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

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.

ШКОЛА 2013
Т 1

Материалы третьей молодежной тектонофизической школы-семинара

14-18 октября 2013 г.,
Институт физики Земли РАН,
г. Москва

Москва
2013

УДК 551.2.3
ББК 26.324

Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы третьей молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2013. Т 1 – 339 с.

В сборнике в двух томах публикуются материалы докладов третьей молодежной школы-семинара по проблемам тектонофизики. В первом томе сборника публикуются статьи молодых участников школы, а во втором – статьи докладов-лекций. Большая часть статей, представляющих доклады-лекции, являются методическими, их следует рассматривать как теоретическую основу необходимую для современных тектонофизических исследований. В статьях молодых участников школы отражены результаты новых региональных тектонофизических исследований.

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

Редактор
Е.С. Лермонтова

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

Российский фонд фундаментальных исследований

ЗАО Научно-производственный центр «ПромНедраЭксперт»

В оформлении обложки использована фотография А.Н. Бокуна и фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г., во главе отряда М.В. Гзовский).

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 2009 и 2011 годах в Москве в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН были проведены две первые молодежные тектонофизические школы-семинары. Формат этих школ-семинаров (ШС) включает доклады-лекции крупных российских ученых, лидеров в своих направлениях наук о Земле и доклады молодых ученых. Две прошедшие ШС уже выработали определенный регламент, когда утренние и вечерние заседания начинаются с двух докладов-лекций и затем продолжаются 5-6 докладами молодых ученых. За четыре рабочих дня на ШС заслушивается 12 докладов-лекций и около 35-45 докладов молодых участников.

Особо следует отметить, что участниками двух предыдущие ШС являлись в основном сотрудники региональных научных институтов РАН. Так на первой ШС соотношение между регионами и москвичами было 26/9, а на второй – 24/12. В этом году это соотношение составляет 25/16, т.е. явно намечается тенденция увеличения участия в ШС московских молодых ученых. Каждый раз в ШС принимает участие несколько студентов высших учебных заведений. В этом году студенты МГУ также представят два устных доклада.

Хотя наша ШС представляется как Всероссийская, однако в ней принимают участие и молодые ученые с Украины, из Кыргыстана, Узбекистана, Казахстана, т.е. география ШС представлена достаточно широко. На рис. 1 показана карта представительности различных научных центров, из которых в 2013 году приезжают участники ШС.

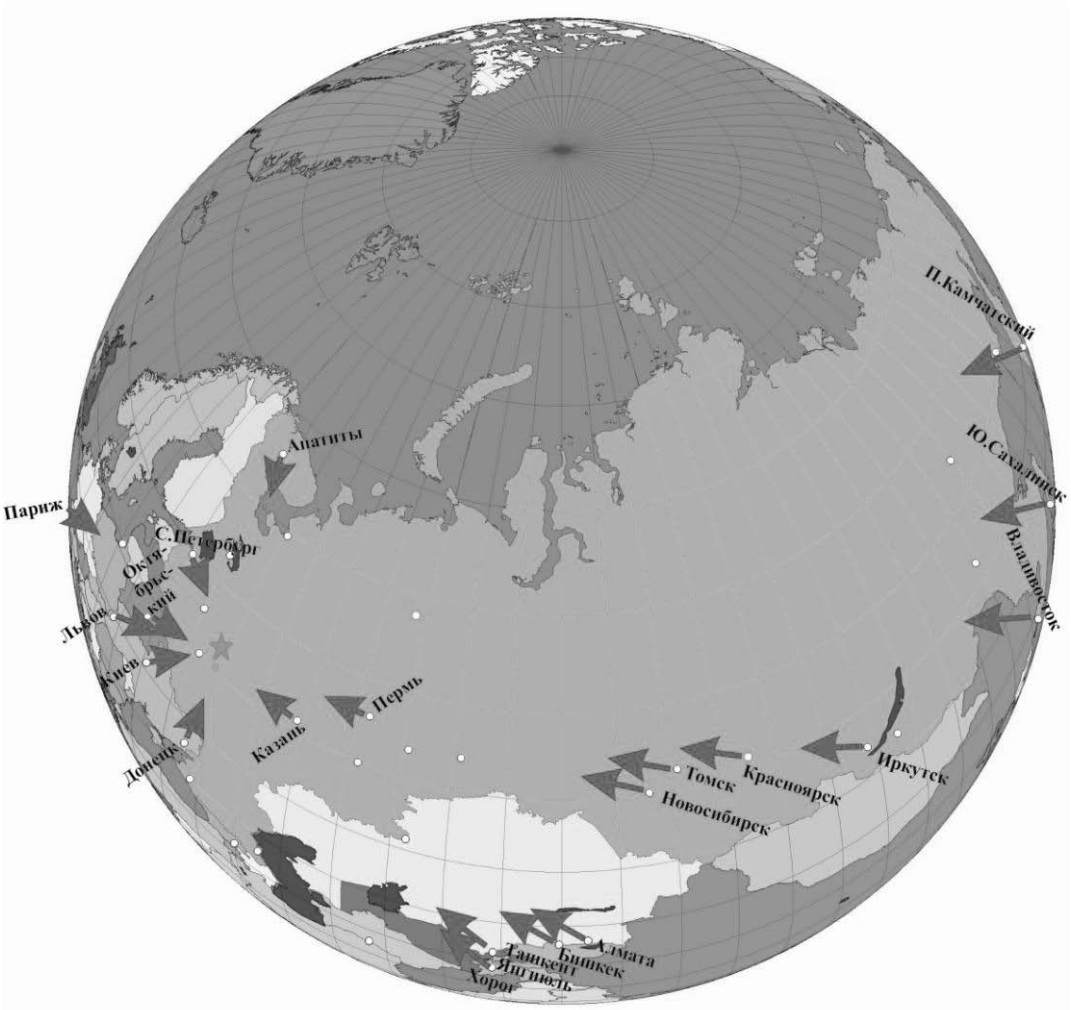


Рис. 1. Карта географии участия в Третьей молодежной тектонофизической школе-семинаре

За прошедшие четыре года после проведения Первой молодежной тектонофизической школы-семинара в 2009 году десять молодых ее участников защитили кандидатские диссертации. А.А. Добрынина (г. Иркутск), А.Д. Костюк (г. Бишкек), Лескова Е.В. (г. Новосибирск), И.И. Нугманов (г. Казань), Х.М. Омар (гг. Дамаск-Москва), В.В. Погорелов (г. Москва), А.Ю. Полец (г. Ю.Сахалинск), И.А. Потехина (г. Иркутск), А.И. Коптев (г. Москва), А.И. Середкина (г. Иркутск). Мы от души поздравляем их с этим важным событием.

На Третьей молодежной тектонофизической школе-семинаре будут прочитаны лекции по темам, связанным как прямо с тектонофизикой и современной геодинамикой (доклады д.физ.-мат.н. Ю.Л. Ребецкого, д.физ.-мат.н. Ю.О. Кузьмина, д.физ.-мат.н. Т.В. Романюк и д.геол.-мин.н. Л.А. Сим), так с проблемами механики в решении задач геодинамики (д.физ.-мат.н. В.Н. Николаевский, д.физ.-мат.н. Ю.П. Стефанов), проблемами геофизики в изучении строения коры (к.физ.-мат.н. А.В. Горбатиков, к.физ.-мат.н. Т.А. Смагличенко, д.физ.-мат.н. А.Л. Собисевича). Будут освещены вопросы о роли флюида в тектонических и сейсмических процессах (д.физ.-мат.н. Н.И. Павленкова и д.физ.-мат.н. И.Г. Киссин), представлены современные достижения в области сейсмического районирования (д.физ.-мат.н. Р.Э. Татевосян и к.геол.-мин.н. А.И. Кожурин), а также рассказано об условиях регионального метаморфизма в фанерозое (д.геол.-мин.н. М.Л. Сомин).

Основные научные темы тектонофизической школы семинара:

1) Современная геодинамика, природные напряжения земной коры и механизмы их генерации, взаимосвязь внутрикоровых и поверхностных деформаций, энергия тектонических процессов.
2) Процессы течения горных масс, механизмы неустойчивости верхних слоев тектоносферы; влияние пластичности, вязкости, упругости и физических процессов на границах слоев литосферы; методы структурной геологии в изучении разномасштабных структур течения.
3) Механизмы складкообразования и горообразования, неотектонические движения и роль поверхностных эрозионно-денудационных процессов в геодинамике коры и литосферы, генезис движущих сил, скорость и энергетика процессов.
4) Вопросы геомеханики и тектонофизического моделирования напряженно-деформированного состояния коры и литосферы, физико-механические свойства горных пород и строение земной коры, подходы мезомеханики в приложении к проблемам геодинамики.
5) Разлом, как геологическое и физическое тело: внутреннее строение и физические поля, деформационные и вещественные преобразования, флюидодинамика; взаимосвязь напряженного состояния земной коры с сейсмическим режимом региональных разломных зон.
6) Природно-техногенное напряженно-деформированное состояние недр в районах месторождений полезных ископаемых; его учёт для обеспечения эколого-промышленной безопасности объектов инфраструктуры; результаты in-situ методов измерения напряжений; нефтегазовая геофизика и геодинамика.
7) Роль тектонофизики и перспективы применения ее методов в решении проблем очага землетрясения и прогноза сейсмической опасности.
8) Зонно-блоковая структура литосферы: иерархия, механизмы формирования, геофизические поля.

СТАТЬЯ, ПОСВЯЩЕННАЯ ПАМЯТИ КРУПНОГО СОВЕТСКОГО ТЕКТОНОФИЗИКА-ЭКСПЕРИМЕНТАТОРА АЛЕКСАНДРА НИКОЛАЕВИЧА БОКУНА

В 2011 году не стало замечательного советского тектонофизика - экспериментатора Александра Николаевича Бокуна, долгие годы работавшего в Карпатском отделении Института геофизики в г. Львове. Продолжая традицию поддержания памяти об ученых, внесших громадный вклад в становление советской тектонофизики, мы в настоящей статье хотим вспомнить об Александре Николаевиче, развивавшем вслед за М.В. Гзовским основы моделирования механизмов образования тектонических структур. Он был выдающимся специалистом в своей области, оставаясь при этом очень скромным и обаятельным человеком. Приведем здесь только наиболее известные его публикации, имеющие большее цитирование в зарубежных научных публикациях:

Chemenda A., Mattauer M., Malavieille J., Bokun A., et al. A mechanicsm for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting-results from physical modeling // Earth Plan. Sci. Lett. 1995. Vol. 132, Issue 1-4. P. 225-232. – **312 ссылок в WEB of Science**
Chemenda A., Mattauer M., Bokun A. Continental subduction and a mechanism for exumation of high-pressure metamorphic rocks: New modeling and field data from Oman // Earth Plan. Sci. Lett. 1996. Vol. 143, Issue 1-4. P. 173-182. – **198 ссылок в WEB of Scienc**e
Chemenda A., Lallemand S., Bokun A. Strain partitioning and interpolate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modeling // J.Geophys. Res.S.E. 2000. Vol. 105, Issue B3 P. 5567-5581. **– 47 ссылок в WEB of Science**

СВЕТЛОЙ ПАМЯТИ МОЕГО КОЛЛЕГИ И ДРУГА

Мы вошли в тектонофизику одновременно. Было начало 1965 года, ещё не было лаборатории тектонофизики, но уже была ТЕКТОНОФИЗИКА, и ещё был жив её создатель Михаил Владимирович Гзовский. Он собирал вокруг себя тех людей, которые не только интересовались этой вновь возникшей, как по волшебству, такой необходимой наукой, но которые хотели что-то делать для неё и с её помощью. Мне посчастливилось, меня взял Михаил Владимирович на работу в свою группу в ИФЗ. Александру Николаевичу тоже «посчастливилось», он жил и работал в г. Львове, но уже проявил себя как пытливый исследователь и был приглашён Михаилом Владимировичем на стажировку. Оба мы постигали тогда азы эквивалентного моделирования. Он был умным, пытливым, глубоким исследователем. Уже тогда (Господи, как молоды мы были!) он мог предугадывать те исследования, которые ему предстояло когда-то в будущем производить, и задавал вопросы, на которые ещё не было ответов. Он занимался тогда соляными месторождениями разного генезиса. Чтобы смоделировать процесс формирования месторождения, надо было создать прибор, создать модельный материал, исследовать его, создать методику количественного исследования моделей и т.д. Всё это требовало знания законов механики, умения работать с приборами, которых, кстати говоря, ещё не было, а Александр Николаевич был геологом, не подготовленным образованием и всей предыдущей жизнью к решению подобных задач.

Во Львове Александр Николаевич был единственный, кто понимал необходимость (и возможность) решения таких задач. Время своей стажировки он использовал на двести процентов. Конечно, освоил всё, что к тому времени было наработано в тектонофизике, и не только: спрогнозировал программу своих исследований. Он использовал время своей стажировки, чтобы хоть частично создать себе экспериментальную базу: что-то изготавливал своими руками, что-то ухитрялся приобрести и изготовить в наших мастерских или купить на свою совсем не выдающуюся зарплату. Его подход к исследованиям отличался всегда исключительной, удивительной порядочностью и последовательностью. Мы с большим интересом и участием относились к тому, что он делал, у нас с ним были одни задачи и трудности. С тех пор и навсегда он стал членом нашего коллектива.

