрепленных пункта наблюдений, которые ориентированы по азимуту «север – юг» таким образом, что пункт A расположен севернее пункта B , то оказывается, что одной и той же деформации «укорочения» соответствуют пять принципиально различных по кинематике ситуаций: пункты A и B равномерно перемещаются навстречу друг другу; пункт A перемещается на «юг», а пункт B неподвижен; пункт B перемещается на «север», а пункт A неподвижен; пункт A и пункт B перемещаются на «север», но скорость перемещения пункта A меньше, чем пункта B ; пункт A и пункт B перемещаются на «юг», но скорость перемещения пункта B меньше, чем пункта A .

Таким образом, абсолютному понятию «удлинение» соответствуют пять комбинаций относительных горизонтальных перемещений, которым соответствуют различные геодинамические обстановки. Аналогичным образом выглядит ситуация и с вертикальными смещениями земной поверхности. Эти утверждения справедливы в первую очередь для систем наблюдений с малым количеством наблюдательных пунктов. В случае, профильных наблюдений с высоким пространственно-временным разрешением имеется возможность полностью зафиксировать аномалию в пределах измерительной системы и определить абсолютное значение аномального смещения земной поверхно-

сти. Так, при локальных просадках земной поверхности можно считать, что амплитуда аномального изменения, отсчитываемая от «нуля», определяемого точностью наблюдений, есть абсолютное смещение, допускающее однозначное кинематическое объяснение. Кроме того, для однозначной интерпретации необходимо, чтобы «начало» и «завершение» наблюдаемого процесса целиком укладывалось в интервал между повторными циклами наблюдений. В противном случае возникает принципиальная невозможность решения обратных задач (как кинематики, так и динамики). В связи с этим, одним из главных условий реальной трактовки результатов наблюдений является соизмеримость длительности протекания процессов с длительностью самого измерения

В самое последнее время появилась возможность использовать в современной геодинاميке абсолютные методы измерений с использованием спутниковых технологий (GPS-системы). Однако к настоящему времени, из-за отсутствия многократных GPS-измерений с повышенной пространственно-временной детальностью и дефиците информации по совмещенным (спутниковым и наземным) системам наблюдений, возникают существенные трудности при анализе соотношения региональных и локальных процессов.

Следствием этого стало то, что практически все исследователи, которые изучают современные геодинамические процессы методами GPS наблюдений, прибегают к относительному методу измерений. При этом выбирается пункт, который идентифицируется, как «твердый», а все смещения на остальных пунктах вычисляются, по отношению к исходному. В этом смысле спутниковая геодезия ничем не отличается от наземной, кроме более легкой процедуры процесса измерения и слабой зависимости точности наблюдений от расстояния. Именно таким способом были получены основные характеристики о скоростях движения литосферных плит, подвижках вдоль (и поперек) крупных геоструктурных элементов строения земной коры и других региональных геодинамических процессов. Однако, как показывают результаты, полученные на геодинамических полигонах, величины и знаки скоростей современных движений земной поверхности, полученные наземными и спутниковыми методами, зачастую противоречат друг другу.

Так, многолетние наземные, геодезические наблюдения (более 40 лет) за горизонтальными и вертикальными движениями земной поверхности в Копетдаг-Каспийском регионе полностью противоречат спутниковым наблюдениям о скорости сближения Туранской и Иранской плит, а также правостороннего сдвига вдоль Передового разлома Копетдага. Примечательно, что аналогичное, прямое использование данных GPS-измерений для анализа современной динамики региональных геоструктур привело к тому, что не удалось обнаружить значимых смещений по знаменитому Таласо-Ферганскому разлому.

Точность GPS измерений слабо зависит от расстояния между пунктами наблюдений. Это, зачастую, порождает иллюзию того, что, и анализ

результатов измерений автоматически не зависит от густоты наблюдательной сети. Вместе с тем, хорошо известно, что, на результаты определения региональных скоростей движений крупных геоструктурных элементов среды спутниковыми методами, когда расстояния между наблюдательными пунктами составляют десятки и сотни километров, существенное влияние оказывают локальные деформации в разломных зонах. Эти процессы приводят к принципиальному искажению региональных характеристик движений. Если в окрестности пункта GPS наблюдений расположена разломная зона, в пределах которой имеют место локальные, присущие собственно этой зоне, аномальные деформационные процессы, то при определении векторов и скоростей движений, полученных осреднением на больших базах измерений, можно локальных характеристики движений идентифицировать, как региональные. Кроме того, при идентификации движений литосферных плит, которые должны перемещаться, как жесткие, нужно четко разделять скорости «жестких» смещений (например, горизонтальных) от смещений земной поверхности, обусловленных деформационными процессами внутри самой плиты. Естественно, что при относительном способе измерений невозможно разделить один тип движений от другого. При абсолютном же способе, можно разделить эти движения, проводя соответствующую редукцию данных в рамках перехода от формализма Лагранжа к формализму Эйлера. В подобной ситуации необходимо проводить совместный анализ и сочетание спутниковых и наземных, региональных и локальных методов наблюдений за деформациями земной поверхности. Отсюда следует ряд важных выводов:

1. Объективность определения базовых характеристик (скорость, направленность и масштабы проявления) современных геодинамических процессов принципиальным образом зависят от пространственно-временного масштаба наблюдательных систем и способа измерений.

2. Для идентификации характеристик региональных деформационных процессов методами GPS измерений необходима соответствующая редукция наблюденных данных на предмет разделения «жесткой» и «деформационной» составляющих движений, а также тщательный учет и селекция современной, локальной динамики разломов.

3. Эффективность и адекватность получаемой информации о современном геодинамическом состоянии недр в существенной мере зависит от наличия совмещенных систем абсолютных и относительных геодезических наблюдений.

Влияние разломной тектоники юго-западного фланга Байкальского рифта на состав подземных минеральных вод Тункинской межгорной впадины

Ю.И. Кустов

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

Территория юго-западного фланга Байкальского рифта (западнее впадины озера Байкал) представлена серией межгорных впадин, разделенных одна от другой межвпадинными перемычками, – это Быстринская, Торская, Тункинская, Туранская, Хойто-Гольская, Мондинская впадины. Из всей группы впадин наиболее значительной по площади и мощности осадочного чехла является Тункинская. С севера она ограничена горно-складчатыми сооружениями Восточного Саяна, с юга – отрогами хребта Хамар-Дабан. На востоке Тункинская впадина отделена Еловской межвпадинной перемычкой от Торской впадины, а на западе примыкает к кристаллическим породам Нилковского отрога.

Заполнителем впадины служат осадочные породы терригенного состава (валунно-галечные отложения, пески, глины, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, бурые угли неоген-четвертичного возраста), пронизанные пластовыми интрузиями и дайками базальтов. Осадочный чехол Тункинской впадины на полную мощность не вскрыт, хотя скважина 2-о, пробуренная южнее с. Хурай-Хобок (погруженная часть впадины), имеет глубину 2117 м.

В районе пос. Аршан породы фундамента вскрыты на глубине 40 м (скв. 40) и 380 м (скв. 41) – нижнепротерозойские темно-серые известняки доломитизированные, графитизированные в кровле разрушенные, вниз по разрезу становятся трещиноватыми, кавернозными, отмечается их окварцевание. В районе пос. Жемчуг (южная часть), на правом берегу р. Иркут породы фундамента вскрыты на глубине 994 м (скв. 1-р) и представлены корой выветривания и мелкозернистыми биотитовыми гранитами 2-ой фазы интрузий саянского комплекса позднепротерозойского возраста.

На основе анализа данных структурных и тектонофизических исследований для региона Тункинского рифта О.В. Луниной и А.С. Гладковым составлена карта его разломно-блокового строения [1]. Нами использован фрагмент этой карты, включающий территорию Тункинской впадины, где определенный интерес представляют установленные разломы субширотного и субмеридионального направлений. Первые ограничивают впадину по её северной и южной границам, а разломы субмеридионального направления пересекают территорию Тункинской впадины с севера на юг. Наиболее интересным является субмеридиональный разлом по линии Аршан – Улан-Горхон.

Нанесенные на карту известные водопункты минеральных вод подчеркивают его расположение.

На севере в районе пос. Аршан, где происходит пересечение рассматриваемого разлома с субширотным отрезком разлома Тункинского, в аллювии р. Кынгарги выявлен Аршанский источник минеральных вод – это углекислые холодные воды с минерализацией 3.5 г/дм^3 , по ионно-солевому составу сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые [2, 3]. По результатам бурения гидрогеологических скважин на этом участке разведано месторождение минеральных вод того же состава, но в скважинах, пробуренных южнее линии Тункинского разлома на глубину 650–700 м, вскрытые минеральные воды имеют температуру $44\text{--}45^\circ \text{C}$. В то же время, восточнее субмеридионального разлома (по нему заложена долина р. Кынгарги) температура вскрытых минеральных вод всего 25°C [4].

Южнее с. Хурай-Хобок, уже в пределах центральной части впадины, пробурена скважина 2-о с целью получения информации на проявления нефти и газа. Вскрытый скважиной разрез терригенных отложений неогена, перекрытых четвертичными отложениями различных генетических типов, разделенных на две свиты по наличию в их составе пластов бурого угля. В процессе бурения скважины водопроявления отмечены на глубинах 1504 м и 1897 м. Выделенные интервалы насыщены водами, идентичными по величине минерализации $1.3\text{--}1.5 \text{ г/дм}^3$, гидрокарбонатные натриевые по ионно-солевому составу. Отличие выявлено в составе растворенных газов. В отложениях аносковской свиты (верхней) ниже 1504 м в растворенных газах вод азот (65 об. %) преобладает над метаном (27 об. %), в то время как в отложениях танхойской свиты (нижней) ниже 1897 м – метан (76 об. %) преобладает над азотом (24 об. %), что связано с наличием пластов бурого угля в разрезе свиты. Влияние разлома рассматриваемого направления на изученный гидрогеологический разрез, скорее всего, отражено высокой температурой воды (37°C на отметке 1504 м) при наличии в районе многолетнемерзлых пород на глубине 100 м.

Третий участок выполненных гидрогеологических исследований, где обнаруживается прямая связь мелких разломов с разломом субширотного направления и их влияние на подземные воды, расположен на правом берегу р. Иркут вблизи пос. Жемчуг. Скважиной 1-р породы фундамента вскрыты в интервале 994–1026 м. Приток воды в этом интервале не установлен. Водопроявление выявлено в интервале 731–798 м, дебит при фонтанировании достигал 8 л/с. Вода с минерализацией 1.2 г/дм^3 по ионно-солевому составу гидрокарбонатная натриевая, в составе растворенных газов преобладает метан (60 об. %) над азотом (33 об. %), температура воды на устье 38°C [2]. Скважиной 1-г (на расстоянии 100 м от скв. 1-р) породы фундамента вскрыты в интервале 1056–1093 м; с глубины 1089.8 м до забоя установлена сильная трещиноватость пород. Бурение интервалов 770–776 м и 882–890 м сопровождалось газопроявлением. Излив воды из скважины начался с глубины

1055 м. Гидрогеологические параметры разреза по скважине 1-г заметно отличаются от таковых по скважине 1-р: обводнены породы фундамента (гнейсы амфиболовые и гранито-гнейсы), растворенный газ представлен двуокисью углерода (CO_2 92 об. %), минерализация воды составляет 4.8 г/дм³, ионно-солевой состав воды хлоридно-гидрокарбонатный магниевонатриевый, температура воды 54.4°С на устье и 60°С на забое, дебит скважины составил 6.2 л/с при фонтанировании. Разница в отметках вскрытия пород фундамента –58 м, наличие коры выветривания – 8 м в скважине 1-р (против 0.8 м в скв. 1-г), установление в скважине 1-г интервала интенсивной трещиноватости и различные по составу воды, выявленные в обеих скважинах – результат проявления тектоники в районе пос. Жемчуг.

Наличие разломов в осадочном чехле артезианских бассейнов, причем разных направлений, затрудняет латеральное движение подземных вод в них вплоть до полного его прекращения. Пример такого бассейна – Тункинская впадина. Разломно-блоковая система Тункинской впадины (бассейна) предполагает и способствует образованию на локальных участках (Аршан, Жемчуг) скоплений подземных вод с различным газовым, ионно-солевым составом и интенсивностью обводнения.

Составлены Карта проявлений минеральных вод Тункинской впадины (бассейна) и Гидрогеохимический разрез от Тункинских гольцов – до хребта Хамар-Дабан по линии Аршанский источник – Хонгарульский источник от скважин Аршанского месторождения – скважина 2-о (Хурай-Хобок) – скважины 1-г, 1-р (Жемчуг) – источник Хонгарульский.

Литература

1. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная тектоника Тункинского рифта – отражение процесса косоугольного растяжения // Доклады РАН. 2004. Т. 398, № 4. С. 516-518.
2. Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Иркутское книжн. изд-во. 1977. 223 с.
3. Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В., Сонголов В.И., Мурашова Т.В., Сизых Т.П. Углекислые минеральные воды курорта «Аршан-Тункинский»: история и состояние его гидроминеральных ресурсов // Сибирский медицинский журнал. 2002. № 6. С. 87-96.
4. Кустов Ю.И., Сонголов В.И. Гидроминеральная база курорта «Аршан-Тункинский» и использование её компонентов в практических целях // Сибирский медицинский журнал. 2005. № 8. С. 86-90.

Реконструкция поля деформаций очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г

О.А. Кучай

Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, kuchayOA@ipgg.nsc.ru

В данной работе анализируются сейсмотектонические деформации земной коры полученные по данным механизмов очагов землетрясений и афтершоков, зарегистрированных до и после и Алтайского (27 сентября 2003 г, $M = 7.3$ ($\varphi = 50.04^\circ$, $\lambda = 87.97^\circ$) землетрясения произошедшего в Алтае-Саянской области.

Расчет сейсмотектонической деформации (СТД) по данным о механизмах очагов землетрясений производится в соответствии с представлениями Б.В. Кострова, С.Л. Юнги [1, 2].

Механизм очага Алтайского землетрясения – сдвиговый, ориентация разрыва (130°), фиксируемая, в том числе, сейсмодислокациями на поверхности протяженностью до 60 км [3], отвечает существующей региональной системе напряжений [4,], где близгоризонтальные оси сжатия и растяжения ориентированы субмеридионально и субширотно соответственно. СЗ–ЮВ. Финальный этап подготовки Алтайского землетрясения имеет длительность не меньшую, чем 30–35 лет. Поэтому рассматривались сейсмотектонические деформации (СТД), накопленные за 30 лет до главного землетрясения. В области подготовки Алтайского события ориентация главных осей сейсмотектонических деформаций такова, что к западу от очага будущего землетрясения оси удлинения – близгоризонтальны при близвертикальных осях укорочения, к востоку от очага расположена зона с близгоризонтальными осями укорочения. Данные космической геодезии подтверждают этот вывод [5]. Начало вспарывания Алтайского землетрясения осуществилось в зоне контакта деформаций с разнонаправленным положением максимальных осей сжатия и растяжения, а в поле широтной, меридиональной и вертикальной компонент деформаций в зоне условной границы разделяющей положительные и отрицательные величины деформаций. К интерпретации рассматриваемого явления можно подойти, исходя из мезомеханической концепции пластического состояния вещества [6]. В рамках этой концепции пластический сдвиг осуществляется по схеме: первичный концентратор напряжений – релаксационный сдвиг со стесненным поворотом, формирующим локальную зону изгиба-кручения как вторичный концентратор напряжения – последующий релаксационный сдвиг и т.д. При этом данная схема развивается на нескольких масштабных уровнях. Разрыв по магистральной трещине

является финальным релаксационным сдвигом. Таким образом, моменту разрушения (на заданном масштабном уровне) предшествует образование деформации изгиба-кручения на том же масштабном уровне. Классические теории изгиба и кручения имеют дело с идеальными объектами (стержни, балки, пластины), ограниченными свободными границами, тогда как в нашем случае имеет место стесненные изгиб и кручения ограниченной области неоднородной сплошной среды. Рассматривая механизм влияния изгибной деформации на формирование главного разрыва, имеет смысл говорить о двух возможностях [7]. Первая состоит в том, что, благодаря упругому повороту жесткого блока, поле сдвиговой деформации в некоторой ограниченной области полностью трансформируется в изгибную деформацию. Изгибные деформации инициируют возникновение трещины отрыва в пределах сейсмогенного разлома (либо в полосе локализованной деформации), которая, в свою очередь, вызывает неустойчивость по всему сейсмогенному разлому. Предполагается, что землетрясение возникает на некотором расстоянии пересечения нейтральной поверхности с сейсмогенным разломом. Вторая возможность состоит в том, что изгибная деформация есть локальное осложнение общего поля сдвиговой деформации. Возникающее напряжение растяжения (при трансверсальном пересечении нейтральной поверхности и сейсмогенного разлома) снижает нормальное напряжение сжатия на разломе, что увеличивает отношение T/N (здесь T – касательное и N – нормальное напряжения на разломе) и ускоряет разрыв в рамках критерия Кулона – Мора.

В качестве исходного материала для расчета сейсмотектонических деформаций афтершоковой последовательности использованы данные о механизмах очагов 217 повторных толчков с $M = 3.6\text{--}6.9$, происшедших в период с 27 сентября 2003 г по сентябрь 2005 г. За весь двухлетний период сейсмотектонические деформации за счет афтершоковой деятельности проявляют себя таким образом, что эпицентр главного события располагается вблизи линии нулевой деформации разделяющей области на положительные и отрицательные значения.

В рамках катакластического анализа совокупностей разрывных нарушений [8] (в лаборатории вычислительной тектонофизики ИФЗ) рассчитаны ориентации осей напряжений по данным афтершоков Алтайского землетрясения. На карты ориентации осей напряжений сжатия и растяжения нанесены эпицентры афтершоков с $M > 3.0$, произошедших после построения этих карт (октябрь 2005 – октябрь 2007). Эпицентры немногочисленных афтершоков располагаются в местах изменения ориентации осей напряжений.

Таким образом, имеющийся экспериментальный материал показывает, что начало вспарывания Алтайского землетрясения происходит вблизи линии, разделяющей положительную и отрицательную продольные деформации, рассчитанные по данным механизмов очагов землетрясений, зафиксированных до главных событий. При деформировании земной коры афтершоковым процессом Алтайского землетрясения, сохраняется положение этой условной

границы при изменении типа деформирования в обеих частях афтершоковой зоны. Эпицентры афтершоков, произошедших спустя два года после Алтайского события, располагаются в местах изменения ориентации осей напряжений за счет предыдущих повторных событий.

Работа была выполнена в рамках Программы 16.3 РАН, Интеграционного проекта СО РАН 116 и при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00986.

Литература

1. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 174 с.
2. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14-23.
3. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. и др. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2004. 112 с.
4. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектоническая деформация Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизивно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692-723.
5. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля деформаций земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады РАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 804-809.
6. Панин В.Е., Елсукова Т.Ф., Панин А.В., Кузина О.Ю. и др. Мезоскопические структурные уровни деформации в поверхностных слоях и характер усталостного разрушения поликристаллов при знакопеременном изгибе // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7, № 2. С. 5-17.
7. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая // Физическая мезомеханика. Т. 11, № 1. 2008. С. 5-13.
8. Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.

Деформации в эпицентральных зонах землетрясений Гектор Майн (1999, Калифорния), Бам (2003, Иран) и Алтайского (2003, Россия) по данным SAR-интерферометрии: сравнительная характеристика

М.А. Лебедева¹, Р. Меллорс²

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

² – Государственный университет Сан-Диего, г. Сан-Диего, США

SAR-интерферометрия – технология космической геодезии высокой точности, применяется для обработки космоснимков, полученных радаром с искусственной апертурой (SAR), успешно используется во всем мире для исследования деформаций земной поверхности различного генезиса [1]. Для исследований сейсмических событий наиболее часто применяется метод дифференциальной интерферометрии. Суть метода состоит в совокупной обработке снимков, полученных до и после землетрясения.

В докладе сопоставляются данные, полученные с помощью SAR-интерферометрии разными авторами для землетрясений Гектор Майн ($M_w = 7.1$, 16.10.1999), Бам ($M_w = 6.5$, 26.12.2003) и Алтайского ($M_w = 7.2$, 27.09.2003). Сейсмогенные разрывы во всех случаях имеют преимущественно правостороннюю сдвиговую кинематику, но имеют локальные особенности разрывообразования.

Землетрясение Гектор Майн произошло в пределах Восточной Калифорнийской разрывной зоны. При интерпретации интерферограмм [2] сейсмогенный разлом был определен как правосторонний сдвиг с опущенным западным крылом, выделены зоны поднятия и опускания блоков, соответствующие условиям транспрессии и транстенсии. Максимальный сдвиг, обнаружен исследователями в центральной части разрыва, он составляет по их оценкам 6 м.

Землетрясение Бам реализовалось в области перехода от Загросской коллизионной зоны к относительно неподвижному блоку Лут. Различные исследователи, опираясь на данные интерферограмм с двух пролетов спутников, говорят о сложной структуре разрывной зоны. Ими предложено включить в модель разрыв параллельный главному сейсморазрыву [3], либо систему трех разрывов состоящую из главного правостороннего сдвига соединенного разрывом северо-восточного простирания с надвигом расположенным в северо-восточной зоне плейстосейстовой области, субпараллельным главному разрыву [4]. Максимальное сдвиговое смещение обнаружено на южном сегменте разрыва и оценивается в 2.5 м [3] и 2.7 м [4].

Следует отметить, что для землетрясений Гектор Майн и Бам получены снимки, как с нисходящего, так и с восходящего пролетов спутников. Сэндвелл с соавторами [2] говорит о необходимости иметь данные с обоих

пролетов при оценках смещений даже чистых сдвигов. Так, при их исследовании землетрясения Гектор Майн, первоначально были получены интерферограммы нисходящего пролета и сделаны выводы о преимущественно сдвиговой характеристике разрыва. Позже исследователями была получена интерферограмма с восходящим пролетом спутников, которая показала опускание западного блока на 1 м, что уменьшило оценку сдвиговой составляющей на 1–2 м, особенно вдоль северной части разрыва [2].

Очаг Алтайского землетрясения приурочен к юго-западному борту Чуйско-Курайской впадины, расположенной на продолжении правосдвиговых разломов Монгольского Алтая. При исследовании плейстосейстовой зоны Алтайского землетрясения нами обрабатывались снимки Европейского космического агентства (ESA) ENVISAT, снятые с нисходящих траекторий пролетов 434 и 162 (рамки 2583 и 2601), полученные 23.08.2003, 16.10.2003, 01.11.2003, 09.11.2003, 06.12.2003, 25.12.2003 и 22.07.2004. Периодичность пролета спутников ENVISAT составляет 35 дней, однако, для Алтайского землетрясения нет снимков, полученных сразу после главного толчка. В период между пролетами попадают два сильных афтершока землетрясения, произошедших 27.09.2003 и 01.10.2003, влияющих на полученную интерферограмму. Для обработки снимков мы использовали программу Doris (TUDelft) и цифровые модели SRTM для вычитания фазовых смещений, обусловленных рельефом. По нашим данным максимальное изменение дальности по отношению к положению спутника (LOS) наблюдалось в Чуйской впадине и составило 1.056 м. Поскольку при использовании снимков нисходящего пролета спутника метод наиболее чувствителен к вертикальным смещениям, то соответствующую вертикальную подвижку можно оценить по формуле Нверт. = $LOS/\cos 23 = 1.14$ м. Данную оценку нужно считать минимальной, т.к. часть информации вблизи разрыва потеряна вследствие высоких градиентов скоростей. Полученные данные коррелируют с сейсмо-геологическими, сейсмическими и данными GPS-измерений. По данным [5] изменение LOS для Чуйской впадины составило 1.9 м. Разница с данными, полученными нами, возможно, обусловлена проведенной Е. Ниссенем с соавторами фильтрацией и, таким образом, улучшением данных вблизи разрыва. Возможно, что на полученные результаты так же повлияло включение этими авторами в расчеты для восточной части плейстосейстовой зоны снимков, полученных в июле 2004-го года, которые содержат данные о постсейсмических деформациях.

Для территории эпицентрального поля Алтайского землетрясения имеются снимки только нисходящего пролета. Вследствие этого, нельзя восстановить две компоненты смещения по разрыву методом дифференциальной интерферометрии. Метод интерферометрии вдоль траектории полета спутника (along track interferometry (ATI)), применяемый для амплитудных снимков, в случае Алтайского землетрясения, так же не несет информации о смещениях возле

разрыва [5, 6], т.к. нисходящая траектория пролета спутника почти перпендикулярна к положению разрыва. Такое положение выгодно для подсчета LOS, но дает большие ошибки при применении АТИ. Таким образом, вследствие недостаточности данных, в случае Алтайского землетрясения, SAR-интерферометрия является дополнительным методом исследования.

Преимущества метода SAR-интерферометрии – площадное покрытие района исследований, высокое пространственное разрешение (100 м) и высокая точность измерения дальности (2–5 мм), делает его особенно привлекательным при моделировании очагов землетрясений. Однако необходимо учитывать ограничения метода при интерпретации данных.

Работа выполнялась при частичной финансовой поддержке Программы РАН № 16.3. Снимки на территорию Алтайского землетрясения получены при поддержке Cat-1 (ESA).