Одной из самых сложных и каверзных задач в моделировании был (и остаётся до сих пор) подбор эквивалентных материалов. Исследователи всегда стараются как-то обойти эту задачу: взять данные о свойствах пород моделируемого массива у других авторов по аналогии, подобрать эквивалентные материалы по справочникам и т. д. Он не отступал, сам исследовал свойства пород,

подбирал эквивалентные материалы, исследовал, изменял их свойства, пока не добивался нужного. Эта крайне кропотливая и сложная работа, она требует специальных знаний и приборов, которых у него не было. Много позже, в 90-е годы, ему удалось поработать со специалистом в этой области Александром Ильичом Шемендой в прекрасно оснащённой лаборатории. А тогда (60-70-е годы) приходилось всё осваивать и создавать самому, тем не менее, эти исследования до сих пор считаются образцовыми, и это лишь один пример.

На самом деле, всё, что Александр Николаевич делал в науке и что сделал для тектонофизики, отличалось всегда абсолютной научной принципиальностью и смелостью. Он брался за самые сложные задачи, к некоторым из которых только сейчас подбираются исследователи. Александру Николаевичу удалось то, что редко удаётся человеку сделать практически в одиночку. Он умел сочетать комплексный анализ обширного геолого-геофизического материала с экспериментальными исследованиями, сочетая работу в поле и архивах с тектонофизическим экспериментом, и главное, все его работы производились на самом высоком научном уровне.

Примером таких исследований были работы по изучению соляных структур Солотвинской впадины. Он выявил механизмы образования локальных поднятий, показал, что под действием вертикальных движений подсолевых отложений в зависимости от сочетания и последовательности перемещения блоков и их амплитуды могут возникнуть поднятия, приуроченные к различным геотектоническим элементам. Он выявил три системы соляных поднятий, показал их генетическую связь с дислокациями донеогенового основания и т.д. Для исследования строения и механизма образования соляных структур и их связи с дислокациями подсолевого ложа было проведено тектонофизическое моделирование на созданной им оригинальной установке ИГиГГИ АН УССР. В полном соответствии с теорией условий подобия: были изучены реологические свойства горных пород и подобраны эквивалентные материалы. Это позволило впервые получить данные о деформациях неогеновых отложений рассматриваемого региона и аналогичных ему. Важную роль при этом играет тектонофизическое моделирование. Впервые экспериментальным путем подтверждается общетектоническая гипотеза соляного тектогенеза.

Таким образом на примере соляных структур Солотвинской впадины Александру Николаевичу удалось решить остро дискуссионную и слабо изученную научную проблему о механизме их образования, имеющую важное практическое значение для изучения ряда особенностей соляной тектоники Закарпатского прогиба, таких как: соотношение структурных планов надсолевого и подсолевого комплексов, закономерности размещения и развития соляных структур, роль регионально-тектонических движений и веса надсолевых отложений при формировании соляных структур Эти исследования являются образцом тектонофизического подхода к решению геологических задач. На основе геологического изучения области определённого генезиса рассматриваются варианты механизмов формирования её тектоники, которые проверяются с помощью тектонофизического моделирования, для чего создаются специальные приборы, изучаются реологические свойства горных пород, слагающих деформируемый регион, подбираются в соответствии с условиями подобия эквивалентные материалы, свойства которых проверяются и корректируются в соответствии с условиями подобия.

Несколько слов о других задачах, которыми занимался Александр Николаевич. Одна из наиболее сложных проблем в тектонофизике – образование складчатости. Этой проблемы он коснулся, освещая строение дисгармоничных складок Солотвинской впадины, возникновение которых связано с пластическими деформациями (течением) соляных пород миоценового возраста. Он рассматривает историю формирования этих складок и делает заключение о возможном механизме их образования. Для подтверждения своих выводов Александр Николаевич провел тектонофизическое моделирование, При этом ему удалось выяснить зависимость строения и морфологии складок от последовательности тектонических движений. Результаты этих исследований он использовал для прогнозирования их глубинного строения. Комплекс тектонофизических исследований используется им также для прогноза участков развития разрывных нарушений, еще не выявленных традиционными геологическими методами. Практический интерес представляет схема размещения выявленных длительно развивающихся и являющихся тектонически активными в голоцене разломов глубокого заложения.

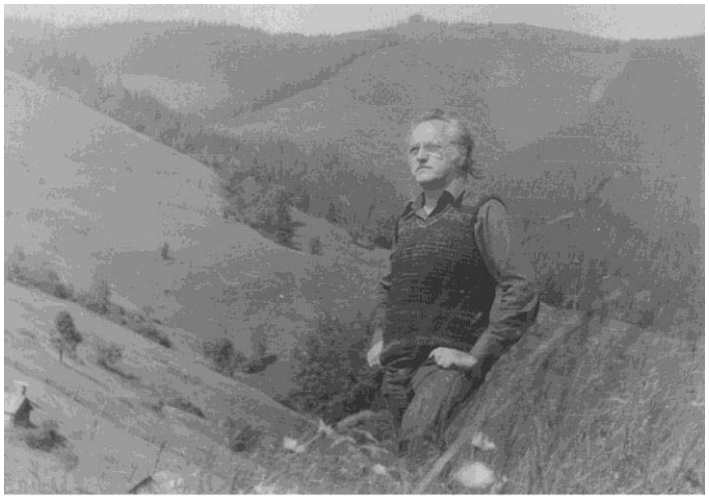
Исследования небольших регионов он сочетал с решением крупных региональных проблем, так например, участвовал в работе «Связь физических полей с глубинным строением Советских Карпат». Его публикации в статьях и в двух монографиях «Соляные структуры Солотвинской впадины» и «Галогенные формации Украины. Закарпатский прогиб» в какой-то степени отражают весь комплекс исследований и многообразие его интересов, но мне хотелось бы подчеркнуть

«тектонофизическую полноту» и неукоснительную принципиальность его исследований: полевые исследования – эксперимент – прогнозирование структур – практическое использование результатов. Абсолютно классический подход к тектонофизическому изучению объекта и всегда чисто выполненный с изготовлением приборов, сопоставлением и проверкой результатов, в том числе с использованием их на практике. Как известно, именно практикой подтверждается успешность тектонофизического изучения объектов, в то же время не так много тектонофизиков используют результаты своих исследований на практике.

А

Б

В



Александр Николаевич Бокун
А) в 1960 г. в период его работы в Центально-Казахстанском геологическом управлении (г. Караганда)
Б-В) в 1973 г. в период его работы в Институте геофизики АН УССР

У нас была общая надежда написать монографию по эквивалентному моделированию совместно с Ю.Л. Ребецким и С.А. Борняковым. Из писем Александра Николаевича видно, как близко к сердцу он принял эту идею и как активно старался участвовать в этой работе из своего Львова. К сожалению, не успели. Теперь это наша святая обязанность - завершить то, что было задумано и начато при его жизни и застопорилось на полдороге. А между тем время идёт, скоро два года, как его нет. Мы посвящаем эту конференцию его памяти. Мне трудно думать о нём в прошедшем времени. Последние годы мы жили в разных государствах. И, тем не менее, он не упускал возможности, чтобы приехать, повидаться и обсудить какие-то проблемы. Каждый раз это было так, как будто мы не расставались. Никогда не угасал накал доброты, искренности и теплоты его отношения к нам, его друзьям и коллегам, никогда не падал научный интерес к нашим общим работам, хотя с 2000 года он был уже на пенсии. Как горько теперь вспоминать, что мы жили так, как будто всегда будет возможность написать, получить ответ, захотеть и увидеться, наконец, просто позвонить – и услышать голос. Теперь остались только его труды и память об этом милом, умном и сердечном человеке, талантливом исследователе.

К.техн.н., с.н.с. лаб. тектонофизики ИФЗ РАН (г. Москва) А.В. Михайлова

НЕСКОЛЬКО ВОСПОМИНАНИЙ ОБ АЛЕКСАНДРЕ НИКОЛАЕВИЧЕ БОКУНЕ

Мы были знакомы с Александром Николаевичем с начала восьмидесятых. Наши отношения, вначале чисто профессиональные, быстро переросли в дружеские. Меня привлекали в нем редкие любознательность, увлеченность, оптимизм, готовность и способность работать над интересующей проблемой не считаясь ни с усилиями, ни со временем. Для него наука была не просто работой, но образом жизни – это то, что отличает настоящего ученого от просто научного сотрудника.

Я всегда проникался особым уважением к Александру Николаевичу, когда приезжал во Львов (я сам из тех краев). Он водил меня в свою лабораторию в подвале Института Геологии и Геохимии Горючих Ископаемых, показывал новое оборудование, демонстрировал текущие эксперименты и новые результаты, которые впечатляли количеством и качеством. Я прекрасно понимал, какой труд стоял за всем этим, учитывая, что все приходилось делать самому – от добывания денег госдоговорами, до изготовления экспериментальных установок.

Александр Николаевич также часто бывал у меня в лаборатории в Москве (тоже в подвале, в Главном Здании МГУ). Мы много обсуждали, планировали, а впоследствии реализовывали совместные исследования. Одна из проблем, которая нас интриговала (так сказать, в порядке хобби), касалась механизмов образования регулярных сетей трещин и факторов, контролирующих их плотность. Александром Николаевичем провел замечательные эксперименты на глине по этой проблеме. Потом мы создали новый модельный материал, обладающий достоинствами глины и лишенный ее недостатков ... а потом случилась перестройка, и привычный ход вещей поменялся. Мы так и не довели эту работу до конца – до публикации, а потом приоритеты поменялись (я смог вернуться к этой сложной проблеме только недавно).

А.Н. Бокун, А.И. Шеменда и М. Матауе в 1995 г в лаборатории Университета Монтпелье (г. Ницца, Франция)

В 1991 году мы оказались с Александром Николаевичем и рядом других моих московских коллег во Франции, по приглашению Французского Центра по Научным Исследованиям (CNRS). Александром Николаевичем был очень сильно впечатлен Францией, что не удивительно, так как «железный занавес» только приоткрывался. Как-то перед отъездом в Москву, сидя в ресторане в Париже и глядя на впечатленно взволнованного Александром Николаевичем, я сказал ему в шутку : «Ну что, Александр Николаевич, теперь и помирать можно», на что он мне серьезно ответил: «Нет, Саша, теперь только жить начинать надо». И действительно, впереди его ждали еще многие годы плодотворной работы, включая нашу совместную работу в университете Монтпелье (Франция), куда он был приглашен для участия в физическом моделировании континентальной субдукции и сопутствующей быстрой экзумации пород с большой глубины в горных поясах. Мы опубликовали

несколько статей, которые стали довольно известными, и продолжают хорошо цитироваться до сих пор.

На Украине ситуация в то время была не самая радужная. Пенсионный возраст Александром Николаевичем также не способствовал поддержке его направления в Институте, но упомянутые выше увлеченность наукой и оптимизм АН сильно помогали ему, и он продолжал работать практически до конца.

Д.физ.-мат.н., профессор Университета Ницца-София Антиполис (г. Ницца) А.И. Шеменда

О МОЕМ СТАРШЕМ КОЛЛЕГЕ АЛЕКСАНДРЕ НИКОЛАЕВИЧЕ БОКУНЕ

Приезды в 80х годах в лабораторию тектонофизики ИФЗ РАН Александра Николаевича Бокуна всегда запоминались необычайно теплотой, естественностью общения и доброжелательностью. Это особенно ощущалась мною, только что пришедшему в лабораторию после аспирантуры и еще даже не успевшему защитить диссертацию. Всегда были разговоры про Львов, про удивительно вкусные конфеты, которыми всегда нас баловал Александр Николаевич, и про эксперименты. Уже несколько позже, поездив по конференциям и почитав публикации, я понял, что А.Н. Бокун, как и С.А. Борняков и А.И. Шеменда, составляют уникальное тектонофизическое достояние СССР. Однажды, где то во второй половине 80-х, будучи проездом во Львове (ездил кататься на горных лыжах в Славск) заехал в институт к Александру Николаевичу. Он был очень обрадован и долго показывал свою лабораторную базу, объясняя значимость разных экспериментов.

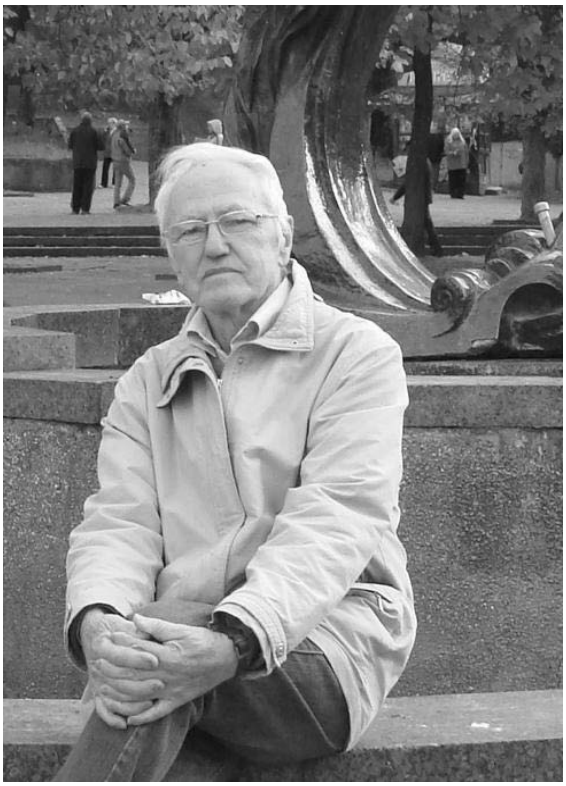
В начале 90-х годов в один из приездов в Москву А.Н. Бокуна у нас были долгие разговоры о непростой ситуации во Львове для русскоговорящих, и сами интонации этих бесед не давали повода надеяться на особые научные перспективы. После распада СССР всякие наши контакты прекратились, и казалось, что новых встреч уже впереди не будет. Мы получали скупую информацию о финансовых бедах наших украинских коллег, которые, впрочем, также переживали и сами. Знаю, что в самое тяжелое время в 1993-1994 гг большую помощь Александру Николаевичу Бокуну оказал Александр Ильич Шеменда. Они еще во времена СССР сотрудничали в организации экспериментальных работ и, вероятно, было время, когда А.Н. Бокун, являясь в этой дружбе страшим товарищем, помогал А.И. Шеменде. Теперь пришла очередь выручать друга Александру Ильичу. В 2000 г Александр Николаевич ушел на пенсию.

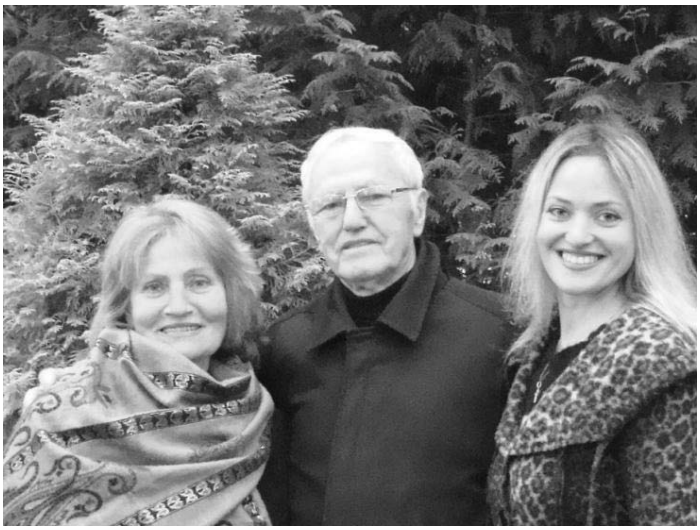
В 2007 году я принял участие в конференции во Львове, которую проводил Львовский филиал Института Геофизики НАН Украины. Помню, что делал там четыре доклада и был немного издерган своей постоянной проблемой формирования докладов в самый последний момент времени. Когда все доклады были сделаны, сообразил, что я не вижу в институте Александра Николаевича. О том, что он к этому времени уже был отправлен на пенсию, я также в суматохе забыл.

Если я все правильно помню, то Андрей Владимирович Назаревич, узнав, кого я ищу, на следующий день привел в конференц-зал А.Н. Бокуна. Мы с ним очень тепло пообщались в институте. Он с некоторой душевной болью показал «припрятанные» от разорения в чужой лаборатории приборы по тектонофизическому моделированию. Долго смотрели фотографии экспериментов по продольному сдвигу. Столь чисто выполненного эксперимента, таких почти прорисованных в глинах структур R-сколов я не видел. Только здесь с сожалением сообразил, что с этой частью экспериментов Александра Николаевича ранее не был знаком. Эти эксперименты мне были особенно близки, т.к. в конце 80-х годов я занимался математическим моделированием именно этой задачи продольного сдвига. После увиденного первое желание было забрать Александра Николаевич с собой в Москву. Затем, вспомнив о готовящейся в 2008 году в Москве тектонофизической конференции, пригласил его к нам. Он с радостью согласился. Так наше общение было вновь восстановлено.

Тектонофизическая конференция 2008 года в ИФЗ РАН сыграла громадную роль в развитии тектонофизики в России. Это был мощный импульс, показавший, что времена разорения прошли и идут времена созидания. Были восстановлены наши связи большим числом институтов не только России, но и зарубежья (Китай, Франция, Киргизия, Украина). Все мы были рады приезду к нам Александра Николаевича со своей дочкой Аленой Бокун. Он общался с А.В. Михайловой, Д.Н. Осокиной, С.А. Борняковым, С.И. Шерманом, О.Б. Гинтовым и другими своими друзьями-коллегами, с которыми не виделся много лет. По результатам присланных на конференцию докладов

был выпущен блок статей в журнале Физика Земли, и статья А.Н. Бокуна была одной из наиболее значимых в этой подборке.





Александр Николаевич с женой Анной Ильиничной и дочерью Еленой Александровной во Львове в октябре 2011 гг.

В конце 2010 года, после выхода в журнале Физика Земли статьи Александра Николаевича, мы договорились о начале подготовки совместной монографии по механизмам деформирования осадочного чехла над блоками кристаллического фундамента. Предполагалось, что в нее войдут экспериментальные и теоретических модели, полученные в работах лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, а также в работах А.Н. Бокуна. Мы также рассчитывали и на участие в монографии С.А. Борнякова, полагая, что его материал наиболее готов к публикации. Нам с А.В. Михайловой предстояло провести несколько численных расчетов, а Александру Николаевичу собрать и обобщить старые результаты. Весь 2011 год шел постепенный сбор материалов, сопровождавшийся перепиской. Уже в середине года мне стало ясно, что процесс подготовки монографии плавно перейдет и на следующий год, т.к. из писем Александра Николаевич было видно, что здоровье его не очень хорошее. И все равно известие, которое мы получили 1 декабря 2011 года от Алены о смерти Александра Николаевич, нас застало врасплох.

Д.физ.-мат.н., зав. лаб. тектонофизики ИФЗ РАН (г. Москва) Ю.Л.Ребецкий

БИОГРАФИЯ И КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТРУДОВОГО НАУЧНОГО ПУТИ А.Н. БОКУНА

Саша Бокун родился 29 декабря 1933 года в деревне Верхний Неман Узденского района Минской области. В первые дни войны отец Саши добровольно ушел в ряды Советской Армии. Восьмилетний Саша с матерью и братом вскоре оказались на территории, временно оккупированной немцами. В 1942 году погибла мать, насильственно выгнанная немцами на работу, и детей на воспитание взяла тетя, у которой Саша Бокун прожил до 1947 года. Там он закончил 5 классов Долгиновской неполной средней школы. В этом же году Саша переехал в г. Львов к отцу, который к этому времени демобилизовался из рядов Советской Армии. Во Львове он поступил учиться в шестой класс СШ № 43. После окончания семи классов с 1949 по 1952 гг. он работал переплетчиком и одновременно учился, сначала в заочной средней школе (где закончил 8 и 9 класс в один год), затем в школе рабочей молодежи.

В 1952 г. Александр Бокун после завершения учебы в 10-ом классе 8-й СШ рабочей молодежи поступил во Львовский Государственный университет им. Ивана Франко на геологический факультет, который в 1957 году успешно закончил. Он получил специальность “геологическая съемка и поиски полезных ископаемых” и 30 августа 1957 года был направлен на работу в Центально-Казахстанское геологическое управление (г. Караганда). Александр Николаевич работал в Карагандинской геолого-съемочной поисковой экспедиции Центрально-Казахстанского геологического управления до 1963 г. сначала коллектором, затем геологом и старшим геологом. За время работы в экспедиции он показал себя хорошим, ответственным и перспективным работником. Александр Бокун работал на геосъемке масштаба 1:200000, а с 1960 г. - геологом Нуринской геоморфологической партии. К работе он относился добросовестно, зарекомендовал себя хорошим работником, пользовался уважением в коллективе, был скромен, принимал активное участие в общественной жизни коллектива экспедиции.

В 1963 году Александр Николаевич был зачислен в аспирантуру Львовского филиала Института геофизики АН УССР, которую окончил в 1966 г. С 1966 по 1973 гг., работая в Институте геофизики АН УССР, участвовал в выполнении 2-х тем:

1. «Комплексное изучение современных движений земной коры в Карпатах»
2. «Связь физических полей с глубинным строением Советских Карпат».

Занимался организацией лабораторной базы для проведения тектонофизического моделирования структурных элементов Карпат. За этот период разработал и создал экспериментальную установку для моделирования тектонических процессов, приставку к микроскопу для изучения реологических свойств горных пород эквивалентных материалов и другие приспособления, опубликовал ряд статей.

С 1973 года А.Н. Бокун работал в Институте ГГГИ АН УССР. В 1974 г. принимал участие в разработке темы «Соляной и глиняный диапиризм и его роль в размещении месторождений нефти и газа на территории УССР», в которой написал главы по моделированию соляных структур. С 1975 г. работал по теме «Изучение дисгармонической складчатости методом тектонофизического моделирования», в которой был одним из основных исполнителей. В 1975 г. А.Н. Бокун занимался организацией лабораторной базы, подготовкой приборов и установки моделирования к работе. В 1976 г. испытывал 3-слойную модель под действием вертикальных и горизонтальных сил. Выступал с докладами на республиканской научно-технической конференции (г. Харьков, 1976 г.) и общеинститутском семинаре ИГиГГИ АН УССР. Подготовил к защите кандидатскую диссертацию «Соляные структуры Солотвинской впадины», опубликовал 6 статей.

В 1977 году Александр Николаевич защитил диссертацию на тему: «Соляные структуры Солотвинской впадины (особенности строения, история формирования и механизм образования)». Монография А.Н. Бокуна «Соляные структуры Солотвинской впадины» (в открытой печати 1981 г.) посвящена исследованию особенностей строения, истории формирования и механизма образования соляных структур в Закарпатском прогибе. Тема работы актуальна и имеет как научное, так и практическое значение. Актуальность темы определяется приуроченностью к соляным структурам промышленных залежей ряда полезных ископаемых: нефти, газа, минеральных солей и т.д. Поэтому в настоящее время в различных регионах Советского Союза (Средней Азии, Белоруссии, на Северном Кавказе и других областях) проводятся большие работы по изучению закономерностей размещения нефтяных залежей в зависимости от строения соленосных толщ и особенностей генезиса тектонических структур. Вопросы, рассматриваемые в монографии А.Н. Бокуна, имеют прямое отношение к этим важным в практическом отношении изысканиям. В монографии в полном объеме применены прогрессивные тектонофизические методы, описаны методика и методические приемы тектонофизических исследований, которые могут быть рекомендованы для изучения строения и механизма образования соляных структур в других регионах. Детально описаны также созданная автором лабораторная установка и приборы для моделирования геологических процессов. С целью расширения опыта данного исследования на другие области солянокупольной тектоники СССР, монография была опубликована со всем иллюстративным материалом, для того чтобы она стала доступной для широкого круга специалистов. Результаты монографии в виде практических рекомендаций по поиску месторождений нефти и газа приняты трестом «Львовнефтегазразведка» и сейсмической станцией «Львов».

В 1979 году Александр Николаевич назначен руководителем созданной в отделе неструктурной *лаборатории тектонофизики*, в которой проводил трудоемкую работу по организации тектонофизических исследований. А.Н. Бокун является энтузиастом в развитии нового в тот момент, перспективного научного направления – тектонофизика. Его высокая научная квалификация

определяется тем, что он является членом секции «Структурная геология и экспериментальная тектоника» - координирующего центра экспериментальных исследований в СССР и членом научного Совета при Президиуме АН УССР по проблеме: «Современные движения и прогноз землетрясений». Он выступает с докладами на совещаниях международного и союзного уровня. Его научные работы публикуются в изданиях союзного значения. В институте он организовал и создал лабораторную базу для проведения тектонофизического моделирования. Им разработаны: установка для моделирования тектонофизических процессов; прибор для изучения реологических свойств эквивалентных материалов, утройство для сжатия горных пород и ряд других устройств и приспособлений. Он экспериментально доказал возможность образования соляных структур с позиций общетектонической гипотезы соляного тектогенеза. Им разработаны методики моделирования конкретных соляных структур и дислокаций океанических осадков, методика подбора эквивалентных материалов.

А.Н. Бокун участвовал в разработке темы: Геология, геохимия и полезные ископаемые эвопаритов Украины (1978-1982 гг.). Основное направление научных исследований – геология, тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей Украины, поиск месторождений нефти и газа на базе тектонофизических методов исследований. В том же году в соавторстве сдана в печать другая монография – «Галогенные формации Украины. Закарпатский прогиб». Результаты научных разработок внедряются в народное хозяйство. В 1985 г. он внедрил (в п/о «Южморгеология») методику моделирования дислокаций океанических осадков. За три года (1983-1985 гг.) он выполнил ряд хоздоговорных работ с высоким экономическим эффектом, подал 4 рекомендации, из них две – по практическому использованию на производстве и две - по развитию экспериментальной тектоники.

Во время работы в Институте Александр Николаевич опубликовал более 60 научных трудов в т.ч. 2 монографии, принимал участие в многочисленных международных конференциях, в т.ч. за рубежом.

Трудовые вехи А.Н. Бокуна:

С 1966 г.- аспирант Львовского филиала Института геофизики АН УССР, а с 1973 г.- младший научный сотрудник этого же филиала.

В 1974 г. перевелся в Институт геологии и геохимии горючих ископаемых (ИГГГИ) АН УССР на должность младшего научного сотрудника Отдела соляных структур.

1978 г. – защитил кандидатскую диссертацию на тему «Соляные структуры Солотвинской впадины».

С 1983 г. – старший научный сотрудник Отдела соляных структур ИГГГИ АН УССР. Во время работы в отделе создал лабораторию физического моделирования, разработал программу тектонофизических исследований.

С 1993 г. Начал работать в Отделе палеогеографии и тектоники.

Работал в Институте до 01.03.2000 г.