Литература

1. Hanssen R.F. Radar Interferometry. Data interpretation and error analysis Delft University of technology, the Netherlands. 2001. 308 p.
2. Sendwell D.T., Sichoix L., Smith B., The 1999 Hector Mine earthquake, Southern California: vector near-field displacements from ERS InSAR // Bulletin of the Seismological Society of America. 2002. V. 92, № 4. P. 1341-1354.
3. Talebian M., Fielding E.J., Funning G.J., Ghorashi M., Jackson J., Nazari H., Parsons B., Priestley K., Rosen P.A., Walker R., Wright T.J. The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault // Geophysical research letters. 2004. V. 31. P. 11611.
4. Wang R., Xia Y., Grosser H., Wetzell H.-U., Kaufmann H., Zschau J. The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: precise source parameters from satellite radar interferometry // Geophys. J. Int. 2004. V. 159. P. 917-922.
5. Nissen E., Emmerson B., Funning G.J., Mistrukov A., Parsons B., Robinson D.P., Rogozhin E., Wright T.J. Combining InSAR and seismology to study the 2003 Siberian Altai earthquakes—dextral strike-slip and anticlockwise rotations in the northern India–Eurasia collision zone // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 216-232.
6. Barbot S., Hamiel Y., Fialko Y. Space geodetic investigation of the coseismic and post-seismic deformation due to the 2003 Mw 7.2 Altai earthquake: implications for the local lithospheric reology // Journal of Geophysical research. 2008. V. 113. B03403.

Тектоническое строение и геофизические поля рифтовых впадин Прибайкалья

О.В. Лунина¹, Н.Н. Неведрова², А.С. Гладков¹

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

² – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Иркутск, NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru

В последние годы было показано, что отложения впадин даже в приповерхностной части чутко реагируют на тектонические подвижки кристаллического фундамента. Об этом свидетельствуют деформации плиоцен-четвертичных пород различного состава от тонкозернистых супесей и суглинков до слабосцементированных валунников и галечников, обнажающихся в естественных выходах. Возможность использования разных видов структурного и тектонофизического анализов для обработки данных о деформациях, замеренных в таких отложениях, открыло перспективы для картирования активных разломов во внутренних частях впадин, определения их кинематики, реконструкции поля тектонических напряжений позднекайнозойского возраста, а также для выявления следов древних землетрясений. В течение нескольких лет нами проводились геолого-структурные, тектонофизические и геоэлектрические исследования в крупных суходольных впадинах Байкальской рифтовой зоны и ближайших к ней депрессиях Западного Забайкалья. Указанные территории мы, вслед за Н.А. Флоренсовым, для краткости, относим к Прибайкалью. Цель настоящей работы – обобщить полученные разными методами данные о тектоническом строении осадочных бассейнов и показать эффективность их применения при картировании разломов во впадинах, перекрытых чехлом рыхлых отложений.

Исследование тектонического строения и напряженного состояния земной коры впадин и их горного обрамления проводилось путем картирования и изучения разрывных нарушений полевыми структурно-геологическими и тектонофизическими методами с привлечением морфотектонического анализа рельефа и сейсмологических данных. Для реконструкции поля напряжений использовались в основном разработки П.Н. Николаева и М.В. Гзовского, реже – кинематические методы. Главными результатами этих работ явились карты разломно-блокового строения и напряженного состояния земной коры. Геоэлектрическое изучение глубинного строения депрессий было выполнено на основе полевого материала, полученного методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) с применением генераторной линии размером до 16 км. Шаг между пунктами ВЭЗ в среднем составлял 2 км. Интерпретация материалов с применением программ двумерного и трехмерного моделирования позволила получить количественные оценки электрических параметров и мощности геологических комплексов. Последние в свою очередь дали возможность выделить и обосновать сложные тектонические структуры, в том

числе и разломы, а также построить схемы поверхности кристаллического фундамента впадин. Частично результаты независимых исследований опубликованы в журналах Доклады РАН (2004 г), «Геология и геофизика» (2007–2008 гг), Геотектоника (2007–2008 гг) и других изданиях.

При комплексных исследованиях было установлено, что верхняя часть осадочного заполнения кайнозойских и мезозойских впадин Прибайкалья нарушена разрывными нарушениями, которые обнаруживаются при изучении и прослеживании деформационных структур типа трещин, конгломератов со следами скольжения, складок, кластических даек и сейсмиков, происхождение которых связано с импульсными или криповыми тектоническими процессами. Учет степени литификации неоген-четвертичных образований и характера распространения деформационных структур вместе с данными о зонах дробления, расланцевания и трещиноватости в выступах коренных пород позволил проследить активные разломы на значительном расстоянии и, соответственно, откартировать разломно-блоковую структуру изученных впадин и прилегающих горных поднятий. Разломы, выявленные на земной поверхности во внутренних частях впадин, хорошо коррелируют с изменениями в глубинном строении осадочных слоев и поверхности кристаллического фундамента, проявляясь изгибами их кровли и подошвы, а также зонами более низких значений удельного электрического сопротивления.

Кинематика разрывных нарушений, активных в позднем кайнозое, подчиняется единым закономерностям, свидетельствующим об относительной стабильности регионального поля напряжений на всей территории Прибайкалья в течение позднеплиоцен-четвертичного времени при ведущей роли СЗ–ЮВ растяжения. При этом СВ–ЮЗ дизъюнктивы являются в основном сбросами, ВСВ–ЗЮЗ – левосторонними сдвиго-сбросами или сбросо-сдвигами, ССВ–ЮЮЗ – правосторонними сдвиго-сбросами. Субмеридиональные, СЗ–ЮВ и ССЗ–ЮЮВ разломы несут следы преимущественно правосторонних сдвиговых смещений, а ЗСЗ–ВЮВ – левосторонних. Для многих из них также типична сбросовая компонента. На локальном уровне структура поля напряжений приповерхностной части земной коры изученных площадей имеет мозаичное строение, определяемое вариациями ориентировок осей главных напряжений и примерно схожим сочетанием разных типов напряженного состояния, среди которых превалирует растяжение. Установлено, что напряженное состояние сдвигового типа вносит значительный вклад в формировании разрывной структуры впадин и их горного обрамления, но является вторичным по отношению к растяжению, определяющему геодинамический режим Прибайкалья в позднем кайнозое и на современном этапе. Часть сдвиговых деформаций реализуется в сочетании со сбросовыми смещениями. Характерной особенностью поля напряжений является возникновение обстановки локального сжатия и сжатия со сдвигом, фиксируемого в

трещиноватости и механизмах очагов землетрясений. Такое нетипичное для рифтовых структур напряженное состояние проявляется, как правило, либо в горном обрамлении впадин либо в горных перемычках.

Для мезозойских и кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья и их горного обрамления в целом свойственны одни и те же черты тектонического строения и одни и те же особенности распределения поля напряжений. Некоторые отличия (количество и форма горных перемычек в депрессиях, сочетания разнонаправленных разрывных нарушений, разная раздробленность земной коры, несколько различающиеся соотношения разных типов напряженного состояния, составляющих общую структуру поля напряжения) связаны с ранее существовавшими до рифтогенеза тектоническими неоднородностями земной коры и с направлением действия региональных растягивающих усилий по отношению к ним. Обобщенная тектонофизическая модель мезозойско-кайнозойской рифтовой впадины определяется, прежде всего, наличием горных перемычек, ее ассиметричной морфоструктурой и разломно-блоковым строением осадочных слоев и приповерхностной части кристаллического фундамента.

Хорошее соответствие полученных разными методами результатов, еще больше убеждает нас в правильности интерпретаций положения разломов на составленных ранее картах. В то же время при построении трехмерных моделей разломно-блокового строения земной коры впадин необходимо уже на начальном этапе использовать оба типа данных, для того чтобы правильно определить геометрию разрывных нарушений на глубине и скорректировать положение основных разломных сместителей. Эта непростая задача для будущего. Однако уже сейчас для рифтовых впадин Прибайкалья, можно подтвердить тезис о том, что в строении приповерхностной части фундамента и осадочных слоях основную роль играют именно разрывные структуры, а не складчатые. Последние могут быть вторичной деформацией, вызванной смещениями по разломам.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 6.13, гранта Президента РФ № МК-1323.2007.5, проекта РФФИ № 08-05-98110-р_сибирь_a и Фонда содействия отечественной науке.

Вращения и деформации Байкало-Монгольской территории по данным GPS

А.В. Лухнев¹, В.А. Саньков¹, А.И. Мирошниченко¹, С.В. Ашурков¹,
Э. Кале², Ж. Девершер³

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

² – Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University, West Lafayette, Indiana, USA, ecalais@purdue.edu

³ – Domaines Oceaniques, UMR6538 CNRS, UBO-IUM, Plouzane, France, jacdev@univ-brest.fr

Изучению тектонических деформаций центральной Азии посвящены многие работы последних лет [1–12].

Как правило, такие сейсмоактивные районы располагаются в зонах взаимодействия, как минимум двух, а то и более тектонических плит. Скорости и направления современных тектонических деформаций структур Центральной Азии, в частности, на западной границе Амурской плиты до сих пор остаются неясными [6, 11, 13–17].

Анализ относительных деформаций позволяет выделить участки структур с преимущественно сокращающимися, расширяющимися и переходными зонами. Первые выявлены в районах Гобийского и Монгольского Алтая, а также в районе Хамар-Дабанского хребта, где значения и ориентировка осей укорочения имеет магнитуды $\epsilon_2 = 19.2 \pm 6.0 \text{ год}^{-1}$; $\theta = 28.5 \pm 5.7$. Участки, относящиеся ко второй группе, расположены в центральной части Байкальского рифта и район Великих озер Монголии и далее на северо-восток. Здесь магнитуды осей удлинения преобладают и равны $\epsilon_1 = 22.2 \pm 3.1 \text{ год}^{-1}$ и $\theta = -38.8 \pm 4.3$. Переходные же зоны отмечены в центральной части Монголии, между структурами Гобийского Алтая и Хамар-Дабана, где значения осей укорочения и удлинения приблизительно равны $\epsilon_2 = 15.4 \pm 5.4 \text{ год}^{-1}$ $\epsilon_1 = 18.1 \pm 3.1 \text{ год}^{-1}$ и не имеют выдержанной ориентировки.

Основным типом вращения на всей территории Центральной Азии является правосторонние движения с магнитудами порядка $\Omega = 6 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$.

На фоне основного право-стороннего типа вращения выделены несколько блоков с левосторонним типом. Районы Тувы и северная часть Долины Великих озер Монголии имеет скорости вращения равные $\Omega = 3.7 \text{ год}^{-1}$. Юго-восточный фланг структуры Гобийского Алтая, краем затрагивает юго-восточную границу Хангайского блока, где значения ещё меньше и равны $\Omega = 2.8 \pm 2.5 \text{ год}^{-1}$, а центральная часть Монголии описывается вращениями со скоростями равными $\Omega = 16.3^\circ \pm 2.8 \text{ год}^{-1}$.

Представители структур растяжения, распространенные в центральной части Байкальского рифта и Забайкалья имеют скорости левосторонних вращений от $\Omega = 0.3 \pm 3.5 \text{ год}^{-1}$ до $\Omega = 13.0 \pm 3.9 \text{ год}^{-1}$.

На основе анализа скоростей вращения можно сделать выводы, что вращение одного блока вызывает вращение соседних в противоположную сторону с одинаковой скоростью. Если скорость вращения равна, то это может означать, что сцепление между ними «жесткое» (не происходит накопление упругих напряжений или же в равной степени транслируется на соседние), если же скорость разная, то происходит либо проскальзывание друг относительно друга, иначе происходит накопление упругих напряжений, которые реализуются в виде землетрясений, или же рассредоточивается на весь объем блока.

Скорости и направления движения GPS-пунктов указывают на поджимание Индостана к Евразии. Профицит материала проявляется в отодвигании Амурской плиты со скоростью в ~ 2 мм год⁻¹, компенсируя деформации посредством вращения участков. Доминирующее вращение является правосторонним, с включающими в себя территории с лево-сторонними вращениями. На таких границах скорости вращений должны быть приблизительно равны, но с разным направлением, и как следствие, происходит слабая сейсмичность, либо ее отсутствие с накоплением упругих напряжений которые, возможно, рассредоточиваются на весь объем среды.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №08-05-98113-р_сибирь_a № 08-05-00992_a.

Литература

1. Zonenshain, L.P., and L.A. Savistin. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // *Tectonophysics*. 1981. V. 76. P. 1-45.
2. DeMets, C., R.G.Gordon, D.F. Argus, and S.Stein. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 101. P. 425-478.
3. Avouac, J.P., and P.Tapponnier. Kinematics model of deformation in central Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 895-898.
4. Argus, D., and M.Heflin. Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the Global Positioning System // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. P. 1973-1976.
5. England P.C., and P.Molnar. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // *Geophys. Res. Int.* 1997. V. 130. P. 551-582.
6. Heki K., S.Miyazaki, H.Takashi, M.Kasahara, F.Kimata, S.Miura, K.An. The Amurian plate motion and current plate kinematics in East Asia // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 29147-29155.
7. Larson K., Burgmann R., Bilham R., Freymueller J.T., Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements // *J. Geophys. Res.* 1999. 104. P. 1077-1094.
8. Wu J.C., Xu C.J., Chao D.B., Liu J.N., Li Y.X. Research on an intraplate movement model by inversion of GPS data in North China // *J. of Geodynamics*. 2001. V. 31. P. 507-518.
9. Li P., Cui J., Li L., Gao R., Estimation of shortening between the Siberian and Indian plates since the Early Cretaceous // *J. of Asian Earth Sci.* 2002. V. 20. P. 241-245.
10. Yang Y., Liu M., Deformation of convergent plates: Evidence from discrepancies between GPS velocities and rigid-plate motions // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V.29, No 10. doi:10.1029/2001GL013391.

11. E.Calais, M.Vergnolle, V.San`kov, A.Lukhnev, A.Miroshnichenko, S.Amarjargal, J.Deverchere, GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): implication for current kinematics of Asia // *J.Geophys. Res.* 108 (B10) (2003) 2501, doi:10.1029/2002JB002373.
12. Zhang P., Z. Shen, M.Wang, W.J. Gan, R. Burgmann, P.Molnar, Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data // *Geology*. 2004. V. 32, No 9. P. 809-812.
13. D.Wei, T.Seno, Determination of the Amurian plate motion, in: M.Flower, S.Chung, C.Lo, T.Lee (Eds.), *Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia*, 1998. PP. 337-346.
14. Qi Wang, Pei-Zhen Zhang, Jeffrey T. Freymueller, Roger Bilham, Kristine M. Larson, Xi'an Lai, Xinzhaoyou, Zhijun Niu, Jianchun Wu, Yanxin Li, Jingnan Liu, Zhiqiang Yang, Qizhi Chen Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements // 19 October 2001. V 294 *SCIENCE*.
15. E.V. Apel, R.Burgmann, G.Steblov, N.Vasilenko, R.King, A.Prutkov, Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // *Geophys. Res. Lett.* 33 (2006) L11303, doi:10.1029/2006GL026077.
16. E.Calais, L.Dong, M.Wang, Z.Shen, M.Vergnolle, Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L24319, doi:10.1029/2006GL028433.
17. S.Jin, Pil-Ho Park, W.Zhu, Micro-plate tectonics and kinematics in Northeast Asia inferred from a dense set of GPS observations // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 257. P. 486-496.

Реконструкция палеонапряжений Северо-Западного Кавказа двумя независимыми группами исследователей

А.В. Маринин¹, А. Сейнто²

¹ – Институт физики Земли РАН, г. Москва, marinin@yandex.ru

² – Геологическая служба Норвегии, г. Тронхейм, aline.saintot@ngu.no

В последние десятилетия в пределах складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа были проведены полевые тектонофизические исследования, направленные на изучение условий формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа и на определение действовавших здесь палеонапряжений. Эти работы нашли отражение в публикациях двух групп исследователей, российской [1, 2, 4, 5] и французской [7, 8].

Исследования и сбор фактического материала проводились обеими группами по специальным методикам, направленным на определение знака и ориентировки древних и современных напряжений в литосфере. Эти методы используют геологические индикаторы тектонических напряжений (трещины отрыва, трещины скола, зеркала скольжения, стилолиты, жилы и т.д.). Суть парагенетического метода российской группы заключается в выявление характерных парагенезов разрывных структур, соответствующих определенному типу напряженно-деформированного состояния [3]. Французская группа использовала метод Ж. Анжелье [6], анализирующий данные об ориентации плоскостей разрывов и направлений смещений вдоль них.

Проведенные исследования разделяются на три основных этапа. На первом этапе обеими группами были получены данные по кинематическим 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. На втором этапе исследований на основании полученных данных определялись ориентировка осей напряжения и тип напряженно-деформированного состояния. В результате первых двух этапов в каждой конкретной точке были определены параметры тензора поля напряжений, который можно назвать «локальным стресс-состоянием» (local stress state). Российская группа исследователей собрала данные по тектонической трещиноватости в 300 точках региона с общим количеством индикаторов напряжения свыше 4900. Французскими исследователями в 58 точках были реконструированы 123 локальных стресс-состояния (по данным более 2000 индикаторов). Двумя группами по локальным стресс-состояниям были получены сходные результаты.

На третьем этапе полученные данные обобщались и интерпретировались. Интерпретация совокупности локальных стресс-состояний существенно зависит от подхода и выбранной модели деформирования региона. С точки

зрения российской группы трудность выделения этапов развития полей напряжений определяется следующими факторами: 1) сложной блоковой структурой подвижных поясов, что искажает направления генерального стресса; 2) возможностью практически мгновенной по геологическим меркам сменой ориентации осей напряжения и типа напряженного состояния; 3) характером складчатых и разрывных нарушений, которые в разных зонах складчатого сооружения могут иметь разный возраст. Эти положения для российской группы послужили причиной, не позволяющей обосновать единую хронологию палеострессовых режимов.

Российской группой была установлена ведущая роль северо-восточного (до север – северо-восточного) сжатия, с действием которого парагенетически связано формирование основных складчатых и разрывных структур [1, 2, 4, 5]. Северо-западное сжатие хорошо проявлено в пределах поперечных зон Северо-Западного Кавказа и в районе между Туапсинской и Джанхотской (Геленджикской) флексурно-разломными зонами (Северско-Псекупский блок) [2]. Наибольшее распространение имеют парагенезы, сформированные в условиях тангенциального сжатия. Реже фиксируются парагенезы, сформированные в условиях субвертикального сжатия. Распространенные на Северо-Западном Кавказе дизъюнктивные зоны северо-западного и субширотного простираения формировались в обстановке сжатия с существенным значением сдвиговой составляющей (правосторонней – в зонах северо-западного простираения, и левосторонней – в зонах субширотного простираения). Большинство дизъюнктивных парагенезов связывается с эпохой складкообразования, основная фаза которой, как нам представляется, приходится на эоценовое время. Поле напряжений с преобладанием ориентировок север – северо-западного сжатия, наиболее отчетливо было проявлено на позднейшем этапе развития региона (миоцен-антропоген).

Французская группа объединила сходные локальные стресс-состояния в единое поле по всему региону (считая складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа однородным блоком). Это позволило выделить десять последовательно сменяющих друг друга полей палеонапряжений [7, 8]. Эти поля исследователи связывают с семью основными тектоническими событиями в эволюции Северо-Западного Кавказа (начиная с позднемелового времени). Первые три поля палеонапряжений с разными типами (сдвиговым и сбросовым) и направлениями соответствуют хрупким деформациям, предшествовавшие наклону плоскостей залегания, связанных с главной позднеэоценовой фазой складчатости и надвигообразования. Позднеэоценовые палеострессовые поля рассматриваются как части главного события – позднеэоценовой компрессионной деформации по всей длине пояса. На позднейшем этапе развития региона выявлено север – северо-западное сжатие.

В целом, можно отметить, что подавляющая часть определенных двумя группами исследователей локальных стресс состояний связана с эоценовой

компрессионной фазой складчатости. Двумя независимыми группами исследователей были получены следующие выводы, в целом совпадающие и, вероятно, соответствующие реальному природному процессу: 1) наиболее проявлены северо-западное и запад – северо-западное направления простирания разрывных зон; 2) в пределах складчатого сооружения преобладают субгоризонтальные ориентировки максимальных сжимающих напряжений; 3) наиболее проявлено северо-восточное направление сжатия (до север – северо-восточного), которое играло определяющую роль в формировании позднеальпийских структур региона; 4) поле напряжений, связанное с север – северо-западным сжатием, было проявлено на позднейшем этапе развития региона. Важный методический вывод заключается в том, что для понимания степени достоверности результата и границ его применения важно иметь полную информацию о принимаемых допущениях и использованных моделях. Эти аспекты должны быть отражены в публикациях по анализу полей напряжений.

Литература

1. Маринин А.В. Некоторые особенности позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 16-19.
2. Маринин А.В. Особенности тектонического строения Северской и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. № 2. С. 22-24.
3. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. Ч. 2. С. 173-235.
4. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Маринин А.В. Альпийская кинематика и динамика формирования складчатых и разрывных структур Северо-Западного Кавказа // Проблемы региональной геологии и тектоники. Тез. докл. на науч. чтениях, посв. 90-летию проф. М.В. Муратова. М.: МГГА. 1998. С. 30.
5. Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск: 1999. С. 69-73.
6. Angelier J. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. J. Struct. Geol. 11. 1989. P. 37-50.
7. Saintot A. Reconstruction des champs de paleocontraintes de la Crimée au Caucase nord-occidental, relations avec le développement des structures majeures. Apport de la téledétection à l'analyse structurale. Académie de Paris. 2000. P. 536.
8. Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. 357. 2002. P. 1-31.

Большие плотины как сенсоры опасных геодинамических процессов

А.Н. Марчук, Н.А. Марчук

Институт Физики Земли РАН, г. 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 арочно-гравитационной 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.

Будинирование, меланжирование и рассланцевание – звенья одной цепи?

В.С. Милеев

Геологический факультет МГУ, г. Москва, mileev@geol.msu.ru

Связь всех трех тектонических процессов хорошо прослеживается на примере хетоламбинского структурно-вещественного комплекса архейской Беломорской зоны в районе структурно-петрологического полигона Гридино. Ранее эти образования рассматривались как стратифицированные [2, 3 и др.], позднее стратификацию беломорской серии подвергли пересмотру [4–6, 9, 10 и др.]. Нами принята схема субдукции архейской базитовой коры под Карельский блок с насыщением ее гранитоидами (мigmatитами).

В структурном отношении в районе Гридино наблюдаются в разной степени деформированные амфиболиты и гнейсы. «Гнейсы» – тонко полосчатое (1–3 мм) чередование меланократовых (апоамфиболитовых) и лейкократовых (гранито-гнейсовых) (мigmatитовых?) слоев – рассланцованные породы. В меланжированных образованиях кластолиты представлены амфиболитами (по неоархейским дайкам metabазитов). Будинаж проявлен в разобщении даек амфиболитов и палеопротерозойских габбро-норитов и габбро.

Очевидно, что при деформации амфиболиты и палеопротерозойские дайки характеризовались большей вязкостью, чем матрикс – гнейсы и мigmatиты.

Здесь выделяются две структурные единицы. Нижняя – разноориентированные крутозалегающие все эти образования и верхняя – пологозалегающие тонкополосчатые образования («гнейсы») с будинированными телами габбро-норитов и габбро. Не вызывает сомнения, что все эти образования являются разновременными, но одновременно очевидно, что в деформационном плане они образуют единый ряд, последовательно сменяющих процессов: будинирование → меланжирование → рассланцевание. Установление реальности этой эволюционной структурной последовательности – задача будущего, требующая большого объема трудоемких и детальных структурных, петрографических, петрологических, петрофизических и геохронологических работ.

Для иллюстрации этой схемы произведен простейший расчет и построены блок диаграммы изменения соотношений между относительно маловязким матриксом и более вязкими прослоями в зависимости от степени деформации (таблица с округлением результатов).

При этом были приняты следующие ограничительные условия:

1. Деформация происходит в условиях несжимаемости материала – $(1+\epsilon_1)(1+\epsilon_2)(1+\epsilon_3) = 1$.

2. Исходные размеры будины имеют соотношения – $a : b : c = 5 : 2,5 : 1$.

3. Деформация происходит в условиях текучести однонаправленного тектонического потока по оси А (+ ϵ_1) с поперечным расширением (удлинением) по оси В (+ ϵ_2) до 0.05, что обеспечивает возможность поворота будин принятого размера в плоскости тела на 90°. При этом деформация вызывает сокращение вертикальной мощности потока по оси С (– ϵ_3).

4. Размеры исходного рассматриваемого объема и будин постоянны.

5. Исходные размеры по мощности (и объему) будинированного тела и матрикса – 1 : 9.

6. Вязкость будинированного тела принята за 1.1, а матрикса – 1, что приблизительно соответствует обратным соотношениям текучести (и деформации) гранито-гнейсов и амфиболитов Кольской ГС по данным экспериментов для разных РТ-условий и глубин от 7000 до 10000 м [12]. Однако при формировании мигматитов это соотношение резко инверсирует.

Ранее нами было показано, что будинаж развивается в 2 этапа [8 и др.]. Первый этап (табл. – №1–2) – разделение вязкого тела на будины при ориентировке оси будины b по оси А (σ_1), а оси a – по оси В (σ_2). Минеральная линейность при этом ориентируется по оси А (σ_1) [7].

На 2 этапе (табл. – №3), при дальнейшем развитии деформации и сохранении ориентировки линейности, происходит поворот будин на 90° – a располагается по оси А, а b – по оси В.

Таблица

№	Матрикс						Будина									
	A = B = C = 50, V = 125 000						a = 25, b = 12.5, c = 5, V = 1562.5									
	A	B	C	+ε ₁	+ε ₂	-ε ₃	a	P ₁	b	P ₂	c	%	+ε ₁	+ε ₂	-ε ₃	
1	50	50	50	0	0	0	25	0	12.5	0	5	0	0	0	0	
2	52,5	53	45,4	0,05	0,05	0,1	25	2,5	12,5	2,5	5	0	0	0	0	
3	112	53	21,3	1,24	0,05	0,64	25	3	12,5	2,5	5	0	0	0	0	
4	209	53	11,4	3,18	0,05	0,77	48	4,7	13,0	13,3	2,5	-50	0,9	0,05	0,5	
5	352	53	6,8	6,05	0,05	0,86	80	8,0	13,0	13,3	1,5	-70	2,2	0,05	0,7	

№ – этап деформации; $A \geq B \geq C$ – размеры рассматриваемого объема в условных единицах по осям А, В, С; $a > b > c$ – размеры будины в тех же единицах; V – объем; ϵ_1 – максимальное удлинение в направлении максимального растяжения – σ_1 ; ϵ_2 – минимальное удлинение в направлении среднего напряжения – σ_2 ; ϵ_3 – максимальное сокращение в направлении максимального сжатия – σ_3 ; % – процент сокращения мощности будины по оси С; P_1 – межбудинный интервал по оси А; P_2 – межбудинный интервал по оси В

В.В. Белоусов [1 и др.] отмечал, что при будинировании при относительно низких значениях РТ-условий будины разделяются отрывами, а при высоких при инверсии прочностей – сколами. Далее деформируются сами будины (табл. – №4). Это этап меланжирования, когда будины приобретают эллипсоидальную форму. Н.Г. Судовиков эти образования выделял как агматиты

[11 и др.]. Завершается процесс при наращивании деформации превращением исходного объема в рассланцованный комплекс (табл. – №-5).

Произведенный расчет подтверждает предложенную схему эволюции даже при незначительном первоначальном насыщении матрикса вязкими телами (9 : 1), а при большем количестве вязких прослоев картина только усилится.

Литература

1. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: 1985. 207 с.
2. Горлов Н.В. Структура беломорид. Л.: Наука. 1967. 111 с.
3. Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР. М.: Недра. 1960.
4. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломоро-Лапландского пояса в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46-68.
5. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: 2006. 332 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 572).
6. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 521).
7. Милеев В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, № 4. С. 869-872.
8. Милеев В.С. Нахождение по будинажу тензора главных деформаций // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 4. С. 920-923.
9. Миллер Ю.В., Мишкевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-92.
10. Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39-56.
11. Судовиков Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения // Тр. лаб. геол. докембрия. Вып. 5. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 97-174.
12. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметров. М.: 1988. 255 с.

Поле тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений и современные движения земной коры по данным GPS-измерений для территории Китая

А.О. Мострюков¹, В.А. Петров¹, Ню Анфу², В.Б. Смирнов^{3,4}

¹ – Геофизическая обсерватория “Борок” филиал ИФЗ РАН, petrov@borok.adm.yar.ru

² – Институт Наук о Землетрясениях, КАЗ, г. Пекин, Китай

³ – Институт физики Земли РАН, г. Москва

⁴ – Физический факультет МГУ, г. Москва

Проведено сопоставление ориентаций главных осей поля тектонических напряжений, реконструированного по сейсмологической информации о механизмах очагов землетрясений, и поля деформаций по данным наблюдений GPS-измерений на территории Китая.

В Китае технологии космической геодезии по определению скоростей современных движений земной коры начали интенсивно развиваться с 1998 года. Эти наблюдения дали важную информацию о характере движения и деформирования земной поверхности. Получение GPS-измерений, их анализ и обобщение позволили выявить особенности параметров современных движений и особенности деформирования как всего Азиатского региона в целом [1], так и его отдельных областей [2], получить для территории Китая пространственное распределение деформаций [3]. Изучение особенностей характера движений земной коры по GPS-измерениям позволило выявить связь между деформированием областей и сейсмичностью. Эти результаты успешно использованы для прогноза землетрясения 14.11.2001 г с магнитудой $M = 8.1$ [4, 5].

В настоящей работе использованы результаты вычисления тензора скоростей деформаций по данным о GPS-измерениях, полученных системой наблюдений CMONOC (Crustal Movement Observation Network of China – около 1000 станций) за период с 1998 по 2004 годы [3]. Для оценки скорости горизонтальных перемещений земной коры на основе реальных GPS-измерений и данных о тектоническом строении территории Китая был применен метод конечных элементов. Расчеты тензора скоростей деформаций проведены с шагом 1° по широте и долготе.

При реконструкции компонент поля тектонических напряжений использован каталог фокальных механизмов очагов землетрясений. Для расчета механизмов очагов землетрясений использована сейсмологическая информация о знаках первых вступлений из бюллетеня Международного Сейсмологического Центра (ISC). Для оценки характеристик регионального поля напряжений применена методика, в основе которой лежит кинематический метод, предложенный О.И. Гущенко [6]. Его развитие позволило разработать алгоритм описания пространственно-временных изменений характеристик регионального поля напряжений с учетом

исходной точности и многовариантности определения механизма очагов землетрясений [7, 8]. Реконструкция поля тектонических напряжений проводилась по данным о механизмах очагов землетрясений за периоды с 1998–2004 годы и за 1985–2004 годы для независимых глубинных интервалов ($0 < H < 35$ км; $35 < H < 70$ км).

Реконструкции поля тектонических напряжений Китая по механизмам очагов землетрясений за периоды 1998–2004 и 1985–2004 для глубины $0 < H < 35$ км позволили сделать вывод о стационарности поля напряжений, при расширении временного интервала.

Сравнение пространственного распределения осей растяжения сейсмотектонических деформаций за 1985–2004 гг и осей растяжения тензора скоростей деформаций, рассчитанных по данным GPS-измерений, позволило сделать следующие выводы:

1. Сейсмотектонические деформации и GPS-измерения для большей части территории совпадают, а пластические деформации приповерхностной части земной коры, которые не учитываются сейсмотектонической деформацией, или малы, или имеют ту же направленность.

2. Наибольшие величины рассогласования тензоров напряжений и деформаций приурочены к областям с высоким пространственным градиентом направлений осей деформаций и, возможно, связано с неоднородностью строения областей.

3. В некоторых областях исследуемого региона наибольшие величины рассогласования приурочены к местам в недостаточной степени обеспеченных исходными данными по GPS-измерениям или малым количеством землетрясений с известным механизмом очага. В этом случае расхождения могут быть связаны с погрешностью интерполяции данных.

4. Большие величины рассогласования могут быть приурочены к зонам с однотипными деформациями по обеим горизонтальным осям (сжатие или растяжение во всех направлениях) или областям с малыми абсолютными значениями современных горизонтальных движений.

Сравнение осей растяжения, полученных за один и тот же временной интервал для двух глубинных интервалов $0 < H < 35$ км и $35 < H < 70$ км показало, что неравномерность площадного распределения исходной информации на глубинах свыше 35 км не позволяет в полной мере отразить сходимость направлений осей главных напряжений по изучаемой площади, при этом большая часть исследуемой площади относится к областям большого рассогласования направлений осей. Выделяются области, где направления осей напряжений остаются неизменными, независимо от глубинной привязки исходных данных.

Работа выполнена в рамках российско-китайского проекта “Sino-Russia joint researches on the inner-continent seismo-tectonics and new techniques in earthquake observations and prediction”, при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 06-05-64548а,

ОНЗ РАН (фундаментальная программа № 6 "Геодинамика и механизм деформирования литосферы"), при финансовой поддержке грантов "Study on the new methods for possibility evaluation and earthquake prediction in China", № 2004DFBA0005 и "China scholarship Council Fund", № 2004419001.

Литература

1. Larson K.M., Burgman R., Bilham R., Freymueller J.T. Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements // *Journal of Geophysical Research*. 1999. V. 104, № B1. P. 1077-1093.
2. Chen Z., Burchfiel B.C., Liu Y., King R.W., Royden L.H., Tang W., Wang E., Zhao J., Zhang X. Global Positioning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation // *Journal of Geophysical Research*. 2000. V. 105, № B7. P. 16.215-16.227.
3. Liang Z.S., Ma Z.J., Niu A.F., Zhang X.L., Wang S.X., Chen B. Approaches and preliminary results of crust movement researches based on the GPS in China // *Earth Science Frontiers*. 2003. V. 10, № 1. P. 71-79.
4. Liang Z.S., Ma Z.J., Zhang X., Wang Q., Wang S. X. Horizontal strain field and tectonic deformation of China mainland related by preliminary result // *Chinese Journal of Geophysics*. 2003. V. 46, № 3. P. 352-358.
5. Gu G.H., Fu Y., Wang W.X. Analysis on the intensity of horizontal crustal deformation in China based on the results of GPS observations // *Earthquakes*. 2004. V. 24, № 2. P. 1-6.
6. 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.
7. Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // *Доклады АН СССР*. 1990. Т. 312, № 4. С. 830-835.
8. Petrov V.A., Mostryukov A.O., Lykov V.I. The recent field of tectonic stresses over the territory of China // *Journal of earthquake prediction research*. 1994. V. 3, № 4. P. 509-527.

Особенности преальпийской, альпийской, постальпийской и современной геодинамики Украинских Карпат и их отражение в тектонике литосферы региона

А.В. Назаревич¹, Л.Е. Назаревич²

¹ – Карпатское отделение института геофизики НАН Укр., г. Львов, Украина, nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua

² – Отдел сейсмичности Карпатского региона Института геофизики НАН Укр., г. Львов, Украина

Карпатский регион Украины занимает территорию северо-восточного сегмента Восточных Карпат, тектонически принадлежит к Карпато-Балкано-Динарской мегаструктуре альпийского пояса и включает в себя (с юга на север) такие структурно-тектонические единицы: Закарпатский прогиб, Складчатые Карпаты, Предкарпатский прогиб и юго-западную окраину Восточно-Европейской платформы. С юга к нему примыкают тектонические структуры Паноннской (Венгрия) и Трансильванской (Румыния) впадин. В разные периоды геологической истории в данном регионе имели место различные геодинамические процессы, в первую очередь глобальный плитово-тектонический и плюм-астенолитный, взаимодействовавшие сложным образом в пространстве и во времени как между собой, так и с имевшимися на то время в регионе тектоническими структурами, что привело к формированию сложного современного строения тектоносферы данного региона.

Проводимые нами более чем 20-летние исследования сейсмичности и геодинамики Украинских Карпат, а также многочисленные данные других исследователей позволяют нарисовать следующую, приведенную ниже схему преальпийской, альпийской, постальпийской и современной геодинамики Панноно-Карпато-Динарского мегарегиона (Панкардии), включающего и Карпатский регион Украины.

На преальпийском этапе в регионе имел место процесс раскрытия в результате пассивного рифтинга северного окончания океана Тетис с расчленением и отодвиганием находящихся в зоне южного берега массивов и блоков коры к югу и юго-западу на сотни километров [Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З., и др., 1995; Медведев А.П., Варичев А.С., 2001; Павлюк М.И., Медведев А.П., 2004 и др.], проходящий, по мнению этих исследователей, под действием глобальных механизмов тектоники плит. Этот процесс привел (по их данным) к деструкции имевшейся здесь континентальной коры, ее утонению, масштабным разрывам, формированию системы трогов с субокеанической и океанической корой. Мы считаем, что уже в то время в регионе Панкардия в определенной мере действовал также и местный плюм-астенолитный процесс, возможно, зародившийся или активизировавшийся в процессе или в результате описанной тектоно-магматической активизации региона.

На альпийском этапе обстановка растяжения литосферы региона под действием процессов глобальной тектоники плит сменилась режимом сжатия – надвиганием Африканской (с юга) и Аравийской (с юго-востока) плит на зажатые между ними и южными краями Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ Карпато-Балкано-Динарские структуры [Крупский Ю., 2001; Павлюк М.И., Медведев А.П., 2004 и др.]. Этот процесс обусловил сначала закрытие имевшихся трогов (как механически наиболее слабых зон с наиболее тонкой корой) и обратной консолидации раздробленных ранее массивов и блоков континентальной коры, его общий ход хорошо прослеживается по данным о миграции во времени с юга на север процессов закрытия соответствующих трогов. Одним из факторов, значительно облегчающих этот процесс, и была (по нашему мнению) относительно разогретая и пластичная (вследствие действия плюм-астенолитного процесса) астеносфера в этом регионе. В дальнейшем данный процесс перешел в обдукционно-коллизийную фазу – собственно фазу альпийской складчатости с формированием Панноно-Карпато-Динарской кольцевой мегаструктуры и мощной системы карпатских и динарских надвигов противоположной вергентности. На этом этапе плюм-астенолитный процесс обеспечивал, с одной стороны, «смазку» и прогрев на подошве литосферы, а с другой – разгрузку литосферы центральной части мегарегиона от сжимающих усилий за счет действия на ее подошву горизонтальных ветвей конвекционного потока и перенос этих усилий на периферию в зоны формирования Карпато-Динарской кольцевой покровно-надвиговой горной структуры. Вследствие как первоначальной реологической расслоенности литосферы, так и разогревающего действия астенолита процесс формирования карпатских надвигов происходил по типу «крокодиловой» или даже «мультикрокодиловой» тектоники – верхние, в основном осадочные слои пород надвигались на край платформы, а нижние пододвигались (вероятно, также и послойно) под него. Таким способом в несколько этапов сформировалась имеющаяся в настоящее время покровно-надвиговая структура Карпат с залегающими на глубинах 20–35 км несколькими границами Конрада и с «коро-мантийной смесью» в зоне подошвы коры Карпат (на глубинах до 60–65 км).

На постальпийском этапе процессы взаимного сближения Африканской и Евразийской плит и сжатия литосферы в альпийском горном поясе Европы (очевидно, вследствие контакта и взаимодействия между собой мантийных корней этих плит) стали значительно менее интенсивными, поэтому на первые роли в Панкардии вышел плюм-астенолитный процесс. Он обеспечивал прогрев и растяжение литосферы центральной части мегарегиона и сжатие по ее периферии. Это привело к прогреву, подплавлению и утонению литосферы Паннонии (и в том числе Закарпатского прогиба) до 60–65 км (коры – до 25–27 км) и ее сильной вертикальной реологической расслоенности. Данный процесс растягивания развивался по времени и нарастал по интенсивности к

периферии Паннонской впадины. В местах наиболее тонкой коры и наибольшей интенсивности действия усилий растяжения от горизонтальных астеносферных струй Паннонского астенолита в тылу фронта их действия происходили разрывы литосферы с образованиями кальдер, излияниями лав и выбросами туфов. Именно таким процессом, по нашему мнению, обусловлен, в частности, неогеновый вулканизм Закарпатья, описанный Е.Ф. Малеевым (1964), Спитковской (1974–1985) и другими и хорошо прослеживающий ход данного процесса в пространстве и во времени.

На современном этапе, как показывают данные геофизических и новейших GPS-исследований [Третьяк К.Р. и др.], наиболее выраженным в Панкардии является второй (астенолитный) процесс, который предопределяет режим субдиагонального юго-западно – северо-восточного расширения литосферы мегарегиона. Этот процесс ярко проявляется, в частности, в литосфере западной части Украинского Закарпатья, где нами по геодезическим и деформографическим данным обнаружена обстановка растяжения литосферы. Такой геомеханический режим литосферы отражается в характеристиках местной сейсмичности, в частности, в положительном крипексе местных землетрясений, он коррелирует с пространственным распределением характеристик вариаций геомагнитного поля, генетически связан с зоной высокого глубинного теплового потока и областью неогенового вулканизма в Закарпатье [Назаревич А.В., Назаревич Л.С., 1986–2008].

Еще одной важной особенностью литосферы Закарпатского прогиба является ее сильная субгоризонтальная, в том числе реологическая расслоенность с наличием подзон пониженных скоростей в «гранитах» и «базальтах». Исходя из проведенной нами комплексной интерпретации геофизических и сейсмологических данных, эти подзоны являются ослабленными подзонами, и по ним происходит послойное проскальзывание нижних слоев литосферы относительно верхних. Это сопровождается местными землетрясениями со специфическими сценариями подготовки и механизмами реализации, которые ярко отражаются в параметрических сейсмогеоакустических, деформо-графических, геомагнитных, геоэлектрических, макросейсмических и инструментальных сейсмологических данных. В еще более периферийной относительно Паннонии части литосферы региона Панкардия (например, в восточной части Карпатского региона Украины – Буковине и прилегающих территориях) действует обстановка сжатия литосферы, которая характеризуется своими особенностями геодинамики и сеймотектонического процесса.

«Экзокливаж» в угольных пластах западного замыкания Главной антиклинали Донбасса (особенности и механизм образования)

И.О. Павлов, В.А. Корчемагин

Донецкий национальный технический университет МОН Укр., г. Донецк, Украина,
geolog@dgtnu.donetsk.ua

Одна из первых генетических классификаций трещин в каменных углях была предложена Г.А. Ивановым (1939, [1]). Все трещины в углях он разделил на две основные группы (экзогенные и эндогенные), дал им подробную характеристику и рассмотрел условия их образования. Тогда же для обозначения явления образования всех этих трещин им было предложено использовать известный термин «кливаж». Основными геологическими факторами, вызывающими образование трещин «эндокливажа» (первичного кливажа) Г.А. Иванов считал диагенез и метаморфизм пород угленосной толщи, а трещин «экзокливажа» – тектонические процессы. Аналогичных взглядов придерживались в последующем и все остальные исследователи [1, 2, 3].

Трещины «экзокливажа» или трещины со струйчатыми поверхностями стоят особняком среди всего многообразия экзогенных трещин в углях. Они отличаются как от первичных («эндокливажа»), так и от типичных тектонических трещин. В морфологическом отношении трещины со струйчатыми поверхностями похожи на обычные сколовые трещины: имеют сравнительно ровные поверхности, на которых отчётливо видны морфологические элементы («струйчатость») – характерные тонкие штрихи, бороздки и валики, часто сходящиеся под острым углом (угол может колебаться от 5 до 20°). Вследствие густой штриховки, поверхности трещин никогда не бывают идеально гладкими и блестящими. Перетёртого угля вдоль них не отмечается, впрочем, как и каких-либо заметных смещений элементов угольных пластов.

В.В. Эз [3], анализируя ориентировку этих трещин в пределах Главной антиклинали Донбасса (Центральный геолого-промышленный район), установил, что они ориентированы под углом 18–35° к оси этой структуры. На стереограмме полюса этих трещин формируют конус, ось которого совпадает с осью Главной антиклинали. Отождествляя этот структурный рисунок с конусом скалывания, В.В. Эз предположил, что на определённой стадии развития ось тектонического сжатия σ_3 была ориентирована вдоль оси антиклинали.

Аналогичный структурный рисунок был получен авторами при изучении трещин этого класса в углях Донецко-Макеевского района и у западного замыкания Главной антиклинали. При этом помимо ориентировки самих трещин замерялась ориентировка «струйчатости» на их поверхностях. Было установлено, что «струйчатость» (линии скольжения) на стенках трещин лю-

бой ориентировки субпараллельны (т.е. их кинематические плоскости коллинеарны) и пересекаются вдоль единой оси (аз. пр. 300–305°), совпадающей с осью конических поверхностей симметрии, которая в свою очередь совпадает, шарнирами основных складок.

Установленная упорядоченная ориентировка линейных элементов («струйчатости») отражает линейную направленность движения материальных частиц. При этом перемещение материала угольных пластов происходит в плоскости пластов по системе разноориентированных трещин в одном направлении вдоль оси складки. Выдержанность ориентировки «струйчатости» в пространстве на значительной площади свидетельствует о региональном характере этого процесса. Симметричность всех выделенных деформационных элементов складчатой структуре позволяет предположить их генетическую связь, т.е. то, что установленные деформации являются складчатыми.

Можно предположить следующий механизм их образования. При формировании основной складчатости в Донбассе на слоистую угленосную толщу синхронно воздействовали горизонтальные сжимающие усилия ортогональные бортам бассейна и объёмные вертикальные нагрузки, обусловленные весом самих пород. В результате происходил не только изгиб слоёв с проскальзыванием по плоскостям напластования (механизм продольного изгиба), но и одновременное выдавливание материала вдоль шарниров формирующихся складок. Возникающие в процессе движения плоскости скалывания обычно расположены под углом к основной плоскостной структуре (напластованию) и пересекаются по оси совпадающей с «b»-линейностью. «Струйчатость», субпараллельная этой оси и указывающая на перемещение вещества угольных пластов вдоль шарниров складок, перпендикулярно направлению проскальзывания пород в крыльях в этом случае является аналогом «b»-линейности в метаморфических породах.

Сами трещины со «струйчатостью» в этом случае наиболее близки к кливажу. Но не в классическом его понимании: «Кливажем называются частые параллельные поверхности скольжения, развивающиеся при пластической деформации горных пород. В механическом отношении кливаж выражается в образовании многочисленных поверхностей скольжения и срезывания, по которым в процессе пластической деформации частицы смещаются относительно друг друга» [4, с. 213]. Или, в понимании Г.Д. Ажгирея: «Кливажем мы будем называть делимость и трещиноватость, развивающиеся только в слоистых горных породах, генетически связанную только со складкообразованием» [5, с. 235]. Трещины со струйчатыми поверхностями соответствуют сути этого определения, его генетическому смыслу – они образованы при пластических деформациях углевмещающей толщи при твердо-вязком течении материала угольных пластов. Возможность формирования кливажа в результате объёмного однонаправленного межмолекулярного и молекулярного движения масс предполагалась некоторыми исследователями и ранее [6,

7]. Но в данном конкретном случае сдвигание материала пород происходит не вдоль параллельных плоскостей, а по системам разноориентированных сколов.

Избирательное распространение этих трещин в пластах лишь определённого марочного состава соответствует аналогичной избирательности трещин классического кливажа.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

- трещины со струйчатыми поверхностями в углях являются своеобразным аналогом кливажа;
- сама «струйчатость» является аналогом «b»-линейности.

Литература

1. Аммосов И.И., Ерёмин И.В. Трещиноватость углей. М.: Наука. 1961. 120 с.
2. Эз В.В. Микротектоника угольных пластов и внезапные выбросы // Борьба с внезапными выбросами угля и газа в шахтах. Тр. Геофиз. института АН СССР. 1956. № 34. С. 5-73.
3. Эз В.В. К вопросу о связи трещиноватости в каменных углях Донбасса со складчатой структурой // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. – М.: Наука. 1962. С. 250-264.
4. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра. 1984. 464 с.
5. Ажгирей А.Д. Структурная геология. М.: МГУ. 1956. 494 с.
6. Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В. Типы кливажа и его классификация // Советская геология. 1966. № 2. С. 127-133.
7. Кирилова И.В. Кливаж, как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Наука. 1962. С. 78-109.

Опыт реконструкции геодинамических условий формирования массивов различными методами

Л.Л. Панасьян, В.И. Старостин

Геологический факультет МГУ, г. Москва, liyli@zmail.ru

Информация о процессах в горных породах, происходящих в разных геодинамических обстановках, отражается в структуре породы, в трещинообразовании, в изменении свойств пород и появлении их анизотропии и деформировании, в эффектах, изменяющих свойства минералов и пород (двойникование, появление полос погасания кварца, полосчатые текстуры), в характере развития вторичных минералов и т.п. Извлечение такой информации в широком смысле постепенно получает название эффектов генетической памяти, как фундаментального свойства горных пород, среди которых в настоящее время наиболее известны электрические, магнитные, ультразвуковые, деформационные, эмиссионные, термодинамические. Исследования на разных масштабных уровнях позволяет:

- реконструировать величины и направления напряжений и оценить современную геодинамическую ситуацию в регионах различной тектонической активности;
- получить достоверную информацию и использовать её при расшифровке истории развития структуры рудных полей и месторождений;
- при анализе состояния массивов и оценке устойчивости горных пород к различным видам воздействия, что помогает разработать концепцию мониторинга геологической среды

Тезисы посвящены некоторым результатам лабораторных методов, использованных авторами при решении ряда геологических задач. Работы в этом направлении ведутся на геологическом факультете МГУ сотрудниками кафедры полезных ископаемых и инженерной и экологической геологии с конца 80-х годов прошлого столетия. Остановимся на петрофизическом анализе месторождений полезных ископаемых, включающем различные методы структурного анализа пород, и методе акустической эмиссии.

В микроструктурном анализе по минералам-индикаторам оценивают изменения, произошедшие в породе, а в качестве генетической памяти изучаются эффекты, влияющие на свойства минералов и вызывающие изменение положения оптических и кристаллографических элементов зерен минералов в ориентированных шлифах, а также микродеформации главных порообразующих минералов. Структурные характеристики пород, в частности форма и размер зерен, определяют степень изменения таких свойств, как пористость, прочность, пластические характеристики, проницаемость, плотность при повышенных Р-Т условиях, когда активно проявляется эффект теплового разуплотнения. Форма зерен как показатель анизотропии позволяет реконст-

руировать палеотектонический режим и его интенсивность. Параметры физико-механических, пьезоэлектрических, акустических (скоростных, поляризационных, эмиссионных) свойств минералов и пород оказываются весьма эффективными при оценке палеотектонических и современных напряжений. С помощью выделения разновозрастных минералов, определяется степень деформирования минеральных агрегатов и отдельных кристаллов и их структурная неоднородность.

Ультразвуковые измерения позволяют: оценить индикатор условий образования и преобразования минералов, пород и руд - характеристическую температуру Дебая; ультразвуковой структурный анализ - судить об интенсивности и направлении существующих полей напряжений по разнице в анизотропии упругих волн в массиве и на образцах; восстанавливать палеотектонические поля напряжений с учетом макро-, микро- и субмикроскопических систем трещин (например, используя диаграмму приращения продольных волн и полюса деформационных ламелей в кварцсодержащих породах).