После ухода на пенсию А.Н.Бокун увлекся садоводчеством и пчеловодством. Как и в работе, так и в увлечениях Александра Николаевич отличали огромное трудолюбие, научный подход и любовь к людям и природе.

ВМЕСТО ЭПИЛОГА

Завершить наши странички памяти мы хотим выдержками из последних писем Александра Николаевича, в которых с конца 2010 года он обсуждал с нами (лаборатория тектонофизки ИФЗ РАН) вопросы подготовки монографии. Строки их этих писем показывают, насколько важно творческому человеку, которым являлся А.Н. Бокун, оставаться внутри научной жизни. Было видно его явное желание сделать эту работу, но возраст и нездоровье постоянно напоминали о себе. В приводимых текстах мы убрали начальные и конечные части писем, а также те места, в которых Александр Иванович делился нами своими житейскими успехами на даче (он стал почти профессиональным пчеловодом).

2010 11 03

Здравствуй дорогой Юра, Ася!

Только теперь я приступаю к работе над монографией, в которой я задействован. Думаю еще успею, поскольку первоначальный срок написания был продлен. Раньше я как-то не мог сосредоточится,

все отвлекали дачные работы …… По плану где-то в феврале еду в санаторий Карпаты, что находится в Закарпатской обл. (район г. Свалява). Там я прохожу профилактику ежегодно начиная с 2006 года. Ну а потом продолжу писать начатое, не отвлекаясь.

2010 11 27
Ася, я с Вашего разрешения, хотел бы прислать некоторые рисунки, которые собираюсь представить в монографии и кое что спросить по ним. Я понимаю, у Вас своих дел невпроворот, но коротко скажите своё слово.

2010 12 06
Ясно, что не соблюдавшееся подобие по учету гравитационного напряженного состояния – ГНС (коэффициент Пуассона) очевидно, существенно отразилось и на результатах моделирования. Но как оценить теперь всё, что сделано в экспериментах по структурной геологии, что нужно принять, как достоверное, а что подлежит сомнению? Это просто картинки, или выявленные закономерности, наблюдаемые в природе? Относительно будущего физического моделирования, согласен, что оно не главное, но думаю – нужное в комплексе тектонофизических исследований. Возникшие дополнительные трудности для его осуществления - это размеры моделей в случае моделирования на традиционных глинах и глинистых материалах, определение коэффициента Пуассона и др., не должны остановить экспериментаторов. И я был бы одним из первых, попробовавших испытать модели с учетом ГНС, но мой ресурс, к сожалению, исчерпан и поэтому буду ждать результата других исследователей. … Но в любом случае я постараюсь не задержать процесс подготовки к печати. Полностью подготовку я собираюсь закончить до конца 2011 года
Трудность у меня с компьютерной обработкой, я плохо владею этим аппаратом, да и нет полного комплекта этой техники (сканера, принтера). Ну а со здоровьем более менее (как говорила Д.Н.Осокина), Михаил Владимирович Гзовский в этом случае говорил - если ничего не случится. Но это мрачные прогнозы. **Надо работать!**

2011 03 27
Не всё ясно для меня. Ты пишешь, что Вас интересуют модели, сочетающие взбросы, сбросы со сдвигами. У меня имеются модели, когда погружение по сбросу (углы разные) в жестком основании формируют флексуру в вышележащей толще, которая осложняется разломной зоной, представленной сбросами, взбросами и субгоризонтальными сдвигами (первая постановка задачи). Или тебя интересуют модели, когда в жестком основании задается сброс(взброс) по которому осуществляется движение под определенным углом и одновременном его горизонтальном сдвигании? В такой постановке моделирование не проводилось. В первой постановке приведена серия экспериментов под разными углами сместителя и с разными скоростями движений в результате выявлены закономерности строения разломных зон от этих 2-х факторов. Эти результаты я собираюсь описать в главе "Тектоника и поле напряжений в областях субвертикальных движений". Их, в виде рисунков, я могу выслать Вам за короткое время. Имеются эксперименты по формированию структур под действием вертикальных движений в условиях горизонтального сжатия и другие, надо смотреть, искать в пленках. Буду иметь ввиду и наиболее интересные результаты направлять Вам для истолкования.

2011 04 04
Все более убедительно воспринимаю утверждение о важной роли силы гравитации в деформационном процессе. Жаль только, что мы с Асей не учитывали их в наших экспериментах так, как это видится сейчас. Вернее я считал, что поскольку множитель подобия Cg входит в условия подобия, а в совокупности с множителем Ср характеризует статическое действие силы тяжести, то этот параметр учитывается. К тому же мы исходили из того (утверждение М.В. Гзовского), что при моделировании медленно развивающихся тектонических деформаций действием сил инерционного характера можно пренебречь. Если бы я проводил эксперименты сейчас, мы могли бы показать на физических моделях отличие в результатах.

2011 09 30
Ты пишешь - неплохо бы иметь от меня какое-то очень краткое описание экспериментов (5-6 строк - условие нагружения и пару фото). Для меня не ясно, результаты каких экспериментов ты хотел бы иметь - тех, которые я сейчас описываю к главе 4 -эволюцию деформаций и парагенезис структур

разрушения в областях субвертикальных движений по разломам или к главе 3 - эволюцию деформаций и парагенезис структур разрушения в областях горизонтальных движений глыб фундамента (зонах горизонтального сдвига). …. В моем багаже имеются модельные структуры, сформированные разными механизмами и даже при совместном их действии, так что можно предложить и такие. Хочу спросить у тебя, какой объем страниц должен иметь мое описание к разделам в главах 3 и 4. Так, например, при описании структур разрушения по субвертикальным разломам фундамента у меня имеется много выкопировок из моделей, сведенных в один рисунок. Он объемный и систематизированный, хорошо бы его привести полностью.

2011 10 30
Юра, ты писал (письмо от 21.09.11), что хотел бы иметь краткое описание экспериментов, условия нагружения, фото. Я не совсем понял, каких экспериментов. Подробно об этом см. мой ответ (письмо от 30.09.11). В этом же письме содержится мой вопрос относительно объема страниц текста в главах 3 и 4 и еще вопрос по поводу объёмного рисунка, отражающего эволюцию флексурных изгибов и осложняющих их зон трещиноватости (12 моделей, испытанных при разных скоростях нагружения и разных углах наклона разрыва (сброса) в жестком основании). Этот рисунок мы отправили Вам 9.10.11 с той сервисной фото структуры, где его сканировали. Он без названия и подписей, получили ли Вы его?

2011 11 13
Я так и думал, у тебя полная загрузка работой. Так что не переживай относительно своевременности ответов - у меня полное понимание ситуации. Спасибо тебе большое за обстоятельное письмо и поздравляю тебя с организацией и проведением молодежной конференции. Теперь стало ясно, что и как надо делать. Хотя вопросы у меня будут и я вынужден буду тебя беспокоить. Ты спрашиваешь, как я отношусь к предложению включить мои результаты по модельным материалам в совместную статью в журнале «Геодинамика и Тектонофизика». Конечно же - с одобрением и благодарностью. А кто бы поступил иначе ? ….. Такая статья будет крайне полезна для молодых экспериментаторов.
Юра, у меня такое впечатление, что ты не получил моего объемного рисунка, который мы отправили из сервисной структуры " Минольта", где его сканировали. Этот рисунок содержит 12 моделей (эволюция разломных зон). Поэтому, буквально завтра я пойду в эту структуру, мы перешлем этот рисунок на мой адрес, а затем я отправлю его тебе. Так вот условия испытаний этих моделей такие: слой (брусок) влажной глины лежит на жестком основании (фундаменте), брусок глины с двух сторон ограничивается стенками из стекла. В фундаменте задается прорезь, т.е. разрыв (сброс). Нагружение модели создается через подошву. Лежачему крылу сброса задается движение (погружение, опускание) с помощью экспериментальной установки с определенной постоянной скоростью. Существует полный прилип слоя глины с жестким основанием, поэтому движение жесткого блока основания полностью передаётся слою глины. Ясно, что в этом нагружении участвует и гравитационная сила, обусловленная весом самой глины. Думаю, роль её в моделях с разными углами погружения различна. Модели испытывались при разных скоростях (1, 4, 20, 100 мм/мин) и разных углах погружения (75, 60, 45 градусов). Поскольку каждая модель отражает эволюцию (последовательные стадии развития) разломных зон, то ты увидишь начальную и конечную стадии процесса. Фотографии в натуре можно будет представить также.
Я намечал представить описание этих моделей в главе 4 -"Эволюция деформаций и парагенезис структур разрушения в областях субвертикальных движений по разломам", но если этот материал будет более уместным в гл. "Тектоника и поле напряжений в областях субвертикальных движений", то надо приводить здесь.

Ну, вот так, пока. Юра, напиши, удовлетворил ли тебя мой ответ и не стесняйся - тормоши старика. Я рад, что имею специалистов, которых интересуют мои результаты и дают им свет.
До свидания, всего Вам самого доброго.
А. Бокун.

Через шесть дней в субботу, 19 ноября 2011 года в восемь часов вечера не стало Александра Бокуна.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛЕ СОВРЕМЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Р.С. Алексеев[1,2], Ю.Л. Ребецкий[1]

[1] - Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва
[2] - Московский государственный университет (Физ. фак-тет), г.Москва

ВВЕДЕНИЕ

Для расчета напряжений в коре Средней и Юго-Восточной Азии использовались данные каталога механизмов очагов CMT (http://earthquake.usgs.gov/eqarchives/sopor). Для исследуемого региона (рис. 1) каталог механизмов насчитывал 1294 событий с диапазоном магнитуд $4.5 \le M_b \le 8$ за период времени 1976 г по 2010 г.

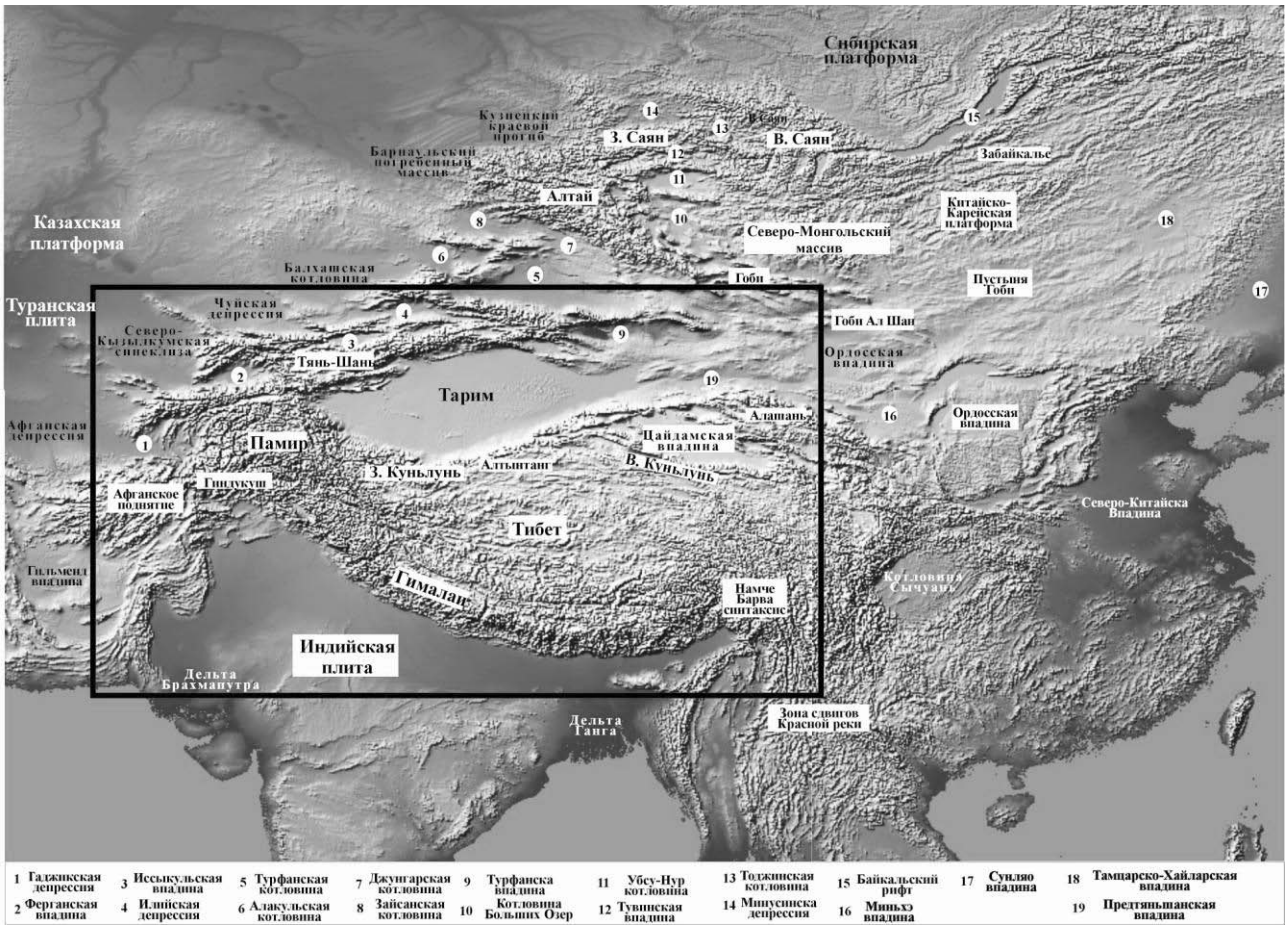


Рис. 1. Топография территории Высокой Азии и примыкающей к ней территории (область реконструкции напряжений в работе [Rebetsky, et al., 1997]). Прямоугольником выделена область, для которой в настоящей работе выполнялась новая реконструкция напряжений

Как следует из данных рис. 2, основной глубинный диапазон каталога механизмов очагов землетрясений заключен в диапазоне от 10 до 35 км. Наиболее представительным является диапазон магнитуд от 5.0 до 6.0, что связано с достаточно большими расстояниями между сейсмическим станциями IRIS. Наблюдается увеличение во времени числа событий, для которых определяются механизмы очагов землетрясений (пик приходится на 2006-2008 гг). В следующие годы уровень сейсмичности в данном диапазоне магнитуд вернулся к значениям начала двухтысячных годов. Вероятно, данное увеличение числа сейсмических событий можно связывать с возросшей активностью региона после произошедшего в 26.12.04 катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения.