Акустопляризационные измерения показывают, что минимальной анизотропией обладают породы и руды, залегающие в жестких блоках, а в пределах участков пластичных пород – максимальной. В образцах из расслоенного интрузива, вне зависимости от минеральных ассоциаций в каждой пачке такого массива обязательно присутствуют изотропные, трансверсально-изотропные и ортотропные породы, анизотропия которых может создаваться в строгом соответствии с динамикой осаждения кристаллов [6].

Структурно-петрофизический анализ (СПАМ), дает возможность с помощью единого обобщающего параметра разделять породы с точки зрения благоприятных геодинамических условий рудоотложений. Для этого вводится комплексный рудно-петрофизический коэффициент, учитывающий 11 параметров оценки свойств пород, что позволяет выделять участки, благоприятные для локализации руд и экраны рудоносных растворов; исследовать разновозрастные образования и вычленять их фации; проводить палеорекострукции в деформированных рудных полях и устанавливать свойства пород, существовавшие до регионального метаморфизма; выделять унаследованные, приобретенные и составные текстуры в породах, являющиеся «памятью» породы или руды об условиях формирования и преобразования в течение геологической истории [1, 2].

Для оценки величин современных или палеонапряжений (температуры) используется метод изучения памяти горных пород с помощью АЭ, основанный на эффекте Кайзера. Эффекты памяти и динамика их сохранения изучались в породах разного состава и строения, истории напряженного состояния, при изменении последовательности воздействия температуры, влажности и давления, при насыщении различными жидкостями. Анализ результатов исследований помог решить ряд общих геологических задач. Для массивов Талнахского рудного узла величина дополнительных горизонтальных напря-

жений по всему разрезу была оценена в 80–100 МПа [3]. На Южном Урале (80 обр. СГ-4) в массивах вблизи тектонического разлома, напряжения в 2–2.5 раза превышают гравитационные, а низконапряженные участки располагаются непосредственно у милонитовых зон и в туфопесчаниках сразу под границей углового несогласия пород. Для района алмазных месторождений (Якутия) в кимберлитах восстановлено несколько уровней напряжений, одно из которых связано со сбросом напряжений в процессе внедрения в осадочный чехол и не превышает уровень давления налегающей толщи. В метасоматитах установлены температуры, соответствующие измеренным *in situ* на глубине отбора образцов, а в «зоне вскипания» не обнаружено напряжений по эффекту памяти (условия близкие к гидростатическим), что подтверждается наличием здесь изотропных по акустопляризационным измерениям пород [4]. В склоне долины р. Кокомерен (Коргия) на глубине 2000 м акустоэмиссионные исследования проводились через два года после отбора проб, установлена максимальная компонента современного поля напряжений, превышающая гравитационную на 30%, что исследователи данного региона относят к действию тектонических сил [5]. По результатам изучения напряжений с помощью АЭ в туфах Камчатки, с глубин от 13 до 388 м, обнаружено несколько уровней напряжений, часть из которых соответствует гравитационным составляющим на соответствующей глубине.

Для проверки правильности оценок и предположений использовались многие методы, включающие натурные наблюдения и математическое моделирование. Авторам очевидны трудности «разделения» напряжений по величине, компонентам и направлениям, но изложенное свидетельствует о большом разнообразии, успешном применении и перспективности рассмотренных экспериментальных методов изучения и восстановления геодинамических обстановок на различных территориях.

Литература

1. Бурмистров А.А., Старостин В.И. и др. Структурно-петрофизические исследования массивов карбонатит-кимберлитового ряда – как основа для проведения поисковых работ на закрытых площадях. В кн. «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях» Якутск. Изд. ЯНЦ СО РАН. 2008. С. 3002-3008.
2. Бурмистров А.А., Старостин В.И. Использование ультразвукового структурно-петрофизического анализа для изучения порового пространства пород и руд // Вестник МГУ, сер.4, геология. № 3. 2002. С. 59-64.
3. Калинин Э.В., Ковалко В.В., и др. Комплексное изучение напряженного состояния массивов горных пород при разведке месторождений полезных ископаемых. // Вестник МГУ, сер. геология. 1995. № 2. С. 75-89.
4. Панасьян Л.Л., Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Кривошеева З.А. Упругая анизотропия метасоматитов Океанского парогидротермального месторождения // Вест. Моск. ун-та, сер. 4. геология. 2000. № 1. С. 47- 54

5. Панасьян Л.Л., Степанов В.Я. Опыт совместного использования методов разгрузки, гидроразрыва и акустической эмиссии при определении напряжений в массиве горных пород // Вестник Моск. Ун-та, сер. 4, геология. № 5. 1999. С.12-17.
6. Панасьян Л.Л., Хворов Д.М., Паукова Е.В. Акустическая анизотропия расслоенного перидотит-габбро-норитового массива Кивакка // Вестник Моск. ун-та, сер.4, геология. 2005. № 1. С. 22-27

Позднекайнозойские поля тектонических напряжений Монгольского блока

А.В. Парфеев, В.А. Саньков

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

Территория Центральной Азии, заключенная между Гималайским коллизийным фронтом и Сибирской платформой аккомодирует направленное на СВ сокращение земной коры. Она представлена мобильными горными сооружениями, разделяющими относительно слабodeформируемые жесткие блоки земной коры, такие, как, Таримский и Джунгарский. В эту систему входит и Монгольский блок (Зоненшайн, Савостин, 1978) к границам которого приурочены очаги наиболее сильных землетрясений региона. Ядром блока является *Хангайское сводовое поднятие*, которое характеризуется слабо проявленной сейсмичностью, но вместе с тем широко развитым базальтовым вулканизмом. Поднятие и высокая магмопроницаемость коры Хангая связаны с динамическим воздействием мантийной аномалии. Реконструкции палеонапряженного состояния, сделанные в разных частях Хангайского поднятия, показывают, что наряду со сдвиговым полем напряжений с СВ направлением сжатия здесь широко распространены поля напряжений растяжения в СЗ и субмеридиональном направлениях.

С севера Монгольский блок ограничен субширотным *Северо-Хангайским разломом*. В позднем кайнозое разлом характеризуется левосторонними сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми смещениями и присдвиговыми транспрессивными и трансенсивными структурами. На востоке зона широтного сдвига представляет собой структуру *releasing bends* с набором небольших впадин СВ простирания, где реконструируются стресс-тензоры сдвигового типа. Западный сегмент разлома представлен надвигами, где превалируют поля напряжений сжатия и транспрессии. Для центральной части разлома помимо сдвиговых левосторонних смещений характерны структуры *restraining bend*, указывающие на значительную роль сжатия поперек зоны разлома, а реконструкции представлены стресс-тензорами сдвига, сжатия и транспрессии с СВ направлением оси сжатия. К Северо-Хангайскому разлому с севера примыкают *Эрзино-Агардагский* и *Цзэцэрлегский разломы* СВ простирания, с левосторонней взбросо-сдвиговой кинематикой смещений. В зонах разломов реконструированы поля напряжений режимов транспрессии, сжатия и сдвига с субмеридиональной и СВ ориентировкой оси сжатия. Через эти разломы структуры Монгольского блока сочленяются со структурами юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы.

С запада и юга Монгольский блок ограничен горными поднятиями Монгольского и Гобийского Алтая, которые в интерпретации Д. Каннингхема (2007) представляют собой присдвиговые поднятия, сформированные сдви-

говыми и взбросо-надвиговыми парагенезисами (restraining bend mountain ranges). В *Монгольском Алтае* в зонах Кобдинского, Саргайского разломов С-СЗ простирания и субширотного Цаган-Шибетинского получены реконструкции режимов сжатия и транспрессии с субмеридиональным и СВ сжатием, что согласуется с фиксируемыми правосторонними сдвиговыми и взбросовыми смещениями по разломам. Система разломов Хан-Тайшир-Нуруу ограничивает с севера одноименный хребет, находящийся в переходной зоне между структурами Монгольского и Гобийского Алтая с одной стороны и Хангайского поднятия – с другой. В позднем кайнозое его характеризуют взбросовые смещения по северо-западным и взбросовые и левосторонние сдвиговые смещения по субширотным разломам. Голоценовая его активность подтверждается наличием палеосейсмодислокаций. В этой системе разломов реконструированы поля напряжений транспрессии, сжатия и сдвига с осью сжатия, ориентированной на СВ.

Южная и юго-западная часть Хангая также характеризуется широким развитием сдвиговых парагенезисов, наряду со структурами сжатия и растяжения. Здесь выделяется *Южно-Хангайское поднятие*, блок с относительно невысокой топографией, который отделяется от остальной части Хангайского свода *Южно-Хангайским разломом*. Южно-Хангайский разлом имеет субширотное простирание в западной части и на востоке продолжается Баянхонгорским разломом ЗСЗ простирания. В его зоне выявлены левосторонние голоценовые сдвиговые дислокации (Walker et al., 2006). Баянхонгорский разлом нами интерпретируется, как надвиг. Наши наблюдения показали наличие в зоне разлома смещений надвигового типа и широкое развитие оползневых структур, в том числе и в скальных массивах, что подтверждается реконструкциями полей напряжений режимов сжатия и транспрессии с СВ ориентировкой оси сжатия и режимов растяжения разнообразного направления. Крайний восточный сегмент Южно-Хангайского разлома характеризуется левосторонними смещениями, а реконструкции полей напряжений показывают режимы сдвига, транспрессии и сжатия с СВ ориентировкой оси сжатия. В целом, парагенез разрывов вдоль северного ограничения Южно-Хангайского блока соответствует полю напряжений с сжатием в СВ направлении и растяжением – в СЗ.

Свидетельства активности плиоцен-четвертичной сдвиговой тектоники обнаруживаются в Долиноозерской впадине. Здесь выделяются несколько разломов ВСВ простирания, которые можно рассматривать как переходное звено от структур Гобийского Алтая к структурам Южного Хангая. Серия из трех субпараллельных разломов протягивается от поднятия Нарийн-Харын-Нуруу на юго-западе к поднятию Усгээхийн-Нуруу на северо-востоке. Внутреннее строение зон разломов характеризуется наличием эшелонированных структур растяжения (уступов, локальных впадин типа пулл-апарт) и сжатия (валов, поднятий типа пуш-ап, узких антиклинальных складок в КЗ отложениях). Смещения аккумулятивных поверхностей указывают на

левостороннюю сдвиговую компоненту движений по разломам. Реконструкции палеонапряжений по тектонической трещиноватости и складчатым деформациям в олигоценых и миоценовых отложениях, а также в докайнозойских породах указывают на господство режимов транспрессии и сжатия с субмеридиональным или СВ направлением оси сжатия. Разломы образуют единую динамическую систему с надвигом ЗСЗ простирания, ограничивающим с юга поднятие Усгэхийн-Нуру, относимое к структурам Южного Хангая, где реконструированы поля напряжений сжатия субмеридиональной и СВ ориентировки.

Восточная граница Монгольского блока морфологически выражена Орхон-Селенгинской депрессией в северной части и уступом северо-восточного простирания – в южной. Структурно эта граница выражена не отчетливо.

Проведенное исследование позволяет заключить, что максимальные деформации, связанные с коллизийным сжатием генерального уровня СВ направления, концентрируются по периферии Монгольского блока. При этом максимальное сжатие сосредоточено на его западной и южной границе, формируя право- и левосторонние транспрессивные структуры Монгольского и Гобийского Алтая. Деформациям, связанным с сокращением земной коры, подвержены не только горные хребты, обрамляющие блок, но и межгорные депрессии, отделяющие Гобийский и Монгольский Алтай от Хангайского свода, а также южная часть Хангайского поднятия. Разнообразие деформаций центральной части Хангая связаны с взаимодействием растяжения, возникающего в результате поддерживающего влияния мантийной аномалии и регионального сжатия СВ направления. Относительно жесткий и слабдеформируемый Хангайский блок способствует передаче деформаций на его северное ограничение – сейсмически активный Северо-Хангайский сдвиг. В этой широтной зоне также наблюдается увеличение роли сжатия к западу, где он сочленяется с транспрессивными структурами Алтая и Западного Саяна, и увеличение роли растяжения к востоку, где формируются транстенсивные структуры. Последние, по-видимому, частично связаны с образованием свободного пространства за счет движения Амурской плиты к юго-востоку.

Работа выполняется при поддержке РФФИ (№ 08-05-00992_а) и СО РАН (ИП № 88).

Особенности развития структуры Байкальского региона по сейсмологическим и геологическим данным

В.А. Петров¹, А.О. Мострюков¹, Н.Ю. Васильев²

¹ – Геофизическая обсерватория “Борок” филиал ИФЗ РАН, petrov@borok.adm.yar.ru

² – Российский государственный геологоразведочный университет, г. Москва.

К числу важнейших в геологии относят проблему происхождения и эволюции внутриплитных деформаций и, в частности, континентальных рифтов, природа которых продолжает оставаться дискуссионной. Наиболее активно обсуждается вопрос о самостоятельно, или последовательно проявляющихся, – пассивной и активной моделях формирования рифтогенных условий растяжения на границах неоднородностей земной коры [5, 6]. В первом случае происходит пассивная реакция на региональное, обычно растягивающее поле напряжений, когда континентальная литосфера подвергается механическому растяжению и утонению. Эти напряжения могут возникать в результате коллизии плит и изменения характера внутриплитовых напряжений вместе с рифтогенезом. Во втором случае реализуется взаимодействие между астеносферой и литосферой с термическим утонением последней, разогревом, поднятием и появлением горизонтальных напряжений растяжения, вызывающих рифтогенез.

Можно предполагать, что тектоническое поле напряжений в рифтовых зонах, формирующееся по первой модели, должно характеризоваться активными горизонтальными условиями нагружения блоков земной коры. Согласно второй модели можно предположить, что тектоническое поле напряжений будет определяться активными вертикальными условиями нагружения блоков.

В работе проблема определения внутриплитных деформаций рассматривается на примере Байкальской рифтовой зоны. При этом с общих методических позиций анализируются закономерности последовательного изменения условий деформации в непрерывном ряду и древних, и современной фаз единого цикла деформационных процессов у юго-восточной границы Сибирской платформы, начавшегося в конце мезозоя. Материалом для исследований послужили результаты реконструкций, выполненных на основе сейсмологических и геологических данных. Для реконструкций компонент поля напряжений применена методика, в основе которой лежит кинематический метод, предложенный О.И. Гуценко [2, 3]. Геологические данные по бороздам скольжения собраны авторами на естественных обнажениях горных пород в 52 пунктах наблюдений, расположенных вдоль береговой линии о. Байкал. В работе также использован каталог механизмов очагов землетрясений (411 определений) с 1964 по 2005 годы, полученный в результате обработки информации о знаках первых вступлений по данным сейсмологи-

ческого бюллетеня Международного Сейсмологического Центра (International Seismic Center, <http://www.isc.ac.uk>). При решении фокальных механизмов использовались методические подходы, предложенные в [7]. Результаты реконструкций поля напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений для других регионов приведены в [4, 8, 9].

Результаты реконструкции поля тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений позволили выявить его структуру для Байкальской рифтовой зоны.

Таблица 1. Параметры направлений осей главных напряжений для отдельных локальных объёмов и мегарегионального уровня, полученных по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений

	LAT С.Ш .	LON Г В.Д.	Количество узлов	SIGMA 3		SIGMA 2		SIGMA 1		μ
				Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	
Направления осей главных напряжений для отдельных локальных объемов										
a	52	105	75	205	78	103	3	13	12	0.455
b	53	108	68	21	24	223	65	115	9	0.556
c	56	110	124	35	26	246	61	131	13	-0.067
d	56	113	77	47	56	220	33	312	3	-0.443
Направление осей главных напряжений мегарегионального уровня										
			510	39	42	231	47	135	6	-0.543

Ее особенности заключаются в следующем: южная часть Байкала (в таблице 1 – объем “a”) относится к сбросовому типу поля напряжений (ось максимального сжатия вертикальна, а положение промежуточных осей и осей растяжения – близгоризонтальное). По значению коэффициента Лоде – Надаи этот объем характеризуется активным сжатием. Характер активности вертикальной силы позволяет отнести этот участок Байкальского рифта к области проявления активного рифтогенеза. Средняя часть Байкала (в таблице 2 – объем “b”) характеризуется сдвиговым типом поля напряжений. При этом оси сжатия отдельных узлов на юге ориентированы под углом к направлению простирания зоны Байкала, а севернее принимают согласное положение с простиранием зоны. Оси растяжения ориентированы в крест простирания зоны Байкала, а промежуточные оси – близвертикальны. По величине коэффициента Лоде – Надаи – активно проявление сжатия.

Северная часть исследуемого региона характеризуется чисто сдвиговым типом поля напряжений (в таблице 2 – объем “c”). Оси сжатия и растяжения сохраняют свое близгоризонтальное положение. Северо-восточная оконечность Байкала и прилегающая территория характеризуется сбросовым типом поля напряжений (в таблице 2 – объем “d”). Ось сжатия занимает близвертикальное положение, а ось растяжения и промежуточные оси –

близгоризонтальны, при активном проявлении растяжения в горизонтальной плоскости. Наличие такой информации позволяет сделать вывод о пассивном характере рифтогенеза для центральной, северной и северо-восточной частей Байкальского рифта при различном характере проявления активности горизонтальных сил. Для всего исследуемого Байкальского региона, по совокупности всех направлений главных напряжений, определенных в локальных объёмах, тип поля напряжений определен как сбросовый. Простираие общей структуры Байкала совпадает с простираием плоскости действия максимального растяжения. Но простираие центральной и северо-восточной части о. Байкал приближается к плоскости действия максимальных касательных напряжений с правосторонним смещением. По данным о 1357 направлениях смещений блоков горных пород для Байкальского грабена реконструировано шесть последовательных фаз деформации земной коры, отражающих смену региональных механизмов процесса деформирования.

Развитие мезо-кайнозойского этапа тектогенеза происходило с непрерывным проявлением 6 фаз при унаследованном изменении региональных механизмов деформации массива. Изменение механизмов происходило в следующем порядке: 1 фаза-сброс (самый древний этап)→ 2 фаза-сдвиг→ 3 фаза-взброс→ 4 фаза-взброс→ 5 фаза-сдвиг→ 6 фаза-сброс (современный этап). Смена фаз происходила в условиях неизменной ориентации главных осей тензора деформаций в течение всего цикла, определявшая унаследованную переиндексацию осей напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ и направленное изменение величины коэффициента μ_e (см. Таблицу 2), отражающего плавную смену условий растяжения-сжатия. По-видимому, в этом признаке находят отражение системная связь и генетическое единство деформационных процессов с направленным и пульсирующим изменением состояния земной коры и мантии, начавшимся в юрское время [1].

Таблица 2. Параметры направлений осей главных напряжений для деформационных фаз полученных по геологическим данным о бороздах скольжения

Фаза	Возраст	Sigma 3		Sigma 2		Sigma 1		μ_e
		Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	
6	$Ng_2^2 - Q_{IV}$	45	76	247	13	156	5	-0.79
5	$Pg_3^2 - Ng_2^1$	222	8	42	82	312	0	-0.20
4	$K_2 - Pg_3^1$	233	5	143	1	41	85	+0.71
3	$J_3 - K_1$	149	13	241	7	0	75	+0.91
2	J_2	150	25	327	65	59	1	+0.01
1	J_1	347	75	139	13	231	7	-0.48

Сопоставлены кинематические условия напряженного состояния каждой фазы с этапами геологического развития региона. Наиболее ярким свидетельством изменения кинематики процесса в первых трёх фазах являются особенности вещественного состава пород и структуры Иркутского угленосного бассейна, – конгломератов (J_1), угленосной молассы (J_2), складчатости

и Ангарского надвига (J_3 - K_1). Кинематикой четвертой фазы определялись региональные процессы пенеппенизации и развитие кор выветривания (K_2 - Pg_3^1). К пятой фазе цикла сформировались кинематические условия развития протобайкальского грабена с осадками, представленными тонкой молассой (Pg_3^2 - Ng_2^1). Наконец, на шестой фазе чётко проявилась кинематика рифтогенеза и началось развитие необайкальского грабена с осадками, представленными грубой молассой и водно-ледниковыми отложениями (Ng_2^2 - Q_{IV}). Результаты реконструкций согласуются с геолого-структурными данными о развитии региона.

Сравнение данных в таблицах 1 и 2 (фаза 6) показывает хорошее согласие результатов, полученных по сейсмологическим и геологическим данным.

Литература

1. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Эволюция условий деформации земной коры Байкальского рифта (результаты тектонофизических реконструкций) // Мат-лы конференции «Рифты литосферы», VIII Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: 2002. С. 127-128.
2. 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.
3. Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере М.: Наука. 1979. С. 26-51.
4. Гущенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // ДАН СССР. 1990. Т. 312, № 4. С. 830-835.
5. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра. 1976. 280 с.
6. Хаин В.И., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ. 1995. 480 с.
7. Мострюков А.О., Петров В.А. Каталог механизмов очагов землетрясений, 1964-1990. Материалы мирового центра данных Б. М.: 1994. 87 с.
8. Петров В.А., Мострюков А.О., Лыков В.И., Петрова Р.Н. Структура поля современных тектонических напряжений земной коры Китая и сопредельных сейсмоактивных регионов // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского) М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2002. С. 272-281.
9. Petrov V.A., Mostyukov A.O., Lykov V.I. The recent field of tectonic stresses over the territory of China // Journal of earthquake prediction research. 1994. V. 3, № 4. P. 509-527.

Пространственно-временные вариации сеймотектонической деформации на Северном Тянь-Шане по материалам механизмов очагов землетрясений

Н.Н. Полешко¹, А.Б. Садыкова², А. Сыдыков, А.В. Тимуш²,
Г.Я. Хачикян², В.И. Шацлов²

¹ – Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция, г. Алматы, mexanizm-some@mail.ru

² – Институт сейсмологии, г. Алматы, seismolog@topmail.kz

На территории Тянь-Шаня поле сеймотектонических деформаций (СТД) обусловлено в основном коллизией Евразийской и Индостанской литосферных плит, однако оно не остается постоянным, а испытывает пространственно-временные изменения [1]. Анализ поля СТД базируется на представлениях о сеймотектонических деформациях макроскопических объемов горных [2].

В данной работе, по механизмам очагов землетрясений (МОЗ) рассчитаны и изучены пространственно-временные вариации параметров СТД на территории с координатами 42.5–43.75°N и 75–79°E за период 1982–2005 гг. Расчеты коэффициентов СТД проводились для элементарных ячеек размером 0.5°×0.5° с шагом скольжения 0.25°, с использованием информационной базы автоматизированной системы SEISMO и программы О.В. Соболевой и З.М. Вахидовой. В процессе расчетов применялся метод скользящего среднего с осредняющим интервалом в 36 месяцев и шагом 12 месяцев в энергетических диапазонах: $K \leq 9.5$ и $K \leq 7.5$. Полученные значения коэффициента интенсивности СТД (χ) были выше 0.2 во всем энергетическом диапазоне, что позволяет считать результаты расчета пригодными для анализа. В таблице 1 приведены сведения о числе событий попавших в каждую элементарную ячейку, для анализа использовались ячейки, в которые попало не менее 150 событий.

Таблица 1 – Число событий в диапазоне $9.6 > K > 5.6$ в ячейках расчета СТД

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
5	17	15	10	12	10	27	45	31	22	33	61	59	43	40	23	10
4	24	17	10	10	18	40	42	23	31	60	126	170	143	155	117	26
3	32	36	25	15	23	65	211	255	175	183	197	345	553	481	208	42
2	37	47	35	51	82	141	399	539	452	407	504	608	697	533	200	45
1	71	54	70	136	149	138	212	318	305	273	424	499	351	279	220	87

Анализ временных вариаций коэффициента Лоде – Надаи (μ) в каждой из элементарных ячеек показал, что в 6 ячейках, расположенных в центральной части территории, ограниченной широтами 42.5 – 43.15°N и долготами 76.5 – 78.0°E, наблюдаются долговременные (~11-летние) синфазные вариации ко-

эффицента μ , четко коррелирующие с 11-летними вариациями уровня солнечной активности (среднегодовое число солнечных пятен W). Эта особенность имела место как при анализе только слабых землетрясений ($K = 6-7$), так и при анализе сейсмических событий энергетического диапазона $K = 6-9$ (рис. 1).

Из рис. 1 видно, что в периоды пониженной солнечной активности (1984–1987 гг, 1994–1997 гг и 2004–2006 гг) в зоне 42.5–43.15 N; 76.5–78.0 E доминировали сжимающие напряжения (положительные значения μ), а в периоды высокой солнечной активности (1990–1991 гг и 2000–2001 гг) уменьшается влияние сжимающих напряжений и происходит переход от одноосного сжатия к сдвигу и растяжению (значения μ отрицательные). Для элементарных ячеек вне этой зоны связь между 11-летними вариациями μ и W либо выражена очень слабо, либо вообще отсутствует.

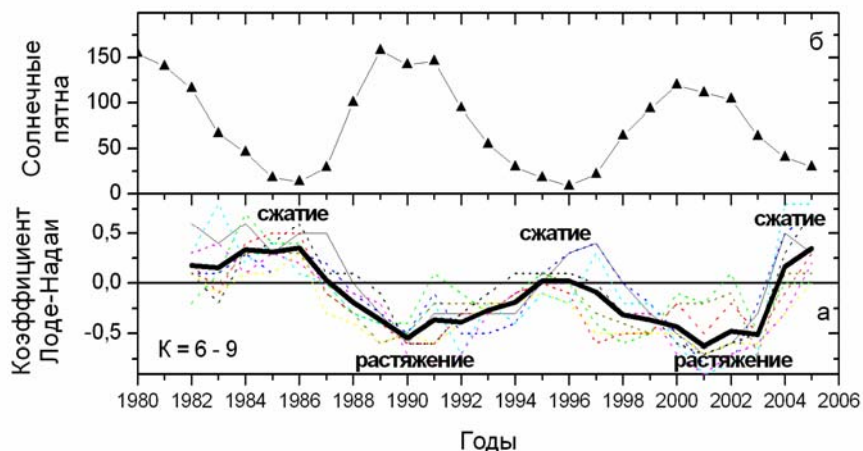


Рис. 1. – Среднегодовые значения коэффициента Лодэ – Надаи для землетрясений с $K = 6-9$ (а) в каждой из 7 элементарных ячеек (цветные кривые) и их усреднение (черная кривая) в сопоставлении с числами солнечных пятен (б).

Горные сооружения (орогены) Тянь-Шаня относятся к коллизионному типу и отличительной чертой их структуры является взбросовое коробление коровых блоков субширотных хребтов, а их северо-западные ответвления обусловлены поднятием блоков по трансрегиональным взбросо-сдвигам. Поведение орогенных зон Тянь-Шаня соответствует модели двухслойной мантийной конвекции в комбинации с двухэтажными мантийными плюмами (восходящими потоками горячих полей), которые генерируются на границе ядро-мантия и в дальнейшем трансформируются на границе верхняя мантия – нижняя мантия, распространяясь вверх до подкорового пространства. Пространственное расположение зоны, где наиболее сильно выражена связь коэффициента Лодэ – Надаи с 11-летними вариациями солнечной активно-

сти, имеет отличительную особенность в том, что здесь земная кора подсти-
гается большим объемом активной мантии (горячим мантийным плюмом)
[3]. Этот факт позволяет предположить, что вариации солнечной активности
оказывают влияние на активность мантийных плюмовых каналов.

Литература

1. Сыдыков А., Садыкова А.Б., Полешко Н.Н. Сейсмотектоническое деформирование
среды по данным о механизмах очагов землетрясений // ҚазҰТУ хабаршысы – Вест-
ник КазНТУ. 2007. № 2. С. 12-17.
2. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985.
406 с.
3. Нусипов Е., Оспанов А.Б., Шацлов В.И., Тимуш А.В. Глубинное строение ороге-
нов Гиндукуша, Памира, Тянь-Шаня и Казахского щита // Сейсмические
исследования земной коры. Новосибирск: 2004. С. 223-231.

GPS сети как глобальный многобазовый деформограф

М.Т. Прилепин

Институт физики Земли РАН, г. Москва, prilepin@ifz.ru

GPS измерения, отвечающие задачам изучения в локальном, региональном и глобальном масштабах деформаций начались со середины 1990-х годов, когда в рамках Международной Ассоциации Геодезии была создана Международная Геодинамическая Служба, позволяющая определять прецизионные координаты ИСЗ GPS на уровне 2–5 см по каждой компоненте, что существенно увеличило точность определения координат наземных пунктов и их изменений во времени. Сейчас в рамках этой службы создана сеть GPS станций, включающая более 500 пунктов на территории различных стран, к сожалению, далеко не равномерно покрывающая всю поверхность Земли. Наибольшее количество таких пунктов расположено в Западной Европе и Америке. На территории Российской Федерации функционируют сейчас 16 пунктов. По однородности набранного материала наблюдений и продуманной обработке результатов эта сеть является наилучшей из существующих для изучения глобального деформирования континентальной части литосферы. Основная роль для изучения деформационных процессов в локальном и региональном масштабах отводится сетям GPS со сторонами 50–250 км. Практически такие сети развиты сейчас во всех тектонически активных регионах, чаще всего с основной целью – изучать деформационные предвестники землетрясений. Показательны в этом плане GPS сети Японии, где на всей территории построены сети с расстояниями ~ 30 км между пунктами и сеть Америки, где создана сеть из двухсот пунктов в Южной Калифорнии, опять-таки имея в виду задачи прогноза землетрясений. GPS исследования в России, так же посвященные изучению деформационных предвестников, выполняются на Северном Кавказе [1], Камчатке [2], региона Байкала [3] и др. Поскольку землетрясение – разрывы в земной коре, когда локальные деформации достигают критических значений порядка $5 \cdot 10^{-5}$, то GPS являются надежным средством для слежения за динамикой накопления деформаций во времени, поставляя сейсмологам дополнительные инструментальные данные для прогноза. Действенность для прогноза процедуры слежения за накоплением деформаций до критического уровня подкреплена нами по материалам изучения деформаций по GPS сетям для землетрясений Измит 7.8, 1999 (Турция), Рачинское 7.1, 1991 (Грузия), Ландерс 7.5, 1992 (США) и Хектор Майн 7.1 (США). Поскольку во всех рассматриваемых случаях были известны только постсейсмические деформации, для расчета значений критических деформаций была использована процедура “нормировки”, позволяющая рассчитать локальную деформацию, если измерена региональная деформация [2]. Критические деформации для указанных четырех землетрясений оказа-

лись равными соответственно: Измитское $4.7 \cdot 10^{-5}$, Рачинское $4.0 \cdot 10^{-5}$, Ландерс $6.0 \cdot 10^{-5}$, Хектор Майн $6.7 \cdot 10^{-5}$. Использование современной измерительной технологии GPS может существенно помочь при решении вопросов сейсмического районирования, поскольку дает возможность изучить реальную картину распределения напряжений в литосфере сейсмоопасных регионов и контролировать ее изменение во времени, что позволяет перманентно обновлять карты сейсмического районирования. Изучение Альпийской зоны Западной Европы и Кавказа [6, 7] где развиты плотные сети GPS, выявило широтную зональность деформирования. Так, если в зоне $40\text{--}45^{\circ}$ региональные деформации составляют около 10^{-8} то в зоне $50\text{--}55^{\circ}$ деформация уменьшается до 10^{-9} . При этом для северной широтной зоны более чем на порядок уменьшается количество эпицентров, напрямую подтверждая связь уровня деформирования региона и его сейсмичности [5].

Литература

1. Прилепин М.Т., Балассанян С., Баранова С.М., Гусева Т.В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А., Розенберг Н.К., Сковородкин Ю.П., Хамбургер М., Кинг Р. и Р.Реилингер. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием спутниковых технологий. Физика Земли. № 6. 1997.
2. Прилепин М.Т., Баранова С.М. О нормировке деформаций, измеренных с помощью GPS // Геофизические исследования. Изд. ИФЗ РАН. Вып. 3. 2005. С. 116-122.
3. Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Мишин А.В., Передерин В.П. Исследование деформационных процессов земной коры с использованием спутниковых технологий // Исследования в области геофизики. К 75-летию ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 2004. С. 336-343.
4. Саньков В.А., Леви К.Г., Кале Э., Девершер Ж. и др. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 422-430.
5. Левин В.Е., Прилепин М.Т., Баранова С.М. К проблеме обнаружения деформационных предвестников землетрясений // Геофизический мониторинг Камчатки, 2006. С. 53-61.
6. J-M Nocquet, E.Calais. Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. Geophysical Journal International V. 154. 2003. P. 72-88.
7. M.T.Prilepin, R.Bonilla, M.-N.Bouin et al. Comparative study of Caucasus and Pyrenees as peripheral parts of the Mediterranean Alpine Belt. Proceedings of Wegener Project, Grece. 2003. P. 112-119.

Содвиги как объект тектонофизики и региональной геологии

Л.М. Расцветаев

Геологический факультет МГУ, г. Москва, rascv@mail.ru

Термин «сдвиг» введен в литературу автором доклада для обозначения таких дизъюнктивных структур, вдоль которых происходит сближение (или полное схождение) противолежащих крыльев дизъюнктивной зоны. Наряду с *дизъюнктивами раздвижения* (раздвиги, отрывно-жильные структуры) и *дизъюнктивами сдвижения* (сдвиги, надвиги, взбросы, сбросы, шарьяжи), мы выделяем особый класс *дизъюнктивов сдвижения* [10, 13, 15]. К этому классу структур мы относим захлопывающиеся трещины отрыва, стилолитовые швы, системы кливажа сплющивания, кливажные или «вязкие» разрывы [8], «дизъюнктивы сжатия» [6], трещины сплющивания [1], структуры тектонического сшивания [4, 5], зоны расплющивания (системы субпараллельных дизъюнктивов, вдоль которых происходит растекание тектонизированных масс в разные стороны – [11, 15]), а также некоторые типы тектонических сутур и региональных зон смятия.

Общая особенность всех содвиговых дизъюнктивных систем – их поперечная к действующему стрессу ориентировка. Плоскость *ab* эллипсоида деформации, поперечную оси максимального сжатия, мы предлагаем именовать *плоскостью содвига* [12, 15]. Формирование структур разрушения, перпендикулярных оси максимального сжатия, не было предусмотрено классической тектонофизикой: согласно физической теории образования тектонических разрывов [2], разрушение однородной изотропной геологической среды должно происходить вдоль плоскости отрыва или вдоль плоскостей максимальных скалывающих напряжений. Геомеханическая природа содвиговых дизъюнктивов определяется двумя фундаментальными структурно-геологическими факторами – повсеместной структурно-вещественной и реологической неоднородностью деформируемой геологической среды [5, 16] и широким развитием явлений тектонического течения горных масс в процессе деформации литосферы [5, 9]. Г.Д. Ажгирей [1] считал образование трещин сплющивания конечным результатом «дифференциального пластического течения вещества гетерогенных горных пород. В связи с гетерогенностью вещества разные участки тела будут деформироваться с разной скоростью, и трещины сплющивания возникают как поверхности раздела между участками, удлиняющимися в различной степени». Близкие представления развивал Е.И. Паталах [8], который ввел понятие ламинарного сдвигового тектонического потока как зоны продольного (чистый сдвиг, сплющивание) или сдвигового (простой сдвиг, скалывание) вязкого ламинарного течения горных пород, зажатых между двумя более жесткими блоками. Более полное объяснение тектонофизиче-

ской природы содвиговых швов можно извлечь из недавно опубликованной рукописи М.В. Гзовского, посвященной описанию внутрислойных полей напряжений и структур, возникающих в подвергающемся поперечному сжатию многослое при истечении маловязких пород из областей выжимания в области нагнетания [3]. Явление это наблюдается повсеместно – как при локальных дислокациях слоистых толщ, так и при региональных деформациях реологически неоднородных зон.

В регионально-геологическом плане вязкостная неоднородность геологического разреза области, наличие тектонически ослабленных зон, особенности флюидного и температурного режима и некоторые другие геологические факторы часто приводят к формированию *зон концентрации содвиговых деформаций*, принимающих на себя роль основных концентраторов деформации сжатия и резко увеличивающих общую неоднородность геологической среды. Региональные содвиговые зоны сложены как правило системой линзовидных, обычно крутозалегающих тектонических пластин, разделенных системой субпараллельных поверхностей скольжения. Вдоль этих дизъюнктивных поверхностей, как правило поперечных регионально действующему тектоническому стрессу, происходит растаскивание сильно тектонизированного (будинированного, кливажированного или меланжированного) материала внутренней зоны сдвига в разные стороны или выжимание его в одном каком-либо направлении («ламинарный сдвиговый тектонический поток»); важным следствием такого растаскивания и выжимания («расплющивания») является сокращение первоначальной ширины содвиговой зоны, приводящее к укорочению литосферы в поперечном содвиговой зоне направлении и сближению (а иногда и к полному схождению – «тектоническому сшиванию») противолежащих крыльев содвиговой зоны. Реализация всех трех взаимосвязанных сторон содвигового процесса (расплющивание и отток материала внутренней зоны сдвига и сдвижение его крыльев) могут существенно различаться как по амплитуде сдвижения, так и по особенностям структурного рисунка самой содвиговой зоны. Одна из важных форм структурной реализации региональных содвигов – формирование *складчатости сдвига* (системы линейных параллельных друг другу и разделяющим их содвиговым швам складок с субвертикальными осевыми поверхностями, перпендикулярными направлению максимального тектонического стресса). Другие формы – образование зон расланцевания и мегабудинажа, системы регионального кливажа сплющивания и формирование структур тектонического течения. Содвиговые зоны очень часто сочетаются со структурами продольного или диагонального к ним сдвига («транспрессивные системы») или со взбросо-надвиговыми структурами (системы «придвига» [7]). Наибольший интерес для региональной геодинамики представляют крупные содвиговые системы, возникающие вдоль границ конвергирующих крупных сиалических масс (континентальных плит или геоблоков). Такие зоны сдвижения образуют особый *контракционно-*

содвиговой тип конвергентных границ, принципиально отличный от популярного сегодня среди геологов «субдукционно-подвигового» типа межплитных сочленений. Содвиговые системы, возникающие на стыках сближающихся крупных геоблоков или плит, образуют осевые части внутри-материковых складчатых систем (таких как Б. Кавказ или Пиренеи); в краевых частях этих складчатых сооружений обычно наблюдаются тектоно-гравитационные наслоения тектонических покровов и меланжей, выжатых из рубцовой содвиговой зоны, а также продуктов их переотложения (олистостромовые и молассовые оторочки). Подсчет объема извлеченных из содвиговой зоны масс горных пород (включая продукты их последующего переотложения) даёт представление об амплитуде содвигу, которая оказывается иногда весьма значительной [15].

Литература

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд. МГУ. 1966. 364 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Гзовский М.В. Внутрислойные деформации, поля напряжений и разрывы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 60-116.
4. Лукьянов А.В. Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии (Тезисы докл. Второго Всесоюз. симп.). Киев: ИГ АН УССР. 1987. С. 108-109.
5. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
6. Малюжинец А.Г., Фролова Н.С. Механизм образования дизъюнктивов сжатия // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: МТК-ИФЗ АН СССР. 1991. С. 175-176.
7. Паталаха Е.И. Явление придвига в разломной тектонике // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1175-1179.
8. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука Каз. ССР. 1981. 180 с.
9. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8-25.
10. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ. 1973. Вып. 5. С. 57-107.
11. Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С. 118-127.
12. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173-235.
13. Расцветаев Л.М. Структуры содвижения (особенности строения и условия формирования) // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: МТК-ИФЗ АН СССР. 1991. С. 102-103.
14. Расцветаев Л.М. Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных содвиговых зон // Общие вопросы

тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2000. С. 417-420.

15. Расцветаев Л.М. Некоторые актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 333-373.

16. Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 61-70.

Дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа

Л.М. Расцветаев¹, А.В. Маринин², Т.Ю. Тверитинова¹

¹ – Геологический факультет МГУ, г. Москва, rascv@mail.ru

² – Институт физики Земли РАН, г. Москва, marinin@yandex.ru

Разноранговые дизъюнктивные системы Западного Кавказа (трещины и малые разрывы; зоны трещиноватости и геологические разрывы, картируемые на картах разного масштаба; шовные зоны и зоны концентрации деформаций регионального ранга) были объектом специального структурно-парагенетического и геолого-кинематического исследования авторов доклада на протяжении последних десятилетий. Изучение морфологических и кинематических типов дизъюнктивных структур, их соотношений со складчатостью и структурно-фациальной зональностью Западного Кавказа позволило уточнить некоторые особенности альпийской структуры и геодинамики формирования этого сложного региона.

По результатам структурно-кинематического парагенетического анализа тектонической трещиноватости на большом статистическом материале выявлены **предпочтительные ориентировки «малых дизъюнктивов» разного геолого-кинематического типа** и установлены важнейшие для Западного Кавказа **тектодинамические обстановки альпийского орогенеза**. Последние связаны с активным проявлением тангенциального сжатия, действовавшего в субмеридиональном (на всем протяжении альпийского тектогенеза), СВ (проявлялось в орогенические фазы позднеальпийской эпохи) и СЗ (проявлялось в послемiocеновое время в западной части региона) направлении.

В **региональной структуре** Западного Кавказа реализовывались перемещения и дизъюнктивные системы, отвечающие крупнейшим геолого-геофизическим неоднородностям Черноморско-Кавказского сектора литосферы; основную роль здесь играла конфигурация окраин содвигающихся Предкавказской и Черноморско-Закавказской литосферных плит, а также геологическое строение разделяющей их глубинной дизъюнктивной зоны (Западно-Кавказское звено Крымско-Кавказско-Копетдагской шовной системы). Изначальная глубинная неоднородность области сочленения этих трех крупных геотектонических структур кавказского сектора Юго-Западной Евразии определила общий структурный рисунок и стиль альпийских деформаций различных сегментов Большого Кавказа. В пределы Западного Кавказа попадает два таких сегмента – **Приморский сегмент**, охватывающий всю складчатую систему Северо-Западного Кавказа и протягивающийся с северо-запада на юго-восток от Анапы до Сухуми, и **Лабино-Кубанский сегмент**, простирающийся в широтном направлении от Майкопа до Пятигорска и охватывающий почти всю Лабино-Малкинскую моноклиналиную зону

и части зон Передового и Главного хребтов, расположенные севернее Пшекиш-Архызской дизъюнктивной системы.

По характеру дизъюнктивных деформаций и степени альпийской тектонизации осевая часть горно-складчатого сооружения Западного Кавказа резко отличается краевых его частей. В **Осевой мегазоне** большинство продольных разломов имеют крутое или вертикальное залегание и, наряду со взбросовой и сдвиговой составляющими, существенную **сдвиговую компоненту**, что сопровождается явлениями расплющивания и тектонического течения. В общем структурном рисунке Западного Кавказа явственно проявлены признаки латерального перемещения тектонического материала вдоль оси складчатого сооружения, причем заметно преобладает тектонический транспорт из области максимального сжатия и сокращения коры в центральных частях складчатого сооружения Большого Кавказа к его западной периклинали. В зонах пересечения этого тектонического потока с поперечными структурами возникают участки активного СЗ сжатия (Анапско-Таманская, Туапсинская и др. зоны поперечных складок). Структурный стиль **Южной и Северной краевых тектонических зон** совершенно иной – здесь резко преобладают складчато-надвиговые или покровно-складчатые структуры с дивергентным перемещением аллохтонных масс на десятки км к югу и на первые км – к северу.

Важнейшими элементами региональной структуры **Приморского сегмента** являются узкие протяженные тектонические зоны «общекавказского» (ЗСЗ 290–300°) простираения, различающиеся по особенностям складчатой структуры, составу и мощности слагающих их осадков, характеру магматизма и соотношениям стратиграфических комплексов в геологическом разрезе. Эти зоны разделены и осложнены региональными системами продольных, диагональных и (реже) поперечных разрывов, среди которых важнейшую роль играют транспрессивные (сжатие + правый сдвиг) системы ЗСЗ (280–310°) простираения (разломы Псебепский, Безепский, Семигорский, Цемесский, Навагинский, Тхамахинский, Бекишейский, Краснополянский, Гойтхско-Гогопсинский, Пшекиш-Архызская дизъюнктивная система и др.). На южном крыле мегантиклинория прослеживается прерывистая цепочка тектонических покровов, аллохтоны которых имеют толщину до 1–3 км, сложены сильно дислоцированными породами Абино-Гунайской (Витязевский, Невебский и Псеушхинский покровы), Новороссийско-Лазаревской (Новомихайловский покров) и Чвежипсинской (Воронцовский покров) структурно-фациальных зон и перемещены от своих корней на 10–15 и более километров. На северном крыле мегантиклинория также имеется серия тектонических покровов, однако их толщина и масса, а также амплитуда перемещения много меньше, чем на южном. Разломы и флексуры «антикавказского» простираения (ССВ 0–40°) разделяют Северо-Западный Кавказ на ступенчато погружающиеся к западу более мелкие сегменты и относятся к различным кинематическим типам – от

сбросо-раздвиговых (Джигинский, Цицинский, Курджипский разломы) или сбросо-сдвиговых (Неберджаевская, Геленджикская зоны) структур растяжения до сдвига-взбросовых (Анапско-Гостагаевская и Туапсе-Чилипсинская флексуно-разрывные системы) структур сжатия.

Основные дизъюнктивные системы **Лабино-Кубанского сегмента** Западного Кавказа (Черкесский погребенный разлом; Тырныаузская шовная зона; Приводораздельная система дислокаций, сопровождающая зону разрывов Главного Кавказского хребта) имеют широтное простирание, отчетливо выраженный спастический характер и представлены системами сближенных субвертикальных взбросо-сдвиговых швов, сопровождающихся трещинами сплющивания, региональным кливажом осевой плоскости и зонами милонитизации, расланцевания и будинажа.

Резюме. В условиях произошедшего в конце среднего эоцена столкновения и последующего сближения Предкавказской (Скифской) и Закавказско-Черноморской плит в тектодинамической обстановке общего субмеридионального горизонтального сжатия был сформирован сложный орогенный структурный ансамбль складчатого сооружения Западного Кавказа; основу этого структурного ансамбля составляет сдвига-сдвиговый парагенез Осевой мегазоны, обрамленный покровно-надвиговыми и взбросо-сдвиговыми структурами краевых частей складчатого сооружения. В пределах Северо-Западного Кавказа косая ориентировка зоны коллизии привела к широкому развитию здесь правых сдвигов, а также продольных и поперечных к ним структур сжатия. Дальнейшее содвижение форландов привело к расплющиванию и тектоническому течению мезозойско-палеогеновых толщ, с выжиманием аллохтонных масс как поперек содвиговой зоны (в виде тектонических и гравитационных шарьяжей, олистостромов и моласс, лежащих на плечи смежных форландов), так и вдоль неё (в виде латеральных тектонических потоков, выводящих тектонизированный материал из осевой зоны содвига к западной периклинальной области, где возникла Анапско-Таманская система постмиоценовых поперечных складок, флексур и разрывов). Все это привело к линейаризации и многократному сокращению ширины орогена, а также к утолщению литосферы с формированием горного рельефа и, одновременно, нисходящего тектонического потока вещества коры и верхней мантии.

Современные деформации земной коры по данным GPS-геодезии и сейсмотектоники

В.А. Саньков

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

За последние десятилетия методы GPS-геодезии нашли широкое применение для количественной оценки тектонических деформаций в широком масштабном диапазоне. Сейчас в рамках этого направления исследований превалирует тенденция перехода от измерений глобального и регионального уровня к работам на локальных полигонах, что является следствием повышения точности измерений. Однако, поскольку геодезией измеряются деформации на свободной поверхности, имеются определенные ограничения на определения, например, полного тензора деформаций земной коры. К тому же, точность измерений вертикальной составляющей движений существенно ниже точности для горизонтальной. Сейсмичность, как продукт деформаций коры, также используется для оценки напряженно-деформированного состояния средней-верхней части последней. При этом также существует ряд ограничений, связанных с применяемыми моделями очага землетрясений. Кроме того, не вполне ясно, какую часть от общей деформации коры составляют разрывные деформации. В связи с этим, сопоставление данных о деформациях, полученных с применением GPS-геодезии и сейсмотектоники (включая сейсмологические и сейсмогеологические данные) для регионов с различным режимом деформирования и на различных временных отрезках представляет интерес с точки зрения познания особенностей тектонического развития, а так же создания основ прогноза землетрясений. Ограничившись горизонтальной составляющей, возможно провести сопоставления деформаций, получаемых с применением указанных подходов, по кинематическим, пространственным и скалярным характеристикам.

Геодинамические GPS-полигоны Центральной Азии представляют полный спектр режимов деформирования коры от сжатия до растяжения (Саньков и др., 1999, 2003, 2005; Лухнев и др., 2003; Тимофеев и др., 2004; Abdrakhmatov et al., 1996; Calais et al., 1997, 2003; Wang et al., 2001 и др.). Анализ результатов измерений показал, что на генеральном и, частично, региональном уровнях максимумы сейсмической активности (ΣM_0) пространственно совпадают с максимумами скоростей горизонтальных деформаций. Повидимому, главным источником современной сейсмической активности коры региона являются горизонтальные движения. Отсутствие прямой корреляции исследуемых характеристик в области диффузных деформаций, связанных с континентальной коллизией, является следствием пространственно-временной неоднородности процесса выделения сейсмической энергии. На

сосредоточенных же границах крупных литосферных блоков (микроплит), таких, как Байкальский рифт, максимумы сейсмотектонических и общих деформаций естественным образом совпадают. Таким образом, максимумы современных деформаций в отсутствие сейсмичности, в общем случае, могут указывать на будущие сейсмоопасные зоны.

Кинематическое соответствие движений блоков по данным о голоценовых косейсмических смещения по разломам и по данным измерений методом GPS-геодезии может быть показано на примере того же Байкальского рифта. Средний азимут смещения Забайкальского блока относительно Сибирской платформы составляет здесь $140^{\circ} \pm 20^{\circ}$ при минимальной скорости 3.2 ± 0.5 мм/год (Sankov et al., 2000) и $130^{\circ} \pm 10^{\circ}$ при средней скорости 3.4 ± 0.7 мм/год (Саньков и др., в печати), соответственно. Голоценовая кинематика для большинства сейсмоактивных сдвигов Монголо-Сибирского региона также согласуется с данными измерений методом GPS-геодезии. Причем, если на больших базах скорости смещений согласуются с темпом накопления критической амплитуды сдвига, реализуемой при сильнейших землетрясениях, то на малых базах скорость современных смещений по разлому в отдельных случаях стремится к нулю. Последнее позволяет диагностировать запертое состояние разлома и предполагать, что в его зоне происходит накопление напряжений с формированием области подготовки нового сильного землетрясения. Примером является юго-восточный сегмент Главного Саянского разлома, для которого определена скорость голоценовых левосторонних сдвиговых смещений в 3.0–3.3 мм/год (Саньков и др., 2004), что соответствует скорости измеренных относительных смещений Сибирской платформы и Забайкальского блока. При этом вблизи главного сместителя разлома движения не фиксируются. К этому же району приурочена зона сейсмического затишья. Опираясь на концепцию сейсмического цикла с фиксированным периодом накопления напряжений и сбросом их в результате быстрых смещений, новые данные в пользу которой приведены в работе (McGuire, 2008), можно оценить время накопления критического смещения блоков и использовать его для прогноза сейсмической опасности.