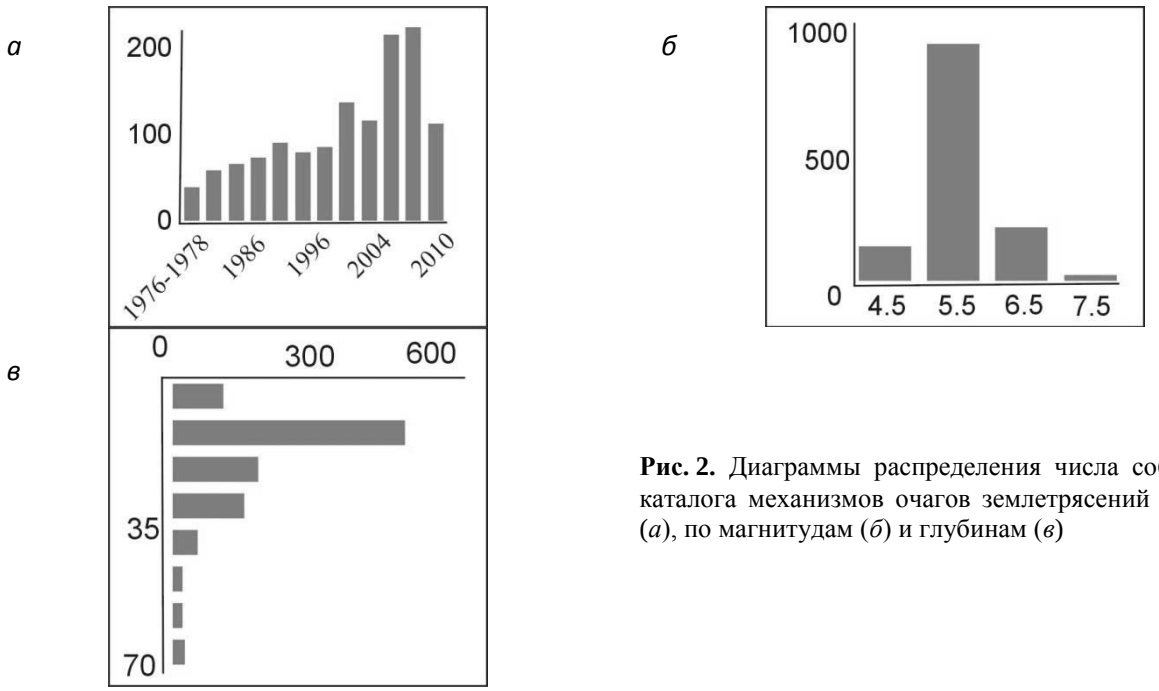


Рис. 2. Диаграммы распределения числа событий из каталога механизмов очагов землетрясений по годам (*а*), по магнитудам (*б*) и глубинам (*в*)

На рис. 3 показано распределение эпицентров из этого каталога и механизмы очагов наиболее сильных землетрясений (M > 6). Данные каталога механизмов очагов достаточно хорошо покрывают Памир, Гиндукуш и Куньлунь. Пятнами наблюдается покрытие районов Тибета и Гималаев. В соответствии с этим распределением эпицентров событий можно ожидать и возможности получения сведений о напряженном состоянии коры исследуемой территории.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА НАПРЯЖЕНИЙ

Предварительный анализ каталога (см. диаграмму рис. 3) показал, что в нем содержится 39% механизмов очагов, отвечающих взбросам, 24% - сдвигам и 12% - сбросам. Остальные события относятся к промежуточным кинематическим типам разрывообразования, сочетающим эти основные типы. На рис. 3 на круговых диаграммах показана представительность азимутальных простираний и погружений осей *P* и *T* их механизмов. Как видно, ориентация этих осей имеет достаточный разброс в определения азимутов. Оси *P* имеют преимущественное простирание на север и на юг при среднестатистическом пологом погружении. На диаграмме погружения этой оси проглядывается небольшой пик значений, отвечающий крутому погружению.

Оси *T* имеют в основном субширотное простирание, но также достаточно много определений с другими ориентациями. На диаграмме погружения имеется два ярко выраженных пика значений. Один из них отвечает пологому положению осей, а другой субвертикальному.

Для реконструкции напряжений использовался программный комплекс STRESSseism, созданный в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, базисом которого является алгоритм метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Ребецкий, 1999, 2003, 2005, 2007; Rebetsky, 1996]. Реконструкция напряжений осуществлялась для масштаба осреднения, отвечающему коре в целом (50-70 км). Шаг сетки составлял 0.25 град. При реконструкции использовались механизмы от 4.5 до 6.5 (исключено 50 событий с $M_b > 6.5$). Опыт работы алгоритма МКА показывает, что использование диапазона магнитуд большего, чем 2.5-3 единицы, приводит к завышению роли сильных землетрясений за счет того, что размер их области упругой разгрузки начинает доминировать над землетрясениями меньших магнитуд. Механизмы этих сильных событий начинают участвовать в определениях напряжений большинства доменов, существенно усредняя результаты расчетов.

Расчеты выполнены для 3148 квазиоднородных доменов при минимальном числе землетрясений в однородной выборке 6. Отметим, что в отличие от этого расчета в результатах, представленных на рис. 3, расчет выполнялся не по равномерной сетке, а в эпицентрах очагов землетрясений каталога механизмов.

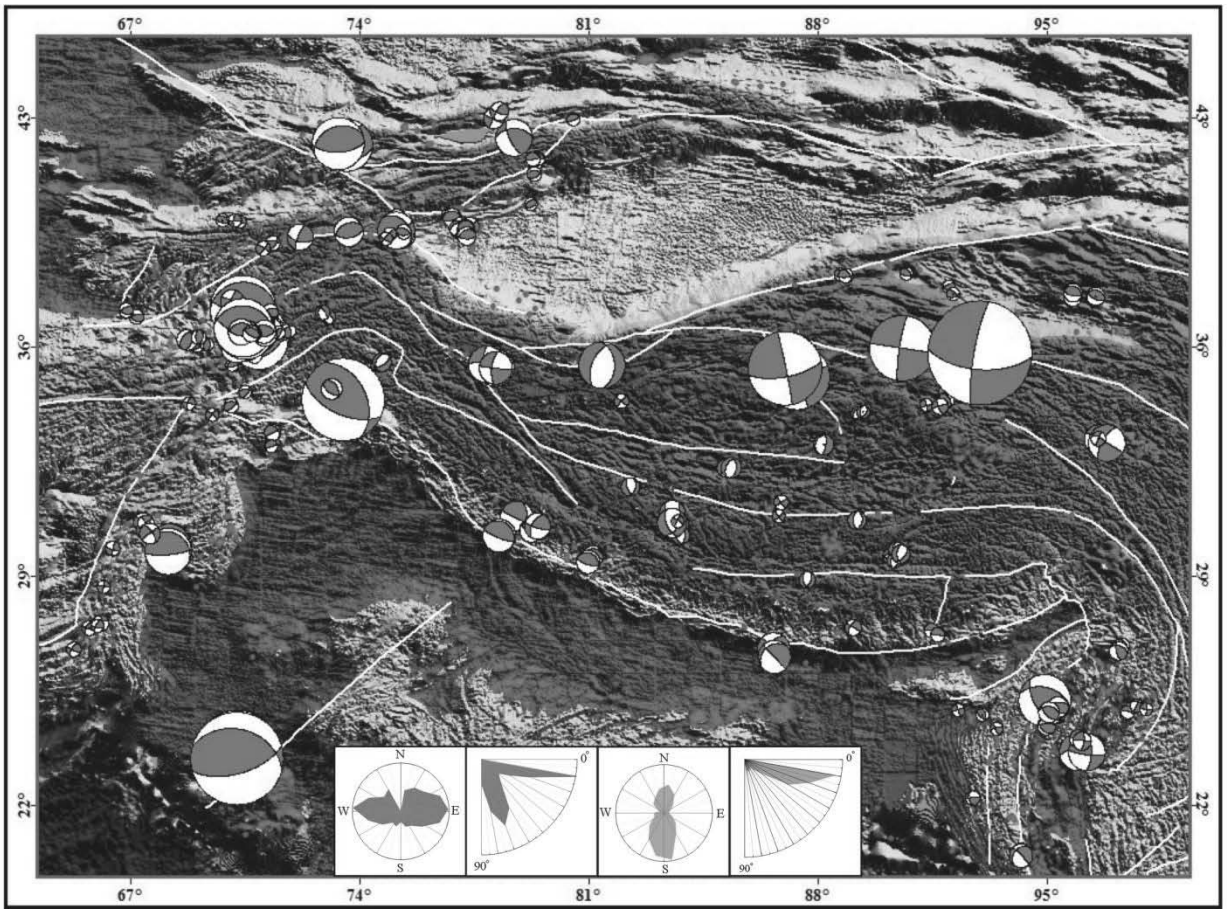


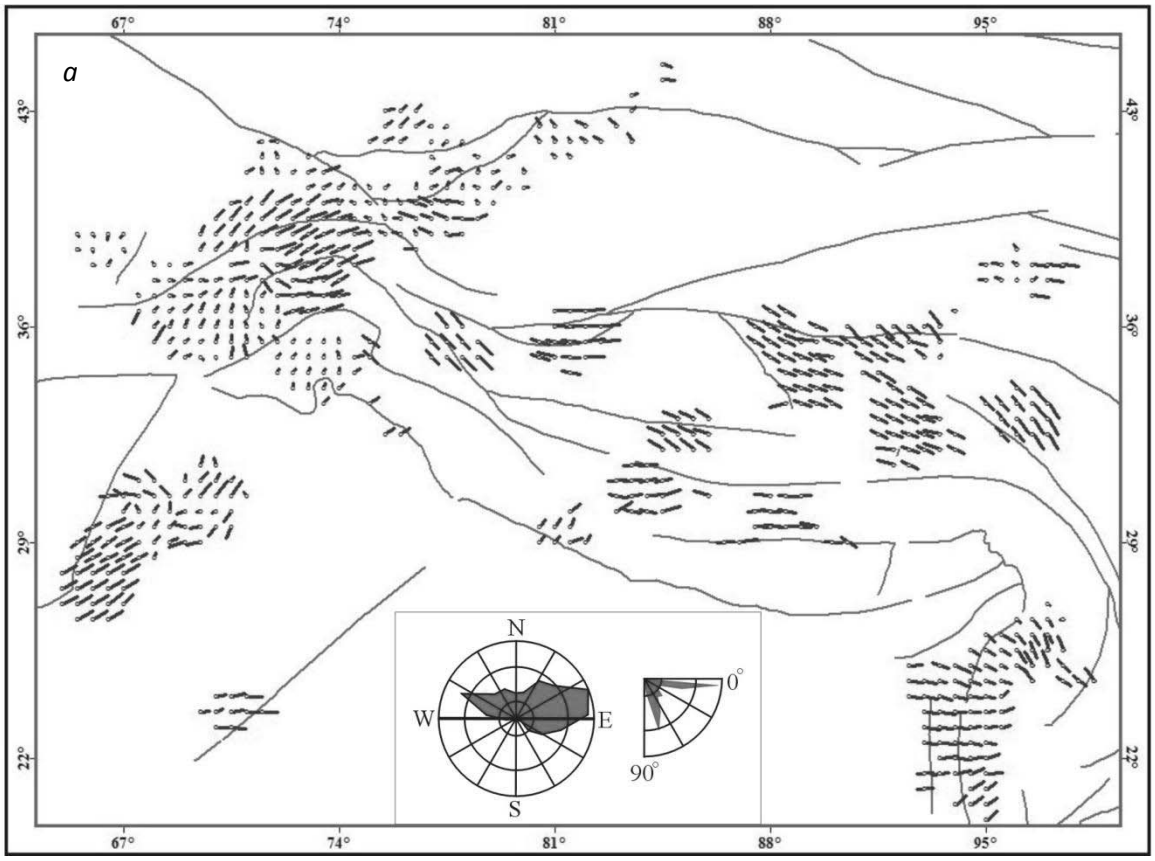
Рис. 3. Карта распределения для коры Высокой Азии эпицентров землетрясений из каталога механизмов очагов землетрясений (кружочки красного цвета) и механизмы очагов для магнитуд $M_b > 6.0$, топография и основные разрывы. На круговых роз-диаграммах в нижней части рисунка красной и синей заливкой показана представительность механизмов очагов с разной азимутальной ориентировкой и углами погружения соответственно осей *P* и *T*