В рамки представлений Ю.В. Ризниченко о сейсмотектоническом течении горных масс вписываются результаты сопоставления данных о сейсмотектонических деформациях, полученных с использованием механизмов очагов и энергетических характеристик землетрясений, с общими деформациями, вычисленными по данным GPS-геодезии. Как для области растяжения (Байкальский рифт), так и для областей с преобладанием транспрессии (Монгольский и Гобийский Алтай) показано хорошее согласование результатов расчетов по типу деформирования и по направлению осей горизонтальных деформаций (Лухнев и др., 2003; Саньков и др., 2005; Радзиминович и др., 2006). Исключение составляют зоны влияния постсейсмических деформаций сильных землетрясений региона, например, Могодского (05.01.1967, $M_s = 7.5$). Более неоднозначно соотношение скалярных величин деформаций,

полученных разными методами. Типично, когда сеймотектонические деформации составляют первые проценты и доли процента от общей деформации. Такие результаты с учетом данных за период инструментальных наблюдений за землетрясениями получены для южной части Байкальской впадины (Радзиминович и др. 2006; Мельникова, Радзиминович, 2007). На примере Тянь-Шаня к этому выводу пришли авторы работы (Сычева и др., 2005). Заметим, что за исследованные периоды в регионах не происходили сильные землетрясения. Расчеты сеймотектонических деформаций для более продолжительного периода времени на примере Западной Монголии сделаны по данным о сильных землетрясениях (Саньков и др., 2005). Учитывая период накопления со времени Великого Монгольского землетрясения (1761, $M = 8.3$), скорость укорочения коры составила по меридиональной компоненте $5.0 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$, а удлинения по широтной компоненте $1.5 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Для расчетов скорости полной тектонической деформации использованы данные о смещениях перманентных GPS-пунктов, находящихся в пределах стабильной Северной Евразии и Джунгарского блока. Максимальное горизонтальное укорочение по направлению СВ34° имеет скорость $8.67 \pm 0.31 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$, а скорость удлинения в перпендикулярном направлении составляет $1.48 \pm 0.78 \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}$. Близкие значения скоростей деформации, полученные разными методами, указывают на то, что реализация накопленных тектонических напряжений в пределах исследуемого участка земной коры происходила, главным образом, за счет быстрых сейсмогенных смещений по разломам. Определенную роль сыграли и триггерные процессы (Chery et al., 2001; Politz et al., 2003), способствовавшие реализации ранее запасенной энергии. Необходимо отметить высокую долю упругих деформаций на временах 10-1000 лет. Интересно, что для Провинции Бассейнов и Хребтов также получены близкие значения скорости выделения сейсмической энергии за исторический период и скорости деформаций, выраженной в виде «геодезического момента» (Pancha et al., 2006).

Дальнейшее развитие исследований методом GPS-геодезии, уплотнение геодезических сетей и увеличение количества перманентных GPS-пунктов, позволит углубить наши знания о соотношениях между современными деформациями земной коры и сейсмичностью, а также шире использовать количественные данные о деформациях в целях оценки сейсмической опасности.

Работа выполняется при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 08-05-00992_а, 08-05-98113-р_сибирь_а), программы РАН (проект 16.3) и СО РАН (ИП № 87).

Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня)

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

Научная станция РАН «Бишкек», г. Бишкек, Киргизия, enelya@gdirc.ru

Последние полтора десятка лет оказались сейсмически беспокойными для нашей планеты. Не составила исключение и территория Тянь-Шаня, на которой за последние годы произошло Суусамырское землетрясение и ряд других. Согласно мониторинговой системе сейсмических станций сети KNET ежедневно на этой территории происходят сейсмические события слабой или средней силы. И каждое землетрясение это трещина в неоднородном материале – земной коре. Представляется важным исследование процесса интенсивности деформаций земной коры и процесса накопления трещин в земной коре, скопление которых может привести к образованию генерального разрыва – крупного землетрясения.

Для проведения исследований был использован каталог сейсмических событий по данным сети KNET за 1994–2007 гг. За это время на исследуемой территории произошло 6370 событий, плотность которых неоднородна по территории, и в отдельных зонах их концентрация достаточно высока. Это дает основание оценить исследуемые характеристики, как по всей исследуемой территории, так и по отдельным, условно выделенным зонам.

При оценке *величины интенсивности деформации* (I_{Σ}) [1] для каждой из выделенных областей вертикальный размер деформированных областей был принят равным 30 км, что соответствует мощности сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня и модуль сдвига $\mu = 3,0 \cdot 10^{11}$ дин/см² (для преобладающих горных пород в верхнем этаже земной коры).

Полученные значения интенсивности деформации по всем зонам имеют порядок 10^{-10} год⁻¹. Зоны Киргизского хребта и Талассо-Ферганского разлома имеют наиболее значимые и идентичные значения интенсивности деформации ($0,43 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹). Наиболее высокий уровень деформации имеет Кочкорская зона ($0,23 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹). К менее деформируемой можно отнести зону Суусамырской впадины ($0,04 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹). По данным GPS для Северного Тянь-Шаня она составляет $(20\text{--}30) \cdot 10^{-9}$ год⁻¹.

Не смотря на достаточно короткий период исследования (14 лет), было отмечено, что скорость деформации изменяется во времени. По каждой зависимости $I_{\Sigma}(t)$ построены линейные тренды $\text{Log}(I_{\Sigma}(t))$. Наличие угла наклона тренда показывает, что интенсивность деформации возрастает со временем для всех исследуемых зон, при этом вычисление $\sin$ этого угла позволило отметить зоны, имеющие наиболее высокую скорость изменения

интенсивности деформации: Кочкорская зона и зона Киргизского хребта. Эти зоны, характеризуются тем, что в последнее время на них произошли достаточно значимые землетрясения с $K > 13$.

Дальнейшие исследования интенсивности проведены для зон, которые характеризуются различными режимами СТД в работе [2]. Изменение интенсивности деформации для Восточной и Западной зоны во времени представлены на рис. 1а. Наиболее интенсивно процесс деформации протекает в восточной зоне территории внутри сети KNET. Об этом свидетельствует более крутой угол наклона тренда $\text{Log}_{10}(I_{\Sigma}(t))$ для Восточной зоны, чем для Западной, которая при этом характеризуется самой высокой скоростью изменения интенсивности деформации из всех зон, исследуемых в данной работе.

Исследование *параметра сейсмогенных разрывов* проведенное по тем же зонам свидетельствует о различных темпах деструкции материала в этих зонах. Северная зона характеризуется более стабильным изменением исследуемого параметра, чем в Южной зоне, которая характеризуется наиболее высоким уровнем деструкции в 90-е годы и стабилизацией процесса на определенном уровне в последние годы. На современном этапе обе эти зоны имеют идентичные скорости накопления трещин.

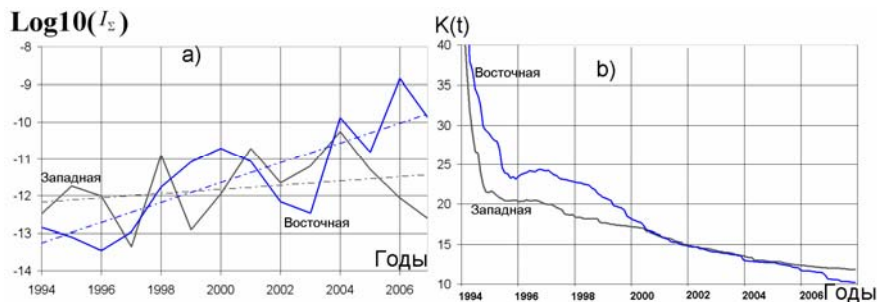


Рис. 1. Изменение интенсивности деформации(а) и параметра трещиноватости (б) для Западной и Восточной зоны территории внутри сети KNET.

В Суусамырской зоне наблюдается наиболее высокий уровень деструкции материала в 90-е годы, которые характеризуются потоком афтершоковых событий Суусамырского землетрясения. В последнее десятилетие скорость изменения параметра трещиноватости носит более устойчивый характер для этой зоны, а для зоны Киргизского хребта и Кочкорской зоны это параметр свидетельствует о высоком уровне деструкции материала.

Более высокий уровень деструкции характерен для Западной зоны территории внутри сети KNET до 2000 года, а для Восточной с началом 2005 года. В период с 2000 по 2003 годы, период сейсмического затишья, уровень деструкции Западной и Восточной зоны имеют эквивалентные значения (рис. 1б). По физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов но-

сит кумулятивный характер и определяет условие неустойчивости. Начиная с 2004 года на территории Восточной зоны произошло несколько землетрясений с $K > 13$.

По физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов носит кумулятивный характер и определяет условие неустойчивости. Каждый сейсмоактивный объем V_j (или группа объемов) проходит свой сейсмический цикл, начиная от стадии накопления тектонических деформаций до стадии сбрасывания напряжений в результате произошедшего землетрясения, сопровождающегося афтершоками или, возможно, без них. Полученные данные по сейсмогенным разрывам не доходят до критического значения, отмеченного в различных источниках, нет достаточно четко выраженных аномалий, которые также оцениваются, как предвестники сильных землетрясений. Эти факты можно объяснить следующими соображениями: либо проявился небольшой по времени период наблюдений, либо в исследуемом объеме состояние среды еще достаточно далеко до возникновения сейсмогенных разрывов, соответствующих сильным землетрясениям.

Авторы признательны С.Л. Юнга и А.Д. Завьялову, без сотрудничества с которыми данная работа не могла быть выполнена.

Настоящее исследование осуществлено частично благодаря проекту по Программе № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН и гранту РФФИ № 07-05-00687а.

Литература

1. Лукк А.А., Юнга С. Л. Сейсмотектоническая деформация Гармского района.// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24-43.
2. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62-78.

Дизъюнктивные нарушения как фрактальные динамические системы

Т.Ю. Тверитинова, Н.Н. Курдин

Геологический факультет МГУ, г. Москва, tvrtat@geol.msu.ru

Слоисто-блоковое строение Земли обусловлено наличием стратифицируемых геосфер, обусловленных субгоризонтальной расслоенностью Земли (1), и нестратифицируемых геосистем, обусловленных различно ориентированной тектонической делимостью – дизъюнктивными нарушениями (2). Размеры геосфер и геосистем колеблются от первых сантиметров и меньше до многих сотен и тысяч километров. При этом мощность геосфер и глубина заложения составляющих их геосистем в целом соответствуют друг другу [4].

Дизъюнктивные нарушения (дизъюнктивы), а также разделяемые ими блоки (вещественно-дислокационные тектонокомплексы), обладая свойством дробности элементов при сохранении их подобия, характеризуются многоуровневой структурной организацией, т.е. являются фрактальными объектами. Математически это выражается фрактальной размерностью (D) дизъюнктивов (и блоков), показывающей соответствие объема дизъюнктивов (и блоков) объему включающего их геологического пространства. При общей размерности геологического пространства "3", часть его занята блоками с размерностью $0 < D < 3$, часть – межблоковыми дизъюнктивными системами также с размерностью $0 < D < 3$. В плане блоки и межблоковые дизъюнктивы занимают площадь с общей размерностью "2", составляя сумму размерностей площади блоков $0 < D < 2$ и площади межблоковых дизъюнктивов $0 < D < 2$.

Все природные фрактальные системы как «заполнители пространства» являются геометрическими фракталами, а как системы, развивающиеся во времени – динамическими. С этой точки зрения любые фракталы характеризуются определенными параметрами в законах геометрического самоподобия (фракталы с точки зрения пространственной геометрии) и воспроизводимости во времени (фракталы с точки зрения динамики развития фрактальной системы) [1].

Разномасштабные дизъюнктивы – система плоских в объеме (или линейных в плане) объектов, разделяющих геологические массивы на изолированные или полуизолированные блоки. Элементарная составляющая системы – элементарный дизъюнктив – сложно построенный объем относительно малой мощности с площадью ($s_r = l_e^2$), динамически развивающийся в неоднородном нелинейном неравновесном самоорганизующемся открытом геологическом пространстве с нестационарными динамическими внутренними и внешними напряжениями.

Свойства дизъюнктивов как геометрической фрактальной системы проявляются в самоподобии структурных рисунков дизъюнктивов на любом

структурном уровне – от глобальных общепланетарных структур (подвижных поясов и складчатых систем) до микротрещиноватости. Рассматривая структуры разрушения геологической среды в любом масштабе, мы видим повторяющиеся сочетания элементарных для данного уровня дизъюнктивов в более сложные системы – зоны концентрации деформаций [2]. Это касается как собственно делимости (дизъюнктивов) геологической среды, так и их различных морфокинематических систем.

Свойства дизъюнктивов как динамической фрактальной системы проявляются в самоподобии параметров изменяющихся во времени и пространстве полей тектонических напряжений. Сохранение законов разрушения геологической среды в этом случае определяет самоподобие геометрического пространственного образа фрактальной системы дизъюнктивов, т.е. система дизъюнктивов как геометрический фрактал остается с течением времени также самоподобной. Динамические параметры дизъюнктивных систем мы фиксируем, как и параметры геометрического самоподобия, по структурным рисункам дизъюнктивных систем, но уже с учетом разновозрастности дизъюнктивных деформаций. Для каждого этапа развития геологического объекта мы говорим об определенных условиях нагружения геологического объема (сжатие – растяжение, сдвиг, кручение и т.д.) и результатах разгрузки напряжений в виде определенных (и определенным образом связанных) дизъюнктивов.

Дизъюнктив в трехмерном пространстве $S_f = s_r^l \times l_r^{0 < D < 1}$. Если $s_r = l_r^2$, то общий фрактальный показатель множества дизъюнктивов в объеме $V_r = l_r^3$ должен превышать 2. Значение мощности дизъюнктива $\Delta = l_r^{0 < D < 1}$ малая, но значимая величина, т.е. множество отрезков размером Δ могут покрыть значительную часть длины l_r^1 , а плоскости $S_r = l_r^2 \times l_r^{0 < D < 1}$ заполнить определенную часть пространства $V_r = l_r^3$. При этом фрактальная размерность множества этих плоскостных элементов составит в объеме $2 < D < 3$ (а в плане – $1 < D < 2$).

Теоретический расчет фрактальной размерности системы дизъюнктивов нескольких структурных уровней приведен в работе [3]. В этой же работе сделан расчет фрактальной размерности дизъюнктивных нарушений в слабодислоцированных карбонатных толщах верхнего мела вдоль эскарпа Джинальского хребта (Центральный Кавказ) с оценкой их количественных параметров. При содержании в геологическом объеме со стороны не превышающей длины крупнейшего в нем дизъюнктива 10.1% дизъюнктивов объемная фрактальная размерность дизъюнктивов составит ~2.1 (в плане – 1.1).

Чем больше фрактальная размерность системы дизъюнктивных нарушений, тем больше нарушенность геологической среды и выше ее динамическая неустойчивость. Динамическая неустойчивость проявляется во взаимодействии дизъюнктивов соседних уровней и формировании в геологическом объеме новых структур разрушения, что сопровождается на региональном структур-

ном уровне сейсмическими процессами. Фрактальная размерность увеличивается при уменьшении разности параметров дизъюнктивов соседних уровней, достигая максимальных значений при $2 > q > 1$. При $q > 2$ фрактальная размерность системы разрывных нарушений резко уменьшается, приближаясь к размерности главной системы, т.е. чем более резко отличаются дизъюнктивы соседних структурных уровней, тем более устойчива вся система в целом.

Литература

1. Классификация фракталов // <http://fractalworld.xaoc.ru/article/class.html>
2. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: «Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов». М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173-235.
3. Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н. Дизъюнктивные нарушения как фрактальные динамические системы // Синергетика геосистем. М.: 2007. С. 110-115.
4. Юшманов В.В. Фрактальная делимость планеты и ее роль в организации, иерархическом распределении и эволюции природных и природно-социальных наземных геосистем // <http://pozdneyakov.tut.su/Seminar/a0101/a011101.htm>

Современные движения Горного Алтая, тектоническая составляющая и движения, связанные с крупным землетрясением (по данным GPS измерений)

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

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

Современные движения Горного Алтая до 2000 года изучались методами классической геодезии, т.е. проведением нивелирования первого класса с периодичностью 20–30 лет. В 2000 году силами Института была заложена геодинамическая сеть для измерений методом GPS. Целью работы было получение 3D смещений точек сети для выделения тектонической составляющей движений и определения смещений, связанных с сейсмическим процессом Алтае-Саянской зоны. Для решения поставленных задач измерения проводились двухчастотными геодезическими приемниками TRIMBLE 4700 (4 прибора) и SOKKIA (4 прибора). Использована жесткая центровка антенн на сетевых пунктах и одновременность наблюдений по сети. Построена и ведет непрерывную регистрацию с 2000 года постоянная станция NVSK мировой сети IGS в районе Новосибирска (Ключи). Одновременно с закладкой сетевых пунктов наблюдений оборудованы пункты на сейсмостанциях Алтая. С 2004 года на сейсмостанциях базируется региональная сеть станций космической геодезии с приемниками SOKKIA. Обработка результатов измерений проводится с помощью программного пакета GAMIT-GLOBK. При обработке учитываются данные постоянных станций Евразии [1, 2]. Рассматривалось решение относительно постоянных станций севера Азии и Евразии, относительно модели NUVEL-1A, относительно нашей постоянной станции NVSK (Ключи, Новосибирск) и относительно наших сетевых станций, расположенных в северной равнинной части территории максимально приближенных к району Горного Алтая. К настоящему времени по сети из 20 пунктов наблюдений проведены восемь циклов измерений в районе Горного Алтая и его предгорий. Создание в этом районе сети GPS станций позволило соединить соответствующие сети Средней Азии, Тувы и Байкальской рифтовой зоны [3, 4, 5, 6]. Анализ результатов наблюдений по этим сетям, с привлечением данных по Монголии и Китаю, позволил получить картину современных движений всей активной части Центральной и Восточной Азии; выявить закономерности современного деформирования земной коры; рассматривать вопрос о влиянии Индо-Азиатской коллизии; изучать особенности проявления коллизии на её северной границе – областей активных современных процессов на Алтае, в Туве и в Байкальской рифтовой зоне. Важным итогом работы является получение поля скоростей перед сильнейшим Чуйским землетрясением на юге Горного Алтая (27.09.2003 г, $M = 7.3 \div 7.5$) [7, 8], в котором выявлены аномалии в

распределении скоростей современных движений земной коры. В эпоху перед землетрясением (2000–2003 гг) на территории Горного Алтая выделено две группы станций с северо-западной и северо-восточной ориентацией смещений. Величины годовых скоростей для первой группы (от пункта Курай до пункта Усть-Кан) оказались на уровне от 0.5 до 3 мм в год. Для второй (от пункта Укок через Чаган-Узун до пункта Язула) скорости достигали максимальных величин по изучаемой территории 5–13 мм в год. Величины вертикальных смещений по абсолютному большинству пунктов составили 1–4 мм в год с аномальной сменой знака движений в зоне будущего эпицентра. В результате анализа поля смещений Азии с юга на север можно сделать вывод о том, что на юге Горного Алтая резко падает скорость смещения на север. Дефицит смещений на север позволяет сделать приблизительную оценку накопленных в зоне будущего землетрясения смещений (около 2 метров). ССВ-ое смещение, прослеживаемое от Тибета-Гималаев через западный Китай и западную Монголию, распадается на С–З, наблюдаемое потом в западной части Горного Алтая и юго-восточном Казахстане, и С–В, которое далее на восток переходит в восточное (Тува, Монголия, западная часть Байкальской рифтовой зоны). В зоне будущего эпицентра Чуйского землетрясения происходит разделение смещений, а сдвиговая компонента достигает максимума. Измерения после Чуйского землетрясения позволили выделить значительные косейсмические смещения (эпоха 2003–2004 гг). Ближайшие к сейсмическому разрыву пункты оказались на расстоянии 15–35 км по обе стороны разрыва. Зарегистрировано правостороннее смещение эпицентральной области со смещениями на пунктах до 0.35 м. Величины смещений убывали с увеличением расстояния от разрыва. Распределения смещений после землетрясения и особенности поля скоростей до события приводят к выбору модели упругой отдачи для описания смещений в эпицентральной зоне. Экспериментальные результаты и 2D-модельные соотношения позволили определить смещения на линии разрыва (2 метра), глубину разрыва (от 5 до 15 км в разных частях эпицентральной зоны) и сделать оценку сдвиговых напряжений в 4 МПа [9, 10]. Как показали полученные результаты, при землетрясениях сдвигового типа магнитудой $M > 7$ измеримые смещения земной коры охватывают территорию с размерами до сотен километров. В период постсейсмических смещений (2004–2007 гг) скорости упали до 3–9 мм/год, при этом сохранилась ориентация смещений (правосторонний сдвиг). Анализ моделей коры позволяет предложить двухслойную модель типа упруго-хрупкая верхняя кора и вязкоупругая нижняя кора. Используя величины, полученных скоростей постсейсмических смещений и деформаций в эпицентральной части, а также величину снятого сдвигового напряжения получена оценка вязкости нижней коры $7 \cdot 10^{20}$ Па с. Период релаксации напряжений для Горного Алтая можно определить в 300 лет. Анализ данных за весь период измерений с исключением юго-восточной части Горного Алтая (зоны, охваченной процессами, связанными с

Чуйским землетрясением) позволил получить предварительную картину современных тектонических смещений Горного Алтая. Получено смещение центральной и западной части Горного Алтая на северо-запад, величины годовых скоростей горизонтальных смещений около 2 мм. Остается открытым вопрос о возможности смещения активного сейсмического процесса с юга Горного Алтая на север или восток региона. Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 07-05-00077.

Литература

1. Boucher C., Altamimi Z., Sillard P. Results and analysis of the ITRF97 // IERS Technical note. V. 27. 1999. 191 p.
2. Drewes H., Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models. // In: M.Feissel (Ed.): Geodynamics, IAG Symposia, Springer. 1998.
3. Peltzer G., Saucier F., Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates // J.Geophys.Res., December 10, 1996. V. 101, B12. PP. 27,943-27,956.
4. Саньков В.А., и др. 1999. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. Т. 40, № 3. С. 422-430.
5. Calais E. et.al., 2002. Are post-seismic effects of the M8.4 Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area? // Geophys. J. Int. V. 149. С. 157-168.
6. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Дучков А.Д. и др. Космогеодезические исследования современной динамики западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (11). С. 1208-1215.
7. Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. Параметры землетрясения 27 сентября 2003 года на Алтае по инструментальным данным // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН» № 1(21). 2003.
8. Арефьев С.С. и др. Очаг и афтершоки Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 года // Физика Земли. 2006. № 2. С. 305-315.
9. Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г. Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады РАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 804-809.
10. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э. и др. Поля и модели смещений земной поверхности Горного Алтая // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 8. С. 923-937.

О структурно-динамических условиях и механизмах сейсмогенных дислокаций некоторых очаговых зон сильных землетрясений Тянь-Шаня

Р.А. Умурзаков

Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан

ГП «Геологический музей» Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Узбекистан, umrah@mail.ru

Сейсмотектоническое обследование эпицентральных областей сильных разрушительных землетрясений позволяет собрать первичный материал, который превращается в ценный фонд данных о реальной картине явления. Много сделано в этом направлении коллективами сейсмогеологов различных времён и институтов [1–2]. Вместе с осуществлением исследований в этом направлении, нами проводилось картирование элементов позднекайнозойской тектоники, особенностей проявления сети трещиноватости, кинематики блоков с реконструкцией полей тектонических напряжений. Приводится описание полученных результатов на некоторых примерах очаговых зон сильных землетрясений Каржантауского, Талассо-Сусамырского, Гиссарского регионов: Таваксайского (06.12.1977, $M = 5.0$), Сусамырского (19.08.1995, $M = 7.2$), Каратагского (21.10.1907, $M = 7.0$). Для каждой эпицентральной области на основании материалов детальных полевых исследований и опубликованных данных были составлены структурно-динамические схемы.

Эпицентральная область Таваксайского землетрясения приурочена к юго-западной периклинали Каржантауского хребта. Выявлена и описана сложная структурная зональность, которая обусловлена взаимодействием структурно-тектонических элементов разных рангов. По разрывным нарушениям субмеридиональной и северо-западной ориентировки отмечены левосдвиговые составляющие подвижек. По разрывам северо-восточного (юго-западного) простирания отмечены преимущественно правые сдвиги. Показано, что северо-западное и юго-восточное крыло, осевая зона и периклиналиальная часть Каржантауской структуры, имеют различный характер поля напряжений. Общее для участка поле напряжений имеет субгоризонтальную северо-западную ориентировку оси сжатия при наклонном положении двух других. Ось растяжения, имеет больший наклон, и субмеридиональную ориентацию [3]. В пределах описываемого района, к западу от Акташа в междуречье Шуробсай – Хондайлык находится палеосейсмогенная структура «Шуробсай» [3]. Формирование её автор связывает с крупным сейсмогенным провалом участка к югу от горы Сарытепа. Правосторонние составляющие смещений по Каржантауской зоне разрывов и левосторонние по Шуробсайской привели к образованию зоны интенсивных растяжений на участке их пересечения. Проведен сравнительный анализ реконструкций поля напряжений с определениями механизма очага Таваксайского землетрясения по

сейсмологическим данным. Отмечено, что формирование очага обусловлено, не столько наличием зоны Каржантауского разлома северо-восточного простирания, сколько динамическими условиями взаимодействия Акташского и Азатбашского сводо-блоковых поднятий и сопряженных с ними блоком Чирчикской депрессии.