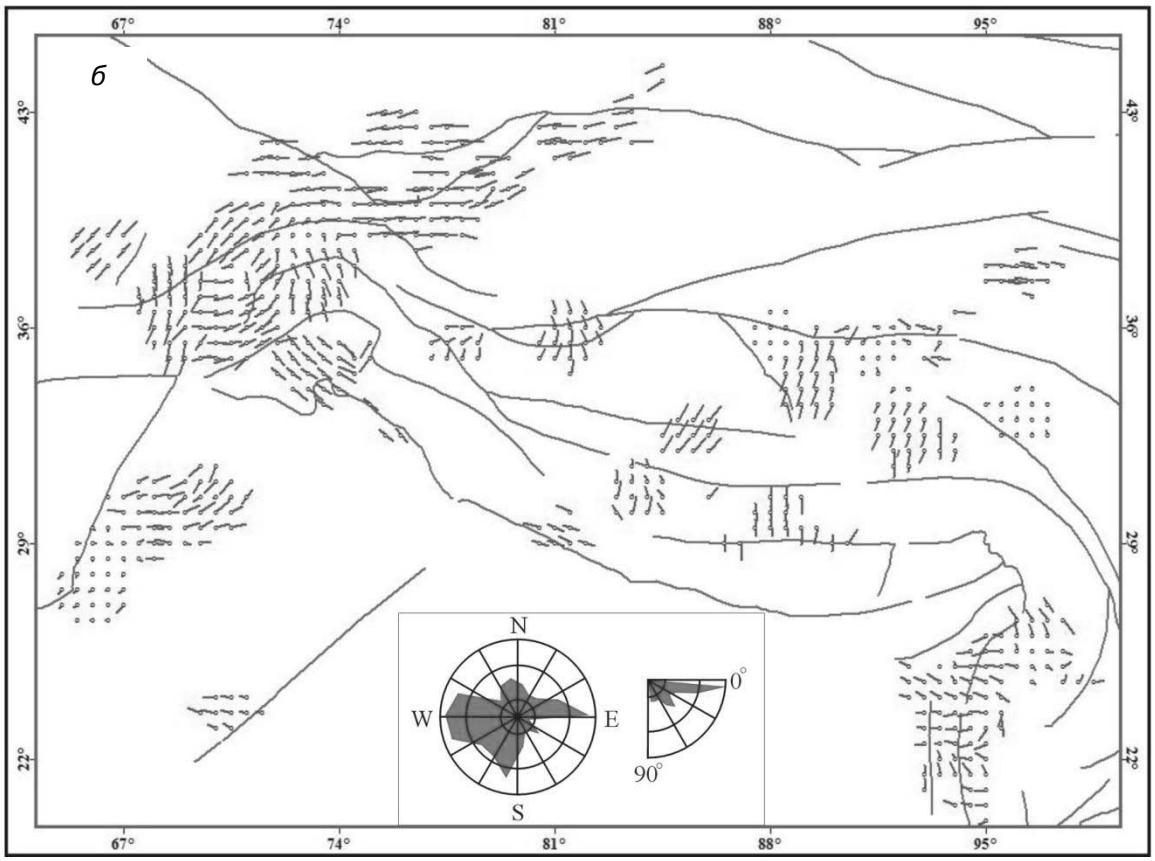
Результаты реконструкции напряжений сопоставлялись с подобными расчетами [Rebetsky, et al., 1997], которые были произведены более 15 лет назад на основании каталога механизмов, собранного по литературным источникам разных авторов и по предыдущей версии этой же программы STRESSseism.

На рис. 4 показаны результаты нового расчета напряжений в виде проекции на горизонтальную плоскость ориентации осей главных напряжений. Отметим, что результаты расчета ориентации осей главных напряжений (рис. 4) во многом похожи на ориентацию этих же осей для предыдущей реконструкции напряженного состояния [Rebetsky, et al., 1997]. Так, в частности, похожа ориентация осей максимального сжатия σ_3 в коре западного сегмента исследуемой области, относящейся к горным поднятиям Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Гиндукуша и Намче Барва синтаксиса. Здесь оси максимального сжатия закономерно сменяют свою ориентацию, оставаясь практически везде субгоризонтальными. Исключение такого субгоризонтального положения этих осей составляет кора Памира, для которой в обоих результатах реконструкции существуют домены с субвертикальной ориентацией осей максимального сжатия.

Для района реконструкции оси алгебраически максимального главного напряжения σ_1 везде, кроме коры Гиндукуша, Афганского поднятия и Тянь-Шаня, субвертикальны, что определяет геодинамические режимы коры как горизонтальное сжатие (рис. 4, *а*). Для коры Памира в обоих результатах реконструкции оси субгоризонтальны, что вместе с субвертикальной ориентацией осей определяет геодинамический режим коры как горизонтальное растяжение, которое соседствует здесь с режимами горизонтального сжатия и сдвига. Также похожи новые результаты реконструкции на предыдущие расчеты [Rebetsky, et al., 1997] и для восточного сегмента исследуемой области. Здесь с севера на юг наблюдается разворот осей напряжений максимального сжатия от северо-восточного простирания до восточного и юг – юго-восточного. В результатах обеих

реконструкций здесь наблюдается геодинамический режим горизонтального сжатия, соседствующий с горизонтальным сдвигом.





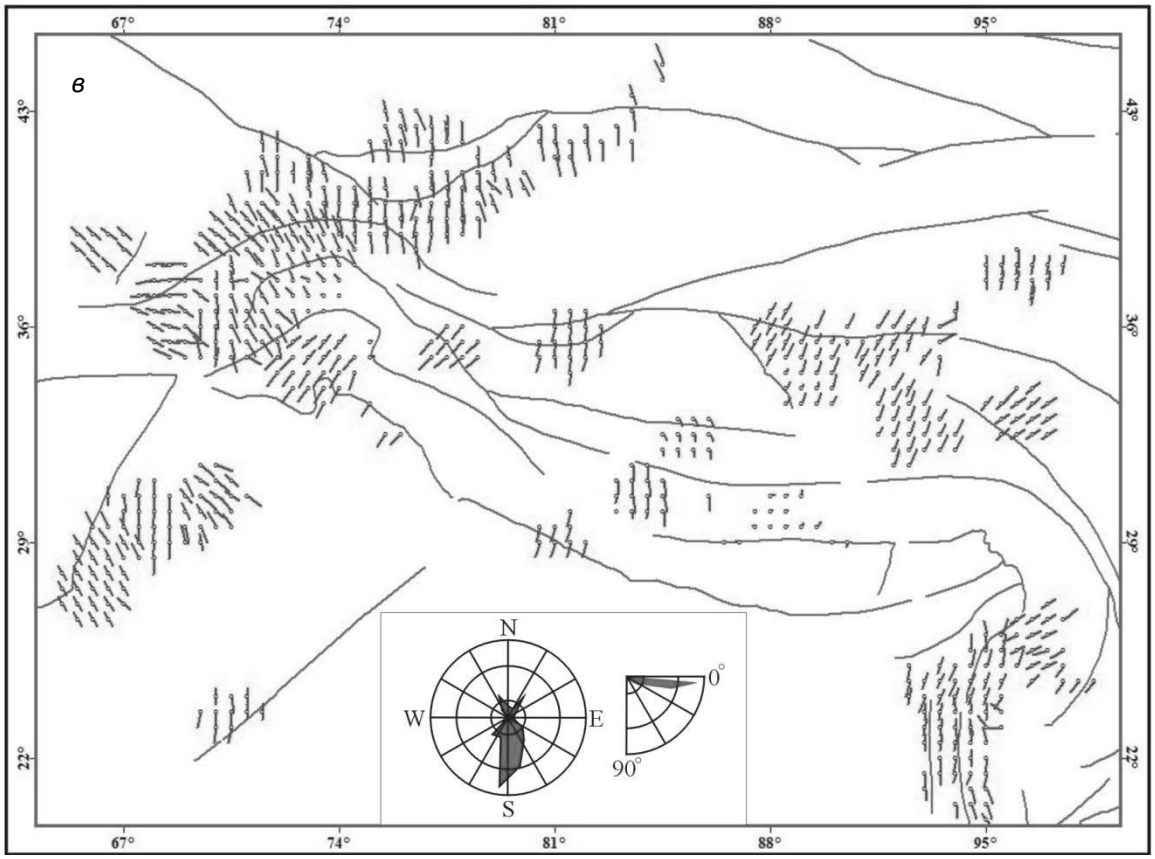


Рис. 4. Погружение осей главных напряжений, полученных по результатам реконструкции 2012 года: *а*) алгебраически максимального (максимального девиаторного растяжения); *б*) промежуточного; *в*) алгебраически минимального (максимального сжатия). Точка – центр квазиоднородного домена, для которого выполнена реконструкции напряжений. Вектор из центра домена (точки) направлен в сторону погружения оси главного напряжения. Точка в середине вектора означает субгоризонтальное положение оси (±15град). Длина вектора характеризует его крутизну погружения На круговых роз-диаграммах в нижней части рисунка для каждой из осей главных напряжений показана представительность ее азимутальной ориентировки и углов погружения.

Существенные различия в ориентации осей главных напряжений наблюдаются в коре центральной части Тибета и восточного сегмента Гималаев. Здесь оси максимального сжатия в результатах новой реконструкции имеют субвертикальную ориентацию, в то время как в расчетах, представленных в работе [Rebetsky, et al., 1997] они субгоризонтальны (есть только несколько определений с субвертикальной ориентацией оси σ_3 для небольшого юго-восточного участка Тибета). Поскольку ориентация осей максимальных алгебраических напряжений σ_1 для обеих реконструкций похожа, то это приводит к отличиям в геодинамических режимах. По результатам предыдущих расчетов здесь режим горизонтального сдвига, а по результатам новых расчетов – горизонтальное растяжение (рис. 4, *а*).

В результатах нового расчета кора южного и восточного Тибета отличается по ориентации главных осей на Зенит и, следовательно, отличается по геодинамическому режиму. Здесь (см. рис. 5, *а*) существуют большие участки коры с режимом горизонтального растяжения. В расчетах 1997 г здесь везде режим горизонтального сдвига. Для коры Гималаев, Гиндукуша, Памира и Тянь-Шаня обе реконструкции дают близкие результаты. Также близкие результаты получены и для коры юго-восточного сектора реконструкции напряжений (кора Намче Барва синтаксиса). Диаграмма распределения числа доменов с разными видами геодинамических режимов (в нижней части рис. 5, *а*) показывает существенное преимущество режима горизонтального сжатия.

Большие площади коры Тибета, находящиеся в режиме горизонтального растяжения (ось напряжений максимального сжатия субвертикальна), сложно интерпретировать в контексте превалирующего на сегодняшний день взгляда на геодинамику исследуемого региона. С позиции тектоники плит здесь должно наблюдаться наибольшее горизонтальное сжатие, которое передается на тысячи километров вплоть до Байкала [Molnar, Topponnier, 1975; Семинский, 2008]. Именно этим горизонтальным сжатием объясняется пятикилометровое поднятие Тибета.

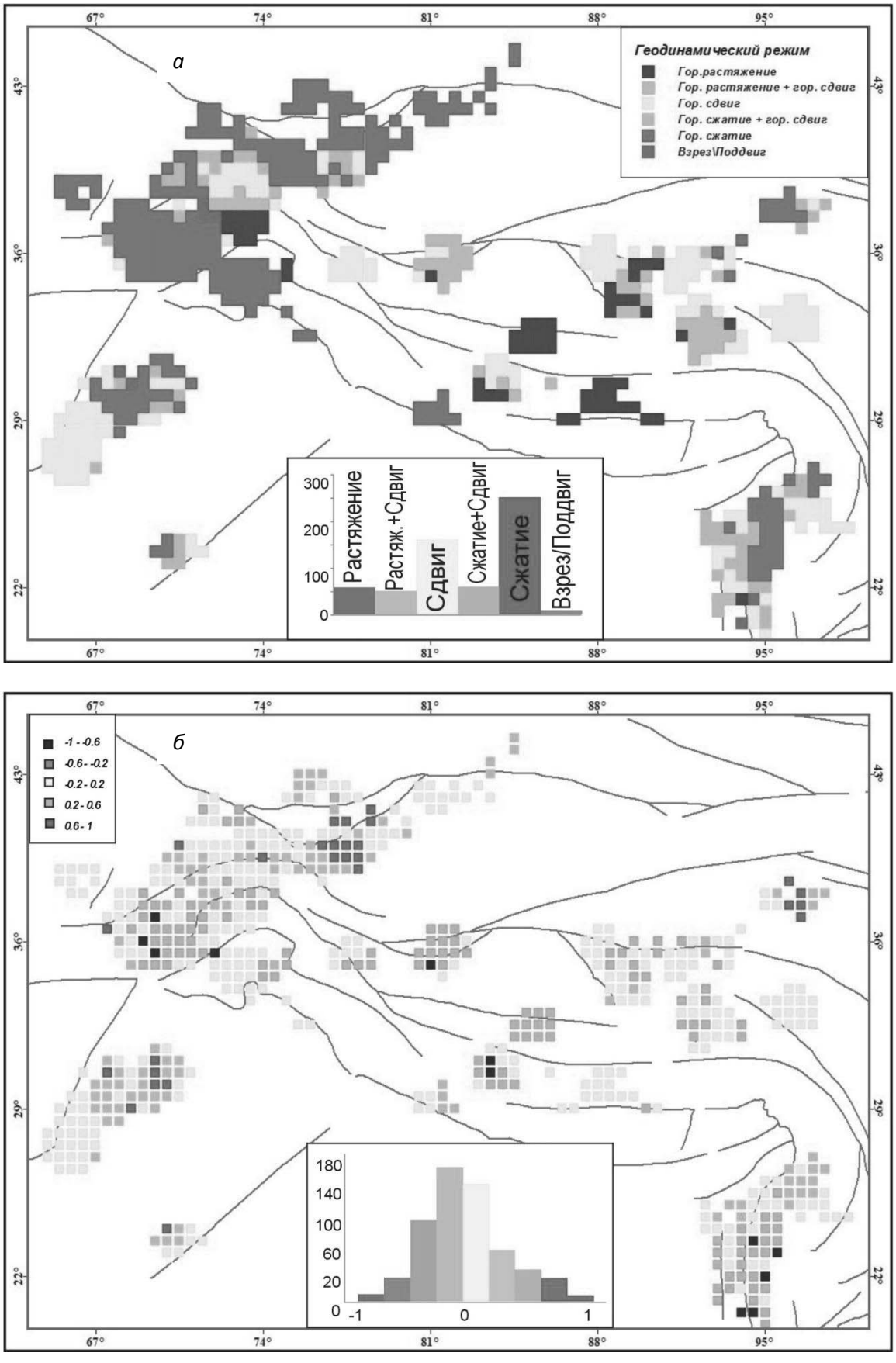


Рис. 5. Геодинамический режим (*а*) и вид тензора напряжений (*б*), определяемый значениями коэффициента Лоде – Надаи, по результатам реконструкции 2012 года. На диаграмме в нижней части рисунков показана представительность определений соответствующих значений каждого из параметров

Результаты новой реконструкции в расчетах коэффициента Лоде – Надаи μ_σ также имеют существенные различия с данными 1997 г. Как видно из рис. 5, *б,* в новых результатах для Гималаев и Тибета больше представлены домены с отрицательными значениями μ_σ, т.е. здесь тензор напряжений имеет вид, промежуточный между чистым сдвигом и одноосным растяжением. В результатах за 1997 г для этих участков коры больше доменов с положительными значениями μ_σ, отвечающим тензору, промежуточному между чистым сдвигом и одноосным сжатием. Существенные различия в результатах для μ_σ наблюдаются также для юго-восточного сектора реконструкции (кора Намче Барва синтаксиса). Для коры Памира, Гиндукуша и Тянь-Шаня, наоборот, наблюдается схожесть результатов обеих реконструкций.

Сравним теперь ориентацию поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках, полученную в новых расчетах (рис. 6), и по предыдущему расчету[Rebetsky, et al., 1997]. Видно, что для коры Гималаев ориентация τ_z в обоих расчетах дает северо-восточное направлении при высоком уровне этих напряжений (отметим, что в новых расчетах для этого участка имеется мало данных). Такое же направление этих напряжений наблюдается в коре Кунлунь. Важным отличием новых расчетов является северо-восточная область Тибета, где поддвиговые касательные напряжения имеют прямо противоположную ориентацию – юго-восточную при среднем уровне напряжений. Для коры южной части Тибета в обеих реконструкциях наблюдается разворот осей τ_z на 90°. Здесь они имеют северо-западную ориентацию. Ориентации τ_z для «угловых» секторов» Индийской плиты в новой реконструкции выглядит более упорядоченной, хотя для коры Памира она меняется от северо-западной до юго-восточной.

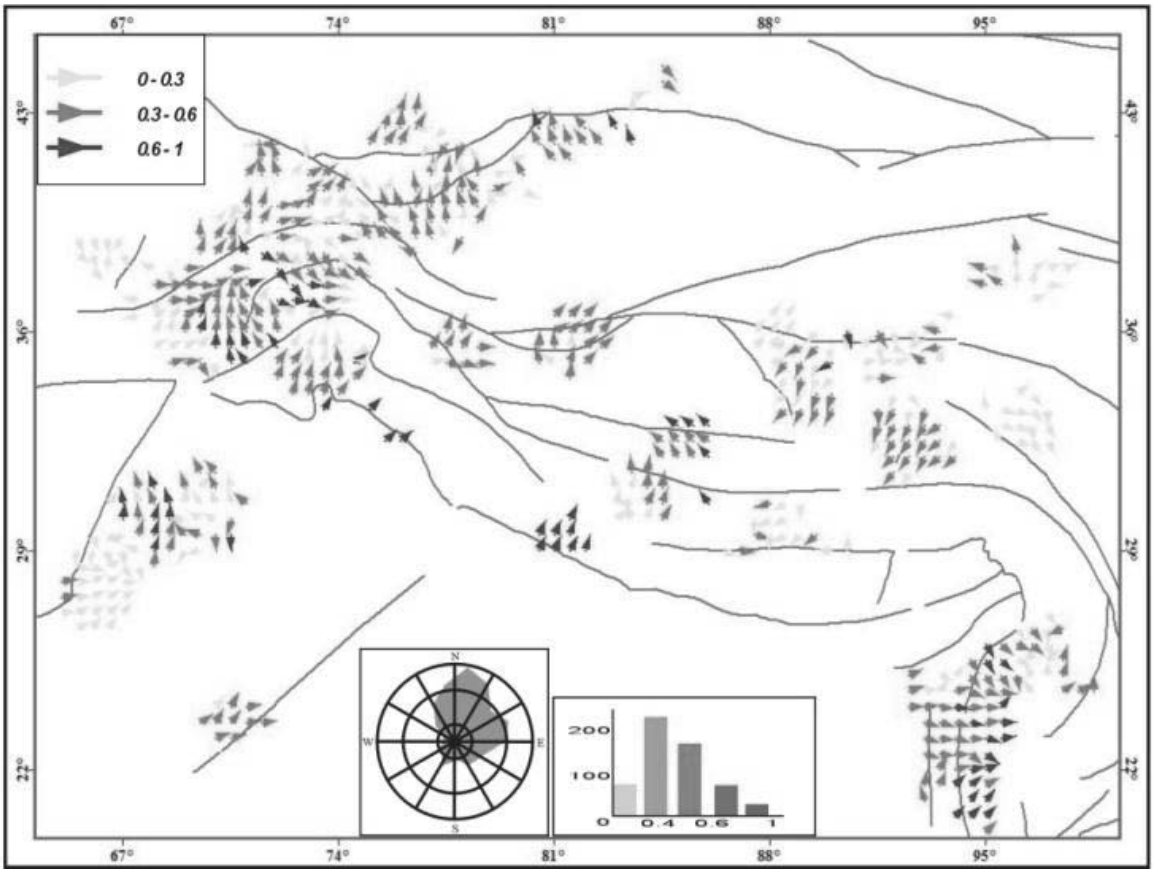


Рис. 6. Ориентация поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках и их относительные значения (нормировка на модуль максимального касательного напряжения) по результатам реконструкции 2012 года. В нижней части рисунка показана роз-диаграмма простираний осей поддвиговых касательных напряжений и диаграмма представительности различного уровня поддвиговых касательных напряжений

На втором этапе МКА производится расчет редуцированных значений максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (разность между тектоническим давлением и давлением флюида в трещинно-поровом пространстве) [Ребецкий, 2003, 2005]. Здесь на диаграмме Мора для каждого домена реконструкции напряжений анализируются расположения

точек, характеризующих напряжения на плоскости очага землетрясений. Подобный анализ выполняется по данным однородной выборки землетрясений, отвечающей каждому домену. При этом в алгоритме МКА существуют критерии выбора одной из нодальных плоскостей в качестве очага землетрясения. Эти критерии опираются на положение о близости точки, характеризующей напряжения на плоскости разрушения плоскостям скалывания горных пород. В расчетах 1997 года второй этап реконструкции напряжений еще не существовал.

На втором этапе МКА анализируется распределение точек на диаграмме Мора для каждой однородной выборки механизмов очагов землетрясений. Считается, что эти точки должны располагаться в *полосе разрушения* (область светло-серой заливки на рис. 11), отсекаемой внутри большого и снаружи малых кругов Мора (область возможных напряженных состояний на произвольно ориентированных плоскостях), линией минимального сопротивления кулонового трения. При этом предполагается, что все анализируемые напряженные состояния являются предельными, т.е. их большие круги Мора касаются линии предела внутренней прочности. Также считается, что предел внутренней прочности можно представить линией на диаграмме Мора, параллельной линии минимального сопротивления поверхностного статического трения. На основе этого анализа осуществляется оценка величин напряжений, определяемых с точностью до неизвестного значения внутреннего сцепления массивов горных пород, т.е. рассчитываются напряжения, редуцированные на неизвестное значение внутреннего сцепления T_f .

Определение величин напряжений и параметров прочности ( ) в МКА производится на третьем и четвертом этапах метода [Ребецкий, 2009а, б]. В настоящей работе будут представлены результаты расчета напряжений по алгоритму МКА только первых двух его этапов.

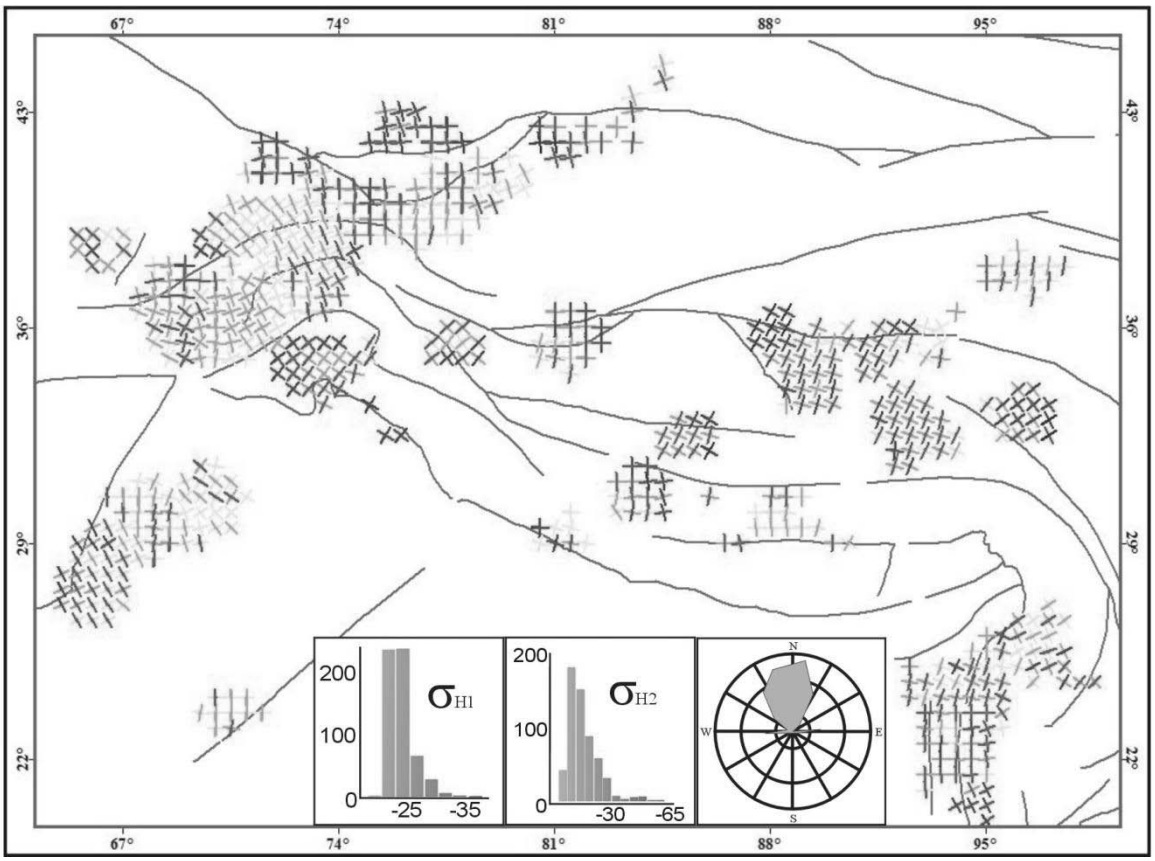


Рис. 7. Величины редуцированных значений максимального и минимального сжатия, действующих в горизонтальном направлении, а также ориентация их осей по результатам реконструкции 2012 года. В нижней части рисунка показаны прямоугольные диаграммы распределения числа доменов с разными значениями редуцированных латеральных напряжений и роз-диаграмма простирания осей максимального горизонтального сжатия (шкала цветов интенсивности напряжений)

На рис. 7 показаны относительные значения напряжений максимального и минимального сжатия, действующие в горизонтальном направлении. Направления осей этих напряжений легко

получить, построив горизонтальное сечение эллипсоида напряжений. Относительные величины этих напряжений (нормировка на T_f) получены в результате применения алгоритма второго этапа МКА. Как видно из рис. 7, наибольшие величины латерального сжатия испытывает кора Тянь-Шаня и северо-восточного Тибета. В коре южного Тибета, ближе к Гималаям, уровень латерального сжатия ниже, чем в указанных областях. Наиболее низкий уровень латерального сжатия, занимающий достаточно большие площади, наблюдается в коре Памира и северо-западного обрамления Таримской плиты. Промежуточный уровень этих напряжений действует в коре Афганского поднятия и Намче Барва синтаксисе.

Согласно суммирующей роз-диаграмме, приведенной на рис. 7, оси максимального латерального сжатия ориентированы в целом субмеридионально с отклонениями на 30 градусов. Заметим, что разворот псевдоглавных осей латерального сжатия наблюдается для коры Намче Барва синтаксиса в соответствии с изменяющейся ориентацией разломов. В коре Памира и Гиндукуша наблюдается блочная картина в ориентации этих осей. Здесь существуют 4-5 блоков с ориентацией осей латерального сжатия, отличающейся на 30-40 град.