Приводятся результаты реконструкции поля тектонических напряжений эпицентральной зоны Сусамырского землетрясения (19.08.1992, $M = 7.2$). Она находится в пределах Талассо-Сусамырской горной области, где в современном структурном плане региона в тектоническом сочленении находятся Талассо-Алатауская и Киргизская горст-мегантиклинали, Сусамырская впадина, Сусамыртауская и Арамзатауская горст-антиклинали. Получена и описана структурно-динамическая схема региона. Южное крыло Сусамырской грабен-синклинали разбито разрывными нарушениями. По ним палеозойские породы Арамзатауской горст-антиклинали и отчасти Сусамырской горст-антиклинали взброшены на молодые палеоген-неогеновые. Признаки активности Арамсинского и других разломных зон выражены по деформациям террасовых поверхностей, ступенями в рельефе, родниковыми проявлениями. Сейсмодислокации землетрясения 19.08.1992, выраженных в рельефе, образуют две системы трещин, составляющих парагенез-субширотная и северо-западная. Восстановленное по ним поле напряжений с учетом кинематических данных сколовых плоскостей, соответствует механизму очага землетрясения и согласуется с полем напряжений этой горной области, полученным по структурно-геологическим данным [4]. Возникновение очага землетрясения 19.08.1992 является результатом сдавливания участка земной коры между Талассо – Алатауской и Молдотауской горст-антиклиналями, при котором произошел мгновенный выброс части блока Арамзатауской горст-антиклинали, ограниченного с запада зоной Арамсинского разлома, с севера – зоной сейсмогенного взброса.

Подобные исследования проведены в районе проявления серии очагов Каратагских землетрясений 1907 года [5], в пределах западной части Гиссарского хребта и Юго-Западных отрогов Гиссара. Полученное региональное поле напряжений свидетельствует, что здесь наиболее вероятно формирование северо-западных взбросовых и левосдвиговых структур разрушения, а также северо-восточных взбросовых и правосдвиговых разрывных структур. В отдельных структурах Юго-Западного Гиссара отмечается тип поля напряжений, который характеризуется простиранием оси сжатия вдоль основных структур. Выделены дугообразные элементы структуры, которые отмечаются и внутри Гиссарского горного поднятия (Сурхантау-Гиссарский) и южнее – Гулиоб-Навоинский. Между ними оказывается зажатой узкая Зевар-Пошмикуна-Такобская грабен-синклиналь, которая объединяет в узкую зону большинство локальных мезозойско-кайнозойских впадин южных склонов Гиссара [5]. Делается вывод, что возникновение Каратагских очагов связано с накоплением и разрядкой

напряжений в зоне сочленения и динамического взаимодействия этих блоков. К этой зоне приурочены также очаги Байсунского (08.07.68, $M = 4.7$), Чуянчинского (27.10.1907, $M = 6.2$) землетрясений. К впадинной части приурочены очаги небольших и сравнительно неглубоких землетрясений (1966, $M = 3.9$, 1968, $M = 3.9$). Они объединяются общностью полученного типа напряженно-деформированного состояния сейсмогенных блоков, с которым связываются механизмы их очагов.

Сопоставление полученных данных разных участков орогенной области Тянь-Шаня позволяет говорить о наличии единой причинной (генетической) обусловленности возникновения благоприятных зон сейсмогенной деформации, а положение очагов и их механизмы отражают местные особенности сеймотектонической обстановки. Отмечается сходство механизма очага землетрясений, полученного по данным сейсмогеологических обследований первичных сейсмодислокаций, с реконструкциями позднекайнозойского поля напряжений по кинематическим данным трещинных структур. Это обстоятельство вселяет надежду на возможность прогнозирования механизма очага готовящегося землетрясения.

Литература

1. Бронников М.М. Каратагское землетрясение // Изв. Геол.-го Ком.-та. М.: 1908. Т. 27, № 147. С. 212-287.
2. Рогожин Е.А., Овсяченко А.И. и др. Сейсмодислокации Олиторского землетрясения в Корякии 20(21) апреля 2006 г // Доклады РАН. 2008. Т. 419, № 3. С. 397-399.
3. Умурзаков Р.А. Механизм позднекайнозойского структурообразования и современных сеймотектонических дислокаций юго-западной части Каржантауского хребта (Таваксайский полигон) // Геология и минеральные ресурсы. 1999. № 3. С. 40-47.
4. Умурзаков Р.А., Бакиев М.Х., Ярмухамедов А.Р., Ирушкин С.А. Геолого-тектоническая обстановка и остаточные сейсмогенные деформации района проявления очага Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 года // Узбекский геол. ж. 1995. № 2. С. 12-19.
5. Умурзаков Р.А. Позднекайнозойские тектонические напряжения и сейсмогенные деструктивные зоны Юго-Западного Гиссара // Актуальные проблемы научных исследований сейсмоактивных территорий: Материалы республик. научной конференции. Душанбе: 2007. С. 44-50.

Особенности распределения тектонических напряжений в различных участках геоструктурных элементов по данным экспериментального моделирования и полевых тектонофизических наблюдений

Ш.Д. Фатхуллаев, Р.А. Умурзаков

ГП «Геологический музей» Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Узбекистан, umrah@mail.ru

Тектонофизические исследования имеют существенное значение при решении трех главнейших проблем, определяющих благосостояния общества:

1) при решении различного рода задач по обоснованию размещения и прогнозированию позиций рудных полей и месторождений полезных ископаемых;

2) при изучении механизмов формирования новейших и современных структурных форм для оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений;

3) при обосновании мест расположения наиболее важных объектов народного хозяйства, катастрофические разрушения которых могут повлечь за собой бедствие и ущерб.

Основу использования единого тектонофизического подхода к решению столь разнородных задач, различающихся возрастным охватом и генетической природой изучаемого объекта (рудного поля и очага землетрясения), — является общность свойств геологической среды, с наблюдаемой дискретностью ее организации и проявлением свойств целостности при переходе от одного объема к другому [1, 2, 3].

В области **первой группы** задач, в результате тектонофизических исследований, в частности, на моделях земной коры Средней Азии установлено, что реальное геологическое пространство имеет неоднородность, обусловленную наличием многочисленных гетерогенных двухмерных структурных элементов — трещин, разломов, поверхностей стратификации, контактов, оказывающих влияние на напряженное состояние и процессы деформирования. Они определяют неравномерность распределения тектонических напряжений и обусловленных ими деформаций, а также многие кинематические особенности структур. Однако, при детальном анализе, выделяются участки геологической среды с однородным строением, где совокупность физико-механических условий позволяет считать их относительно однородными. Такие участки, чаще, проявляются локально. Вместе с тем, в настоящее время известно, что при увеличении объемов при суммировании множества таких локальных объемов вновь могут возникать, качественно новые однородные свойства [2, 3]. Отсюда следует, что роль влияния тектонического режима на структурные особенности обособленных позиций месторождений полезных ископаемых зависит от соотношения региональных

и локальных планов деформаций, а также влияния сочетаний пород с различными деформационными свойствами [3].

На основе исследования физических и механических свойств горных пород, с учетом литологического и петрографического состава в Центральной Азии выделены семь главных геологических формаций – сланцевая, карбонатная, карбонатно-терригенная, терригенная, вулканогенная, интрузивная, контактово-метаморфическая. По характеру сочетаний формаций в палеозойском структурном этаже Центральной Азии выделены **три типа** геологической среды (разреза): однородный, двухчленный и трёхчленный. Приводится характеристика каждого типа среды с описанием особенностей изменений геологических и физико-механических условий. Основным показателем этих сред является характер и соотношение проявляющейся деформаций в целом, и отдельных её составляющих элементов – толщ различного состава. Они отражаются на особенностях проявления некоторых типов структур месторождений и рудных полей, что является поисковым и классификационным признаком типов месторождений [4].

Подобными исследованиями была охвачена огромная территория Тянь-Шаня, для которого были выяснены тектонофизические условия, в частности, особенности распределения тангенциальных напряжений, определившие отдельные стадии формирования его крупных структурных зон, и впоследствии, позволившие выделить отдельные позиции, развитые на фоне региональных структур. Приводится анализ распределения рудных полей Средней Азии и отмечается их закономерная приуроченность к разгруженным от тектонических напряжений участкам глубинных и крупных разломов, которые составляют до 90% промышленных рудных полей.

В области **второй группы** задач, связанной с изучением сейсмической опасности тектонофизический анализ охватывает широкий спектр деформационных процессов разрушения, складкообразования, сдвигов, тесно связанных с особенностями напряженного состояния литосферы. Они определяют генетическую природу очагов землетрясений. Исследования особенностей распределения касательных напряжений определяет возможность прогнозирования сейсмоопасных зон. Анализ общего напряженного состояния среднеазиатского региона показывает, что он оказывается под влиянием направленного действия усилий – с юга Таримского массива, с запада – Туранской плиты, и с севера структур Западно-Сибирской низменности. В целом, выделены отдельные регионы, где соотношение в пространственной ориентации осей главных напряжений сжатия, промежуточного и растяжения отличается от общепринятого для Средней Азии общерегионального поля напряжений, которое характеризовалось субмеридиональным положением оси сжатия. Такое положение проявляется не повсеместно – и характерно лишь для Чаткало-Кураминской и Туркестано-Зарафшанской горных областей. Полученные данные о проявлениях полей напряжений разных уровней в пределах отдельных участков позволили по-

строить детальную структурно-динамическую картину и описать механизмы формирования очагов землетрясений [5] в пределах Каржантауского, Чаткальского, Таласского, Гиссарского районов. Анализ распределения сейсмичности в отдельных областях Западного Тянь-Шаня позволяет считать, что очаги землетрясений, приурочены к участкам наложения разрывных деформационных процессов.

Третья группа задач имеет специфические особенности потому, что тесно зависит от жизнедеятельности и предпринимаемых действий человека. Неудачный выбор места строительства объекта, например, атомной электростанции, приведет к значительному повышению риска. Также и со строительством водохранилищ, или с не верным учетом опасности природных, а также искусственных резервуаров. Опасность их определяется двумя признаками – проницаемостью и нежелательным обводнением пространства, и возможностью разрушения дамбы и плотины. На основе экспериментального моделирования, полевого изучения структурно-кинематических особенностей деформаций массивов горных пород, а также аналитической проработки материалов показывается возможность выделения динамически нагруженных и разгруженных участков, пространственного распределения мест наиболее благоприятных к разрушениям и подвижкам. Они служат показателем для определения положений опасных и безопасных для освоения территорий, и могут быть использованы для прогнозирования устойчивых позиций при строительстве крупных технических сооружений, а также при исследовании позиций катастрофически опасных объектов.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
2. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829-834.
3. Николаев П.Н. Тектонодинамический анализ. М.: Недра. 1992. 340 с.
4. Фатхуллаев Ш.Д. Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука. 1985. С. 147-150.
5. Умурзаков Р.А. К оценке поля сейсмогенерирующих напряжений в области готовящегося землетрясения // Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений. Ташкент: 2004. С. 180-183.

Верхоянский складчато-надвиговый пояс: строение и возможные механизмы формирования

А.К. Худолей¹, А.В. Прокопьев²

¹ – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
khudoley@ah3549.spb.edu

² – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
prokopiev@diamond.ysn.ru

Верхоянский складчато-надвиговый пояс располагается к востоку от Сибирской платформы, простираясь более чем на 2000 км при ширине около 500 км. В его строении отчетливо выделяются две зоны, отличающиеся как по структурному стилю, так и составу пород [1, 2, 5].

Внешняя зона имеет отчетливое чешуйчато-надвиговое строение и по особенностям строения делится на Западно-Верхоянский и Южно-Верхоянский сектора, причем первый из них, в свою очередь, делится на четыре сегмента. В пределах внешней зоны обнажаются породы от нижнего рифея до юры. Здесь в докаменноугольной части разреза широко развито чередование толщ массивных песчаников и карбонатов с алевролитами и аргиллитами, по которым развиваются многочисленные межпластовые срывы. В среднем и верхнем девоне присутствуют пачки эвапоритов. В Западно-Верхоянском секторе они, по крайней мере локально, обнажаются в зоне фронтального надвига Верхоянского складчато-надвигового пояса. Внутренняя зона характеризуется чередованием зон смятия и зон со сравнительно слабой степенью деформированности, ранее распознававшимися как зоны пологих деформаций. В ее пределах обнажаются только пермско-юрские комплексы пород.

В сравнении с другими складчато-надвиговыми поясами рассматриваемый регион отличается следующими особенностями:

Незначительная величина сокращения поверхности. Как показывают оценки, произведенные при построении сбалансированных разрезов, для внешней зоны она обычно составляет 30–35%. В аналогичной по своему структурному положению зоне форланда Кордильер Канады, сокращение поверхности оценивается в 60–70%.

Незначительная величина пластических деформаций (стрейна), хотя в отдельных узких зонах она может резко возрасть.

Уменьшение интенсивности складчатых и разрывных деформаций в направлении от платформы.

Огромная ширина региона. Если наблюдаемые во фронтальной части Верхоянского складчато-надвигового пояса надвиги продолжаются на восток, отделяя осадочный чехол от фундамента, то существование надвиговых пластин шириной в сотни километров требует объяснения.

Для объяснения специфики строения Верхоянского складчато-надвигового пояса нами была использована модель критического угла надвигового клина,

предложенная в конце 1970-х – начале 1980-х годов [3, 4]. Основная идея этой модели состоит в том, что надвиговая система имеет форму клина, важнейшими параметрами которого являются средний угол уклона рельефа (α) и средний угол наклона базального надвига (β). Величина этих углов может варьировать в значительных пределах в зависимости от механических свойств надвигаемых пород и зоны базального надвига, но в каждом случае есть свой критический угол, при достижении которого надвиговая система перемещается как единое целое. Если по каким-либо причинам этот угол стал отличаться от критического, то для перемещения надвиговой системы как единого целого угол при вершине клина должен вернуться к критическому за счет активизации тектонических процессов, усиления эрозии или иных причин.

Изучение строения Верхоянского складчато-надвигового пояса показывает, что для внешней и внутренней зон параметры надвигового клина различны, причем это различие достигается за счет разницы в среднем угле наклона базального надвига при сходстве средних углов наклона рельефа (рис. 1).

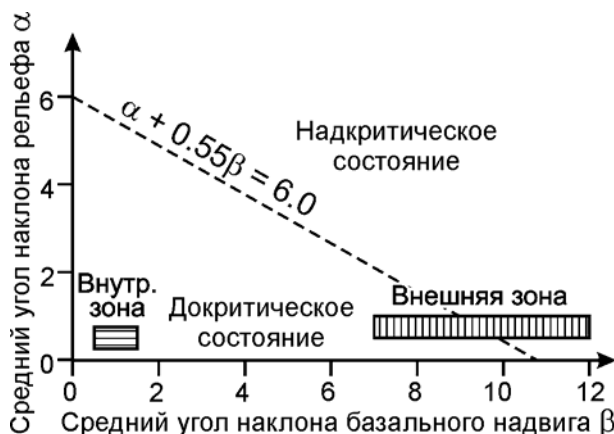


Рис. 1. Форма надвигового клина для внешней и внутренне зон Верхоянского складчато-надвигового пояса. Пунктиром показано соотношение, наиболее часто выполняемое в природных объектах

Для внешних частей Верхоянского складчато-надвигового пояса форма надвигового клина близка к наблюдаемым в других складчато-надвиговых системах, но критический угол достигается в основном за счет значительного наклона поверхности фундамента. Как результат, движение надвигового клина не требует появления высоких горных систем, что и фиксируется по составу терригенных толщ в Приверхоянском передовом прогибе. Для внутренней же зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса надвиговой клин

оказывается аномально узким с углом при вершине не более 1.5–2°. Если эта форма является результатом вторичных процессов, то для утолщения такого клина до критического состояния необходимы огромные пластические деформации, регионального распространения которых не наблюдается. Если же форма надвигового клина соответствует его начальной форме, то столь узкий клин может перемещаться лишь при наличии слоя с пониженной вязкостью в подошве надвиговой системы. Среди породных комплексов, развитых в Верхоянском складчато-надвиговом поясе, наиболее подходящим кандидатом на роль смазки в основании надвиговой системы являются девонские эвапориты, широкое развитие которых позволяет резко уменьшить величину критического угла, при котором складчато-надвиговая система может перемещаться как единое целое.

Проведенное исследование показывает, что модель критического угла надвигового клина вполне удовлетворительно объясняет специфику строения Верхоянского складчато-надвигового пояса. Важным следствием предложенной интерпретации является предположение о широком развитии эвапоритов в зоне базального надвига – если оно справедливо, то во внутренней зоне Верхоянского складчато-надвигового пояса осадочный разрез начинается с девонских пород, что существенно изменяет имеющиеся представления о тектонике и палеогеографии палеозоя рассматриваемого региона.

Исследование проводилось при поддержке грантов РФФИ 06-05-96070, 06-05-64369, 07-05-00743.

Литература

1. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика. 2001. 571 с.
2. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 23-34.
3. Chapple, W.M., Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts // Geological Society of America Bulletin. 1978. V. 89. P. 1189-1198.
4. Dahlen, F.A., Suppe, J., and Davis, D., Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory // Journal of Geophysical Research. 1984. V. 89, B12. P. 10087-10101.
5. Khudoley A.K., Prokopiev A.V. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold and thrust belt // J. Sears, T. Harms, C. Evenchick eds. Whence the mountains? Enquiries into the evolution of orogenic belts: A volume in honor of Raymond A. Price. The Geological Society of America Special Paper. 2007. V. 433. P. 391-410.

Новейшие деформации земной коры орогенных и платформенных областей Казахстана по данным геометрического анализа морфоструктур

В.И. Шацлов, А.В. Тимуш, Т.В. Тарадаева

¹ – Институт сейсмологии МОН РК, г. Алматы, Казахстан, shatsilov@yandex.ru

1. Методика изучения деформированной поверхности эпигерцинского пенеппена (складок основания) и седиментационной поверхности подошвы миоцена (складок чехла), а также расчета количественных характеристик морфоструктур, отражающих напряженно-деформированное состояние верхней части земной коры, заключаются в следующем [1, 2, 3]:

1) в качестве идеализированной модели складки принят треугольник, основанием которого служит длинная сторона, являющаяся одновременно проекцией сторон, символизирующих деформированную поверхность складки (см. рисунок); 2) измеряемыми параметрами являются: величина горизонтальной проекции складки (pL), величина горизонтальной проекции длинного крыла складки (pd), величина горизонтальной проекции короткого крыла складки (pk); высота складки (H); 3) с учетом существующих тригонометрических зависимостей приняты следующие формулы для расчета искомых параметров напряженно-деформированного состояния морфоструктур: $d = (pd^2 + H^2)^{1/2}$ – ширина длинного крыла складки; $k = (pk^2 + H^2)^{1/2}$ – ширина короткого крыла складки; $L = d + k = (pd^2 + H^2)^{1/2} + (pk^2 + H^2)^{1/2}$ – исходная ширина складки; $\Delta L = L - pL$ – величина сокращения верхней части земной коры за счет горизонтального сжатия; $B = (\Delta L^2 + H^2)^{1/2}$ – величина полного вектора тектонических движений; $tg\alpha = H/\Delta L$ – тангенс угла восстания полного вектора тектонических движений; $\delta = \Delta L/pL$ – коэффициент горизонтального сжатия или величина горизонтальной деформации; $V_{\Delta L} = \Delta L/T$ мм/год – скорость горизонтальной деформации (горизонтальных движений); $V_H = H/T$ мм/год – скорость вертикальной деформации (вертикальных движений).

2. Составлена схема новейших морфоструктур (новейших структурных форм, выраженных в рельефе) и расположения профилей для измерения их геометрических параметров на территории Казахстана. Геометрические параметры новейших морфоструктур замерены по карте новейшей тектоники (в изолиниях суммарной деформации эпигерцинской поверхности выравнивания за новейший этап), а также по топографическим картам масштаба 1:1 000 000 и 1:2 500 000. Замеры геометрических параметров новейших морфоструктур осуществлены по 1097 профилям; полученные данные сведены в таблице (раздел измеряемых параметров). Произведен расчет ряда перечисленных выше параметров напряженно-деформированного состояния новейших морфоструктур с использованием элементарных тригонометрических формул (раздел вычисляемых

параметров). Поскольку на территории Казахстана наибольшие деформации первичной (доорогенной) поверхности выравнивания связаны с поздним олигоценом – голоценом (новейший этап), то при расчетах скоростей горизонтальной ($V_{\Delta L}$) и вертикальной (V_H) деформации, длительность неотектонического этапа принята $T = 30 \cdot 10^6$ лет. Произведенные расчеты количественных характеристик новейших морфоструктур позволили осуществить сравнительную оценку скоростей горизонтальных и вертикальных структурообразующих движений (т.е. только за счет изгиба деформируемой поверхности).

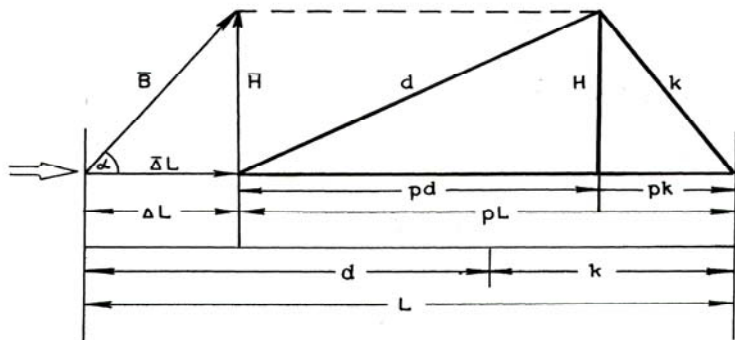


Рис.1. Идеализированная модель складки и ее параметры

3. Составлена карта районирования новейших структур Казахстана по значениям скорости горизонтальной деформации (горизонтальных движений) и скорости вертикальной деформации (вертикальных движений) в мм/год. Значения скорости отнесены к точкам пересечения осей новейших морфоструктур (складок основания чехла) с линиями профилей. Шкала значений скорости горизонтальных движений имеет диапазон $2 \cdot 10^{-1} - 1 \cdot 10^{-8}$, а вертикальных $2 \cdot 10^{-1} - 3 \cdot 10^{-4}$. Тектоническим фоном упомянутой информации являются геоструктуры новейшего этапа развития: эпиплатформенные орогены, древняя платформа с палеозойско-кайнозойским плитным комплексом, молодая платформа с мезозойско-кайнозойским плитным комплексом, щит молодой платформы; показаны основные новейшие разломы.

4. Установлены величины скорости горизонтальной и вертикальной деформации. В целом они имеют наибольшие значения в пределах эпиплатформенных орогенов, внутри которых увеличиваются по мере приближения к инденторам и уменьшаются по периферии орогенов. Среди платформенных морфоструктур значения скорости увеличиваются в зонах наибольшего сжатия между поднятыми блоками фундамента, а наименьшие наблюдаются в областях спокойного залегания структур чехла. Выявлено, что при деформировании исходной поверхности выравнивания и

образовании новейших складок (морфоструктур) преобладает вертикальная составляющая деформаций (скорость вертикальной деформации V_H больше горизонтальной $V_{\Delta L}$); подобная картина соответствует модели формирования складок основания в условиях субгоризонтального сжатия. В областях эпиплатформенных орогенов об этом свидетельствуют также очень крутые углы восстания полного вектора тектонических движений) с явным преобладанием значений более 80° , что также является следствием развития структур взбросового типа.

Литература

1. Timush A.V. The newest morphostructures and tense-deformed condition of the Crust of Djungaro-Northen-Tianshan Region // 1999 International Symposium on Tianshan Earthquakes (Collection of Paper Abstract). Urumqi – China. 1999. P. 137-138.
2. Тимуш А.В. Напряженно-деформированное состояние новейших морфоструктур Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона // Inland Earthquake., 2000. V. 14, № 3. P. 269-275.
3. Тимуш А.В. Тектонические основы формирования сейсмогенерирующих зон // Прогнозирование землетрясений в Казахстане. Алматы: Эверо. 2000. С. 124-169.

Колебания тектонического блока по данным многолетних наклономерных наблюдений

И.А. Широков, К.М. Анохина

Институт физики Земли РАН, г. Москва, shirokov@ifz.ru

В работе представлен анализ временных вариаций наклонов земной коры на геофизической станции «Талгар», расположенной в пределах Западно-Талгарского тектонического блока, в предгорье северного склона хребта Заилийского Алатау в Северном Тянь-Шане. Границами блока являются на севере и юге соответственно Алма-атинский и Заилийский разломы, смыкающиеся на востоке, а на западе – Талгарский сдвиг [1]. С этими разрывными нарушениями существенным образом связана сейсмичность района, что подтверждается сильнейшими разрушительными землетрясениями прошлого (Вернинское, 1887 г; Чиликское, 1889 г; Кеминское, 1911 г). Станция «Талгар» находится примерно в 2-х км от Заилийского разлома и Талгарского сдвига на их северных бортах. Среди других наклономерных станций на северном Тянь-Шане ст. «Талгар» можно считать наиболее информативной благодаря удачному расположению, глубокой и длинной штольне, сравнительно низкому уровню помех. Именно здесь получен 28-летний ряд наблюдений, позволяющий анализировать вариации наклонов в широкой полосе частот и амплитуд и их связь с сейсмотектоникой района. Режимные наблюдения за наклонами с целью изучения процесса деформирования горных пород велись с 1967 по 1990 годы с использованием фотоэлектрических наклономеров, имевших рабочую чувствительность 10^{-9} рад и достаточно малый инструментальный дрейф $\approx 10^{-6}$ рад/год. Проанализированы основные периоды колебаний хода наклонов: вековые (линейный ход), многолетние, годовые и сезонные метеорологические, земноприливные, а также аномальные наклоны-предвестники сильных близких землетрясений. 28-летний линейный наклон Талгарского блока направлен на запад и имеет скорость $2 \cdot 10^{-6}$ рад/год. Соотношение азимутальных компонент скоростей векового наклона $VB3 / VCЮ$ как 6:1. Вековой ход на ст. «Медео», расположенной в 60-и км к западу от ст. «Талгар» на южном борту Заилийского разлома, также имеет западное направление и скорость около $5 \cdot 10^{-6}$ рад/год при соотношении $VB3 / VCЮ$ как 5:1. Сопоставляющиеся по величине и направлению значения векового наклона на двух станциях указывают на региональный масштаб его проявления и, возможно, на погружение западного крыла геологических структур северного Тянь-Шаня. Особый интерес представляют вариации наклонов с многолетними периодами, где в основном преобладает 8-летний. Эти колебания Талгарского блока поляризованы в субмеридиональной плоскости, проходящей вкост простирания Заилийского разлома и Талгарского сдвига. За время наблюдений было выяв-

лено 15 среднесрочных наклонов-предвестников землетрясений с $M \geq 4$ и $\Delta < 400$ км. Исследования показали, что вектора наклонов-предвестников, наблюдаемых на ст. «Талгар», не совпадают с направлением на сейсмические эпицентры. Для всей совокупности вышеупомянутых землетрясений, несмотря на большой пространственный разброс их эпицентров, вектора наклонов-предвестников группируются, тем не менее, в узком секторе ($\pm 10^\circ$) в направлении ЮЗ–СВ. Таким образом, колебания Талгарского блока, вызываемые подготовкой землетрясений, происходят в той же плоскости, что и колебания с многолетними периодами. Ни одно из рассмотренных землетрясений не являлось внутриблоковым и предваряющие деформации из очаговых зон приходили к блоку с разных направлений, вызывая колебания его в одной и той же вертикальной плоскости, что создаёт впечатление о существовании оси качения или тектонического шарнира в результате воздействия соседних блоков. Приливные наклоны на ст. «Талгар» исследовались наиболее детально, так что параметры приливных волн определены с точностью 1%. Амплитудные факторы главной лунной волны M2 составили в азимутах СЮ и ВЗ 0.613 и 0.715 соответственно. Наблюдаемая разница в 15% указывает на повышенную податливость Талгарского тектонического блока в меридиональном направлении и хорошо согласуется с наблюдаемыми колебаниями блока с другими периодами, подтверждая взаимосвязь наклонов и тектоники в широком диапазоне амплитуд и периодов [2].

Литература

1. Куликовский К.Т. О связи современных движений земной коры с неотектоникой северных подножий хребта Заилийского Алатау // Современные движения земной коры. Тарту. 1973. № 5. С. 564-568.
2. Молоденский С.М. Влияние локальных неоднородностей коры и верхней мантии на приливные наклоны земной поверхности // Вращение и приливные деформации Земли. Киев. Наукова Думка. 1983. № 13. С. 10-13.

Квазитрехмерная трехстадийная модель альпийского развития складчатого осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным о величинах деформаций

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли РАН, г. Москва, yak@ifz.ru

Существуют два способа реконструкции строения складчатых систем: с использованием известных схем и на основании исследования величин деформации. При первом способе может быть получена только интерпретация конкретной структуры на базе той или иной геодинамической схемы. Второй способ может показать относительно более реальную структуру, которая будет независима от теоретических схем. Для реализации второго способа используется многограновый деформационный анализ структур линейной складчатости, объединяющий методы исследования кинематики объектов разного размера от отдельных складок до складчатых систем (всего 7 иерархических уровней [1]). Для данной работы исходным материалом служат структурные профили, составленные в поле.

Для анализа структуры Северо-Западного Кавказа были использованы 11 пересечений общей длиной около 350 км, составленные Т.В. Гиоргобиани и Е.А. Рогожиным, и расположенные от Анапы до Адлера. Все пересечения были разделены на домены (3-й уровень), общим числом 244, охватывающими участки складок длиной вдоль профиля от 0.5 до 3 км, а по объему слоистости—существенную часть осадочного слоя. В пределах этих доменов были измерены следующие параметры: средний наклон осевых поверхностей складок, наклон зеркала складок, величина укорочения в направлении перпендикуляра к осевой плоскости, длина отрезка линии профиля и наклон этого отрезка.

Первые три параметра фактически образуют эллипсоид деформации объема слоистых пород в рамках домена (имея в виду, что по средней оси в направлении шарнира для линейных складок деформация отсутствует). Осевые плоскости дают наклон длинной оси, величина укорочения дает соотношение длинной и короткой осей эллипса. Для восстановления доскладчатого состояния каждого домена были использованы три кинематических операции: 1) поворот домена до горизонтального состояния зеркала складок, 2) простое горизонтальное сдвигание до вертикального положения осевой плоскости, 3) горизонтальное растяжение (чистый сдвиг) до исчезновения складок. Поскольку в рамках этих операций одновременно менялась длина и наклон отрезка линии профиля, то получаемое доскладчатое состояние домена представляло собой горизонтальную слоистую структуру с отрезком определенной длины и наклона внутри этой структуры. Общую структуру всего пересечения можно получить, стыкуя друг с другом соседние досклад-

чатые домены. В предложенном методе восстановления доскладчатой структуры тектонических зон по геометрии структурных доменов также учитываются наклоны плоскостей разрывов и «стратиграфическая» глубина точек профиля. После восстановления всех пересечений оказалось, что среднее укорочение составило 35% при их общей доскладчатой длине в 535 км.

При определении величины укорочения складчатой структуры важной проблемой является вопрос о том, какое укорочение является тектоническим (внешним), а не связанным только с неоднородностью структуры. Было определено, что такой минимальной структурой является структурная ячейка (4-й уровень иерархической системы), объединяющий несколько доменов и охватывающий объем от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория, а по объему слоистости – весь осадочный чехол. Важно, что доскладчатая ширина такой структуры должна примерно соответствовать исходной мощности чехла. В связи с этим были собраны по литературным данным и путем прямых замеров на пересечениях величины исходных мощностей всех стратиграфических подразделений почти для всех доменов (с использованием интерполяций и экстраполяций). Вслед за этим в пересечениях были выделены 42 структурные ячейки и для них были найдены величины укорочения и исходные мощности осадочного чехла.

Величины укорочения изменялись от небольшого удлинения или слабого укорочения в северных ячейках западных профилей (от -10% до 2%) и южных частях восточных (15-20%) до относительно больших в южных доменах западных профилей (50-65%) и в центральных и северных доменах восточных профилей (50-65%).

Полученных данных было достаточно для построения первой квазитрехмерной модели для доскладчатой постседиментационной модели осадочного чехла. В ней по координатам восстановленного положения 42-х структурных ячеек и по исходным мощностям стратиграфических подразделений были построены позиции трех основных реперов – подошвы отложений юры, мела и палеогена на момент начала олигоцена (подошва олигоцена принималась за ноль в стратиграфических колонках). В западных пересечениях первичные мощности чехла составляют от 13–15 км на севере (локально 3.5 км) до 17.3 км в южной части структуры, а для восточных пересечений существует центральный прогиб с мощностями 15–16 км в осевой части и 7–9 км по краям. Средняя мощность – 13 км.

Анализ литературных данных (предолигоценовое несогласие, отсутствие сжатия в олигоцене по исследованиям палеостресса, появление первых конгломератов в сармате и отсутствие значительных пликтивных деформаций поверхностей выравнивания) позволяет выделить вторую стадию – постскладчатую доорогенную. Для этой модели все соскладчатое укорочение структурных ячеек приводит к соответствующему увеличению мощности осадочного чехла и погружению подошвы юры, но воздымания горного сооружения и размыва пока не происходило. Для построения квазитрехмерной

модели этой стадии используются современные координаты структурных ячеек и глубины реперов, полученные после вычисления новых постскладчатых мощностей колонны осадков. Возникший рельеф подошвы чехла в основном наследует структуру бассейна осадконакопления – осевые части прогибов располагаются в центре двух западных пересечений 23–27 км, в самой южной части других трех западных (до меридиана г. Туапсе) прогибов – 34–50 км, и опять в центре восточных пересечений (15–20–44 км). Средняя глубина для этой стадии составляет 22 км.

Вычисление параметров современной структуры производилось после того, как была определена средняя «глубина» тех осадков, которые наблюдаются на поверхности Земли в каждой ячейке. Это легко выполняется, поскольку в процессе построения сбалансированного разреза для каждого домена были вычислены «глубины» начальных и конечных точек. Полученная средняя глубина с поправкой на высоту современного рельефа дает амплитуду орогенного поднятия подошвы чехла (точнее – объем размытых осадков), а также позволяет вычислить современную глубину подошвы чехла. Расположение максимальных значений этих глубин для ячеек в целом сохраняется – в центре двух самых западных (19–23 км), в южной части других западных (27–32 км) и в центральной части восточных (15–25 км). Средняя глубина подошвы чехла составляет 13 км. Орогенная амплитуда поднятия кровли фундамента составила в среднем 10 км, в основном плавно увеличивалась от краев пересечений к их центральным частям, а вдоль простираения Северо-Западного Кавказа увеличивалась с запада на восток до меридиана Туапсе, а затем несколько уменьшалась к востоку [2]. Максимальные значения достигали 20–23 км. Полученный рельеф поверхности кровли фундамента противоречит часто используемым для Кавказа схемам А-субдукции. Интересно распределение значений разницы глубин фундамента между 1 и 3 стадиями. При средней величине 0 км наблюдались «поднятия» до 7.5 км и «опускания» до 15 км.

Литература

1. Ребецкий, Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л. Тектонофизика. В кн.: Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика”. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2004. С. 121-134.
2. 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. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 510-515.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие.....	3
------------------	---

Раздел I. Теоретические основы тектонофизических исследований и фундаментальные аспекты смежных научных направлений

<i>Айтматов И.Т., Казакбаева Г.О.</i> Об остаточных напряжениях в горных породах.....	11
<i>Астафьев Д.А.</i> Исходная модель геодинамики коромантийной оболочки Земли для тектонофизического моделирования.....	14
<i>Болтышев Г.Ю.</i> Типизация земной коры Восточно-Европейской платформы по геолого-геофизическим данным.....	17
<i>Викулин А.В.</i> Ротационная вихревая геодинамика: геологический и физический аспекты.....	19
<i>Войтенко В.Н.</i> Корреляция параметров конечной деформации и анизотропии магнитной восприимчивости: сравнение результатов исследования метатурбидитов Северо-западного Приладожья.....	22
<i>Гинтов О.Б., Муровская А.В., Мычак С.В.</i> Комплексирование структурно-парагенетического и кинематического методов– условие дальнейшего прогресса в полевой тектонофизике.....	26
<i>Гончар В.В.</i> Критерий мощности компетентного слоя в определении изгибного и разломно-пластического стилей деформирования.....	29
<i>Гончаров М.А.</i> Относительность некоторых базовых понятий тектонофизики.....	32
<i>Горбачев Ф.Ф., Савченко С.Н.</i> Современные и палеонапряжения в Печенгском геоблоке по данным исследований разреза Кольской сверхглубокой скважины.....	35
<i>Довбнич М.М.</i> Принцип минимизации гравитационной энергии и нап-	

ряженное состояние тектоносферы	38
<i>Дядьков П.Г.</i> О модели развития сеймотектонического процесса во внутриконтинентальных районах Евразии	41
<i>Ильченко В.Л.</i> О пространственных вариациях анизотропии упругих свойств керна и горных пород из обнажений на поверхности как ин- дикаторах напряженного состояния	44
<i>Кашибин С.Н.</i> Вариации поляризации упругих волн как индикатор ва- риаций тектонических напряжений	47
<i>Козырев А.А., Савченко С.Н.</i> Дифференциация тектонических напря- жений в верхней части земной коры с учетом влияния природных и техногенных факторов	50
<i>Кочарян Г.Г.</i> Динамика деформационных характеристик разломных зон .	53
<i>Кузин А.М.</i> О роли механически жестких образований в геологичес- ких процессах и их отображение в данных сейсмических наблюдений	56
<i>Кулаков Г.И., Устюгов М.Б.</i> Экспериментальное исследование геоди- намических напряжений в массиве горных пород Алтае-Саянской сейсмической зоны	59
<i>Леви К.Г.</i> Тектонофизика М.В. Гзовского и современная неотектоника . .	61
<i>Леонов М.Г.</i> Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли: факт существования, структура, концептуальные построения	64
<i>Лобацкая Р.М.</i> Использование тектонофизических методов для обес- печения безопасности эксплуатации объектов ядерной энергетики Красноярского края	70
<i>Лю Лючиань, Ма Сэнли, Лю Пэйшунь, У Сюцзжан, Лю Тианчань, Ма Цзинь.</i> Лабораторно-экспериментальная система для иссле- дования тектоно-деформационного физического поля и теплового эффекта деформаций	73
<i>Ма Цзинь, Лю Лючиань, Лю Пэйшун, Ма Шаопэн.</i> Характерные признаки теплового поля для идентификации сдвига и нестабиль-	

ности разлома по данным лабораторных экспериментов	76
<i>Макаров П.В.</i> Математическая теория эволюции геосред и геоматериалов в полях действующих сил	78
<i>Милановский С.Ю., Николаевский В.Н.</i> Роль трещиноватости горных массивов в эволюции земной коры	81
<i>Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л., В.Н. Войтенко</i> Тектонофизическое описание тектонического разрыва как комплекса дизъюнктивных структур и полей механических параметров в их окрестности	82
<i>Подурушин В.Ф.</i> Волновой механизм формирования краевых прогибов	86
<i>Пономарев В.С.</i> Латентные (остаточные) напряжения в геологической среде	89
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Достижения и перспективные задачи тектонофизических исследований	91
<i>Ручьёв А.М.</i> Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса	94
<i>Сибиряков Б.П., Сибиряков Е.Б., Бобров Б.А., Деев Е.В., Резуженко А.Ф., Лавриков С.В., Радченко А.В., Шабалин И.И., Медведев А.Е.</i> Промежуточные состояния между быстрыми и медленными движениями в средах со структурой	97
<i>Сим Л.А.</i> Некоторые методические аспекты реконструкции тектонических напряжений по геологическим индикаторам	100
<i>Стром А.Л., Грошев М.Е.</i> Провальные дислокации в приводораздельных частях горных массивов и возможные механизмы их образования	103
<i>Тимурзиев А.И.</i> Закономерности ориентировки трещинных систем и осей напряжений осадочных бассейнов Северного полушария	106
<i>Трубицын В.П.</i> Напряжения на подошве литосферы, вызванные ман-	

тийной конвекции	111
<i>Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А.</i> Сейсмотектоническое деформирование одноосного удлинения в литосфере и его геодинамическая интерпретация	115
<i>Шерман С.И.</i> Тектонофизика и смежные науки: сейсмология	118
<i>Щукин Ю.К.</i> Стратегия комплексного изучения строения и динамики сред с различными тектоническими режимами	123
<i>Юдахин Ф.Н.</i> Некоторые особенности континентальной сейсмичности.	126
<i>Яковлев Ф.Л.</i> Методы выявления механизмов формирования и оценки величины конечной деформации для структур линейной складчатости разного ранга: примеры решения геотектонических задач	129

Раздел II. Тектонофизическое моделирование деформационных структур и процесса разрушения горных массивов в решении фундаментальных и прикладных задач физики Земли

<i>Бокун А.Н.</i> Результаты тектонофизического моделирования зон горизонтального сдвига и использование их при поисках углеводородов.	135
<i>Борняков С.А.</i> Внутренняя структура сдвиговых зон (по результатам физического моделирования)	138
<i>Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.</i> Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах и трансформных разломах океанической литосферы	140
<i>Дамаскинская Е.Е., Томилин Н.Г.</i> Моделирование напряженного состояния тектонических разломов методом конечных элементов	143
<i>Михайлова А.В.</i> Изучение механизмов деформирования тектонических структур в слое над движущимися блоками фундамента (на моделях)	145
<i>Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л.</i> Проблемы тектонофизического мо-	

делирования зоны сдвига	148
<i>Молчанов А.Е.</i> Математическое моделирование сейсмотектонических процессов в зонах активных разломов	152
<i>Осокина Д.Н.</i> Прогноз нарушений второго порядка около концевых участков разлома, изучение связи их характеристик с региональным полем напряжений (на основе расчета локальных напряжений разных уровней в области у концов разрыва)	155
<i>Парфенюк О.И.</i> Особенности тепловой и механической эволюции областей коллизии (численное моделирование)	160
<i>Погорелов В.В., Конешов В.Н., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л.</i> Изучение роли гравитационных неоднородностей и флюидного давления при формировании напряжений субдукционных зон по результатам численного моделирования	163
<i>Романюк Т.В., Михайлова А.В.</i> Деструкция континентальной литосферы: напряжения, вызываемые плотностными неоднородностями	167
<i>Смирнов В.Н., Шейкин И.Б.</i> Механика деформирования и разрушения морского льда и возможности моделирования тектонических процессов	171
<i>Стефанов Ю.П.</i> Численное моделирование деформации в геологических средах за пределом упругости	174
<i>Суетнова Е.И.</i> Математическое моделирование эволюции вязкоупругих напряжений и деформаций при росте мощности осадков. Анализ возможных спектров реализаций процесса уплотнения в зависимости от значений характеристических параметров подобия	177
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В.</i> Моделирование тектонических процессов, используя ледовый покров озера Байкал (результаты светодальномерных и GPS измерений)	180
<i>Турапов М.К., Сулейманов М.О., Дулабова Н.Ю.</i> Моделирование тектонических напряжений в структурах Гузаксайского грабена	183
<i>Филатова В.Т.</i> Реконструкция палеонапряжений при формировании земной коры северо-восточной части Балтийского щита в позднем	

архее (численное моделирование)	186
<i>Черемных А.В.</i> Разломно-блоковая структура и напряженное состояние верхней коры восточного побережья озера Байкал (натурные наблюдения и моделирование)	189
<i>Шилько Е.В., Астафуров С.В., Димаки А.В., Ружич В.В., Гранин Н.Г., Псахье С.Г.</i> Исследования процессов возникновения и развития деформационных структур в плитных средах на примере ледового покрова озера Байкал	192

Раздел III. Изучение природных напряжений и деформаций в решении проблем геодинамики и прикладных задач

<i>Алехин В.И., Корчемагин В.А.</i> Поля напряжений и деформаций субвулканических тел и даек пермь-триасового возраста Приазовского блока УЩ и его сочленения с Донбассом	197
<i>Анжелье Ж., Хао-Цу Чу, Бержерат Ф., Жиан-Ченг Ли, Ру-Фей Чен, Чанг-Пай Чанг, Куо-Жен Чанг, Нико Э.</i> Серпентинитовые массивы могут сохранять точную информацию о многофазной тектонической эволюции в сильнодеформированных поясах: пример Тайваня	200
<i>Angelier J., Hao-Tsu Chu, Bergerat F., Jian-Cheng Lee, Rou-Fei Chen, Chung-Pai Chang, Kuo-Jen Chang, Nicot E.</i> Serpentine massifs may provide accurate records of polyphase tectonic evolution in highly deformed belts: an example in Taiwan	203
<i>Бабаджанов Т.Л., Мордвинцев О.П.</i> Дизъюнктивно-пликативные поперечные структуры Западного Узбекистана: их выделение и роль в домезозойской геологии региона	206
<i>Барулева О.А., Пупков О.М.</i> Количественная оценка деформаций и особенности микроструктур метаморфизованных пород контиосарской свиты (Северное Приладожье, Россия)	209
<i>Бубняк И.Н., Бубняк А.Н.</i> Трещиноватость Украинских Внешних Кар-	

пат и их форланда – индикаторы палеонапряжений	212
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> К вопросу о механизме образования складчатой структуры Большого Кавказа	214
<i>Гончар В.В.</i> К построению шкалы деформационных событий Камчатки на основе реконструкции ориентировок осей тензора напряжений. . .	217
<i>Демьянович Н.И., Шенькман Б.М., Шенькман И.Б.</i> О тектонических нарушениях в створе плотины Иркутской ГЭС	220
<i>Дулабова Н.Ю.</i> Экспериментальные моделирования некоторых особенностей геодинамики формирования золоторудных месторождений Букантау	223
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.</i> Сейсмотектоника орогенных поясов Северо-Востока Азии	227
<i>Кармалеева Р.М., Кузьмин Ю.О.</i> Геодеформационный мониторинг в условиях платформенных и орогенных структур: задачи, возможности, результаты	230
<i>Колесниченко А.А., Вержбицкий В.Е., Копп М.Л., Сим Л.А.</i> Новейшая геодинамика по результатам изучения послепермского поля напряжений районов Тулвинской и Уфимской возвышенности (Пермское Приуралье)	233
<i>Копп М.Л.</i> Особенности изучения внутриплитных полей напряжений деформаций (на примере кайнозойских структур чехлов Русской плиты и Урала)	237
<i>Корчемарин В.А., Павлов И.О.</i> Поля напряжений и кинематика разрывов зоны Главного разлома Восточного Саяна	240
<i>Кузиков С.И.</i> Современные движения земной коры (по данным GPS) и разломы Тянь-Шаня	243
<i>Кузнецов Н.Б.</i> Соотношение пространственных ориентировок сланцеватости и слоистости в тиллоидах серии мыса Лайеля (Северная часть Земли Ведела Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген)	246
<i>Кузьмин Ю.О.</i> Проблемные вопросы тектонофизического анализа ре-	

зультатов наблюдений в современной геодинамике	249
<i>Кустов Ю.И.</i> Влияние разломной тектоники юго-западного фланга Байкальского рифта на состав подземных минеральных вод Тункинской межгорной впадины	252
<i>Кучай О.А.</i> Реконструкция поля деформаций очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г	255
<i>Лебедева М.А., Меллорс Р.</i> Деформации в эпицентральных зонах землетрясений Гектор Майн (1999, Калифорния), Бам (2003, Иран) и Алтайского (2003, Россия) по данным SAR-интерферометрии: сравнительная характеристика	258
<i>Лунина О.В., Неведрова Н.Н., Гладков А.С.</i> Тектоническое строение и геофизические поля рифтовых впадин Прибайкалья	261
<i>Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков, С.В., Кале Э., Девершер Ж.</i> Современные движения, деформации и вращения блоков Монголо-Байкальского региона по данным GPS	264
<i>Маринин А.В., Сейнто А.</i> Реконструкция палеонапряжений Северо-Западного Кавказа двумя независимыми группами исследователей . .	267
<i>Марчук А.Н., Марчук Н.А.</i> Большие плотины как сенсоры опасных геодинамических процессов	270
<i>Милеев В.С.</i> Будинирование, меланжирование, расщепление – звенья одной цепи ?	271
<i>Мострюков А.О., Петров В.А., Ню Анфу, Смирнов В.Б.</i> Поле тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений и современные движения земной коры по данным GPS-измерений для территории Китая	274
<i>Назаревич А.В., Назаревич Л.Е.</i> Особенности преальпийской, альпийской, постальпийской и современной геодинамики Украинских Карпат и их отражение в тектонике литосферы региона	277
<i>Павлов И.О., Корчемагин В.А.</i> «Экзокливаж» в угольных пластах западного замыкания Главной антиклинали Донбасса (особенности и	

механизм образования)	280
<i>Панасьян Л.Л., Старостин В.И.</i> Опыт реконструкции геодинамических условий формирования массивов различными методами	283
<i>Парфеевец А.В., Саньков В.А.</i> Позднекайнозойские поля тектонических напряжений Монгольского блока	287
<i>Петров В.А., Мострюков А.О., Васильев Н.Ю.</i> Особенности развития структуры Байкальского региона по сейсмологическим и геологическим данным	290
<i>Полешко Н.Н., Садыкова А.Б., Сыдыков А., Тимуш В.Т., Хачикян Г.Я., Шацлов В.И.</i> Пространственно-временные вариации сейсмотектонической деформации на Северном Тянь-Шане по материалам механизмов очагов землетрясений	294
<i>Прилепин М.Т.</i> GPS сети как глобальный многобазовый деформограф . .	297
<i>Расцветаев Л.М.</i> Содвиговые структуры как объект тектонофизики и региональной геологии	299
<i>Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.</i> Дизъюнктивные системы и тектодинамика Западного Кавказа	303
<i>Саньков В.А.</i> Современные деформации земной коры по данным GPS-геодезии и сейсмотектоники	306
<i>Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н.</i> Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня)	309
<i>Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н.</i> Дизъюнктивные нарушения как фрактальные динамические системы	312
<i>Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В., Седусов Р.Г.</i> Современные движения Горного Алтая, тектоническая составляющая и движения, связанные с крупным землетрясением (по данным GPS измерений) . .	315
<i>Умурзаков Р.А.</i> О структурно-динамических условиях и механизмах сейсмогенных дислокаций некоторых очаговых зон сильных земле-	

трясений Тянь-Шаня	318
<i>Фатхуллаев Ш.Д., Умурзаков Р.А.</i> Особенности распределения тектонических напряжений в различных участках геоструктурных элементов по данным экспериментального моделирования и полевых тектонофизических наблюдений	321
<i>Худолей А.К., Прокопьев А.В.</i> Верхоянский складчато-надвиговый пояс: строение и возможные механизмы формирования	324
<i>Шацлов В.И., Тимуш А.В., Тарадаева Т.В.</i> Новейшие деформации земной коры орогенных и платформенных областей Казахстана по данным геометрического анализа морфоструктур	327
<i>Широков И.А., Анохина К.М.</i> Колебания тектонического блока по данным многолетних наклономерных наблюдений	330
<i>Яковлев Ф.Л.</i> Квазитрехмерная трехстадийная модель альпийского развития складчатого осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным о величинах деформаций	332
Содержание	335