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты реконструкции современных напряжений в коре Высокой Азии, выполненной в настоящей работе, с одной стороны, подтвердили представления о том, что напряженное состояние исследуемого сегмента земной коры сформировано под воздействием давления со стороны Индийской литосферной плиты. Это, в частности отражает близкое к радиально-концентрическому распределение ориентации осей латерального максимального и минимального сжатия, полученное также по результатам реконструкции 1997 г (рис. 4).

С другой стороны, направления действия касательных напряжений на горизонтальных площадках (рис. 6) показывает, что практически сразу к северо-востоку от Гималаев мантия сопротивляется северо-восточному движению коры. В коре Памира наблюдаются интенсивные подвиговые касательные напряжения юго-восточного направления, которые к северу (в пределах коры Тянь-Шаня) вновь становятся северо-восточными и северо-западными.

Пожалуй, наибольшие вопросы вызывает напряженное состояние центральной части коры Тибета, где наблюдается режим горизонтального растяжения (рис. 5, *а*) с субвертикальной ориентацией осей максимального сжатия (рис. 4, *в*). На рис. 3 видно, что в коре Тибета имеется достаточно большое число решений механизмов очагов среднесильных землетрясений (магнитуды, близкие к 6) сбросового типа. В реконструкции 1997 г эта область коры была отнесена к режиму горизонтального сдвига. Разница в полученных результатах рассмотренных двух реконструкции напряжений нами объясняется тем фактом, что в новой реконструкции напряжений использовались только одновариантные механизмы очагов землетрясений. Примененная при реконструкции 1997 года схема расчетов напряжений, опирающаяся на группу механизмов очагов одного землетрясения, полученных разными авторами (многовариантные механизмы), вероятно, в ряде случаев приводила к искажению реального напряженного состояния.

Также режим горизонтального растяжения и его сочетание со сдвигом получен и для коры Памира (рис. 5, *а*). Здесь результаты обеих реконструкций совпадают. К северо-востоку и юго-западу от коры Памира наблюдаются обширные участки коры с режимом горизонтального сжатия.

Подобную ситуацию, когда в коре соседствуют два диаметрально противоположных геодинамических режима (горизонтальное сжатие и растяжение), следует анализировать, добавляя вполне логичное требование равенства сил, действующих в латеральном направлении. Из этого анализа следует, что напряжение максимального сжатия, действующее вертикально в коре высокого Памира, больше чем напряжение максимального сжатия, действующее горизонтально в коре его ближайшего окружения. Этот факт означает, что горизонтальное сжатие не является фактором, обеспечивающим современное поднятое состояние Памира.

Тот же анализ можно провести и с напряженным состоянием Тибета. В коре Гималаев, разделяющих его и Индийскую плиту, также наблюдается режим горизонтального сжатия, а в коре Тибета наиболее представлен режим горизонтального растяжения и горизонтального сдвига.

Таким образом, результаты реконструкции напряжений в коре Высокой Азии дали возможность выявить ряд его особенностей, которые не позволяют трактовать его однозначно с позиции тектоники литосферных плит. Выявленные закономерности требуют дополнительного анализа, в рамках которого следует привлекать результаты тектонофизического моделирования.

Работа выполнена при поддержке грантов по программе №6 ОНЗ РАН и РФФИ № 13-05-00892, № 12-05-00234, № 12-05-00550.

ЛИТЕРАТУРА

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003. Т 3, № 2. С. 237-241.

Ребецкий. Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещений // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. Киев. С. 39-54.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007а. 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакластического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический Журнал. 2009а. Т. 31, № 2. С. 93-106.

Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // Доклады РАН. 2009б. Т. 428, № 3. С. 397-402.

Семинский К.Ж. Иерархия зонно-блоковой структуры литосферы Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 10 С. 1018–1030.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science, 1975, Vol. 189, P. 419-426.

Rebetsky Yu.L. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // Journal of earthquake prediction research. Beijing. China. 1996. V 5, N 4. P. 557-573.

Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V, Rosanova G.V, Fursova E.V. II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media // Journal of earthquake prediction research. Beijing. China. 1997. V 6, N 1. P. 11-36.

ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ МЕСТНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И СЕЙСМИЧНОСТИ ЗОН ВОДОХРАНИЛИЩ

Ф.Р. Артиков, И.М. Джумабаев, Л.А. Хамидов, Э.М. Ядигаров

Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Узбекистан, hamidov_l@mail.ru

Воздействие геомеханических напряжений на горную породу вызывает в ферромагнитных зернах обратимые и необратимые изменения намагниченности. Такие процессы, происходящие в земной коре, сопряжены с определённой опасностью для крупных техногенных объектов (например водохранилищ), оказавшихся в зоне влияния активных тектонических нарушений. Наиболее отчетливо это проявляется при анализе сейсмичности территорий размещения таких протяженных объектов, как Чарвакское, Андижанское, Гиссаракское и Тупалангское водохранилища, которые, в силу своей геометрии, непременно пересекают множество тектонических нарушений разных рангов.

Известно, что причиной наведенных геомеханических процессов является нарушение первоначального равновесия в напряженном состоянии верхней части земной коры, происходящее в результате концентрации крупных объемов воды на отдельных небольших участках [Sashourin, 1996]. Вторичное поле напряжений формируется за счет интенсивной эксплуатации водохранилища и заполнения пустот в горном массиве водой, а также в результате изостатического нарушения равновесия вследствие сезонного стока больших объемов воды в разное время года. При эксплуатации водохранилищ сопутствующими факторами являются оттоки воды в зоны мелких трещин с образованием депрессионных воронок.

При внешней сложности явлений, происходящих в районе эксплуатации, геомеханическая модель деформирования может быть обоснована довольно простыми построениями. Основным элементом модели является внешнее отображение участка земной коры. В зависимости от существующих представлений о строении верхней части земной коры геомеханическая модель ее участка, подверженного техногенному воздействию, может быть представлена либо нижним полупространством бесконечных размеров по площади и глубине, либо в виде оболочки конечной толщины и бесконечных размеров в плане. Боковые горизонтальные напряжения состоят из возможных горизонтальных тектонических напряжений, одинаковых по глубине, и бокового распора от гравитационных сил, пропорциональных глубине. Техногенные напряжения соответствуют весу воды, перемещаемой при эксплуатации, особенно русловых водохранилищ.

На участке чаши при оттоке, в карьере или в зоне уменьшения давления, происходит разгрузка граничных массивов, а на стоке массив нагружается, вызывая возникновение момента сил в граничном массиве. Математический аппарат для исследования поведения геомеханической модели основывается на классических решениях задачи Буссинеска для расчета модели, представленной бесконечным полупространством [Лурье, 1955], и расчета оболочек для создания модели, соответствующей современным представлениям геодинамики. Не исключено, что на участке, подверженном техногенному воздействию, будут проявляться в той или иной степени обе модели. Результаты укрупненных расчетов смещений по ним, проведенные на данном этапе исследований геомеханических моделей, приведены в таблице 1.

Уровень вертикальных перемещений под воздействием техногенных нагрузок сопоставим с перемещениями, полученными по результатам геодезических съемок в районах мощных землетрясений, индуцированных заполнением крупных водохранилищ [Sashourin, 1996]. При этом следует учитывать две особенности нагружения слоев при техногенном воздействии от эксплуатации водохранилищ. Во-первых, глубины чаши крупных водохранилищ в 2-2.5 раза превышают глубину средних водохранилищ Узбекистана, что с учетом плотности пород вызывает в 5-6 раз большие удельные нагрузки (табл. 1). Во-вторых, часть выпущенной из водохранилищ воды разливается в пределах прилегающих территорий, что вызывает разгрузку в направлении, противоположном нагрузке. Верхние слои земной коры подвергается в этом случае моментному сдвиговому нагружению.

Кроме того модели, отражающие оболочки, оценивались на устойчивость от боковых нагрузок граничных условий. Можно показать, что нагрузки внутри чащи водохранилища могут в несколько раз превышать возможные критические нагрузки, приводя к нарушению устойчивости внутренних трещин. Следовательно, в микроплитах, находящихся под чащей водохранилища и

соизмеримых по размерам с площадью его зеркала, существуют реальные возможности возникновения катастрофических деформаций и без дополнительного техногенного воздействия. В зависимости от сочетания множества факторов они могут происходить либо в динамической форме в виде микроземлетрясений, либо в виде относительно спокойных перемещений по имеющимся структурным нарушениям. Обе формы представляют опасность для окружающих объектов.

При исследовании деформации трещин горных массивов непосредственно от границы водохранилища и далее основными показателями являются физико-механические свойства самых горных массивов, слагающих эту границу. Существующая классификация этих свойств очень ограничена. Практически нет регламентирующих норм по определению сжимаемости. Также, приблизительно классифицируются их трещиноватость по отношению к прочности. К тому же существующие классификации, в основном, применимы к мелкообломочным массивам.

Таблица 1. Максимальные вертикальные перемещения земной поверхности, м (часть данных изъята из [Sashourin, 1996; Хамидов и др., 2008])

Техногенная нагрузка, $м^3$	Модельные Расчеты	
	1-схема	2-схема
$0.5 \cdot 10^9$	0.320	0.267
$1.0 \cdot 10^9$	0.659	0.530
$1.5 \cdot 10^9$	0.988	0.750
$2.0 \cdot 10^9$	1.318	1.060

Но, как известно, зона влияния чаши водохранилища сложены массивами большого масштаба. Непосредственное определение в массивах прочности и деформируемости сложно и трудоемко. Основные параметры горных массивов, характеризующие их качество, разделяют на две группы. К первой группе относят: прочность, деформируемость, водопроницаемость. Вторая группа включает плотность и гранулометрический состав. Данные показатели считаются критериями устойчивости и определяются непосредственно на объекте. Геомеханические деформационные свойства массивов связаны со многими факторами и параметрами среды. Система определяющих параметров при исследовании деформативных характеристик практически та же, что и при исследовании прочности. В тоже время, опыты по изучению прочности и опыты на сжимаемость - это разные виды изучения напряженного состояния. В вопросах прочности наибольшее значение имеет девиатор напряжения, а в компрессионных испытаниях – шаровой тензор, т.е. всестороннее гидростатистическое обжатие [Sashourin, 1996; Хамидов и др., 2008]. Используя модели и данные по водохранилищам Чарвак, Гиссарак и Тупаланг, мы произвели анализ деформаций в первом приближении.

Исследованиями различных специалистов установлено, что модель массива, в которой сохранился малопористый состав, соотношение и форма зерен частиц, но размер частиц уменьшен в “n” раз, имеет те же деформационные и сдвиговые характеристики, что и моделируемый массив. Характеристики сжимаемости определялись для гравийно-галечниковой смеси и для однородного галечника в различных условиях: сухого, влажного, в воде и промороженного. Для определения сжимаемости применялись два способа: в первом компрессионные характеристики определялись путем обжатия образца в стальном цилиндре диаметром 207 мм, во втором определялись модули общей деформации материала по методу пробных нагрузок, для этого образец обжимался штампом диаметром 198 мм в конусе [Маджидов, Назаров, 2005; Назаров и др., 2005].

В табл. 2 дается обобщение данных, полученных в опытах по определению средних модулей деформаций. Из табл. 2 видно, что во всех случаях модули деформации в конусе примерно в 1.5-2 раза меньше, чем в цилиндре. Следовательно, и осадка при определении ее по модулям деформации, полученным по опытам в конусе, будет во столько же раз больше, чем при использовании модулей, полученных в цилиндре.

По результатам инструментальных наблюдений для условий заполнения водохранилища и первичного обводнения боковых призм прогнозировалась дополнительная деформация, которая, по данным КИА Чарвакского, Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ, составляла в среднем при 6.0°МПа для сухого грунта с $\rho_{ск}$ = 2.2 $т/м^3$ 0.0042 %, а для влажного – 0.0011 %. При грунте, уплотненном до $\rho_{ск}$ = 2.0 $т/м^3$, дополнительные деформации составляли 0.013 % и 0.026 % соответственно [Хамидов и др., 2008; Назаров и др., 2005].

Таблица 2. Значения модулей общей деформации E_0 *МПа* гравийно-галечниковой смеси и галечника, полученные опытным путем [Маджидов, Назаров, 2005; Назаров и др., 2005].

Нагрузка МПа	Способ определения	Гравийно-галечниковая смесь $\rho_{ск}$=2.2 т/м^3, n=19,7%		Однородный галечник 40-60 мм $\rho_{ск}$=1.66 т/м^3, n=39%	
		Сухой	В воде	Сухой	В воде
1,0	в цилиндре в конусе	1570 590	1010 470	1680 1980	1460 1880
3,0	в цилиндре в конусе	2660 1480	2200 1040	3440 2190	2880 2170
6,0	в цилиндре в конусе	3560 2270	3420 1940	4040 3000	3800 2690

Изучение нагрузок в мелкоблочных массивах требует достоверных знаний их физико-механических свойств и упругих характеристик. Исследования этих сред усложняется рядом специфических факторов: трудоемкостью, большими размерами скальных отдельностей, объемами проб, необходимостью решения условно корректных краевых задач с использованием численно-аналитического моделирования.

На практике эти величины регламентируются только для плотин, в которых приводятся значения допускаемых давлений с определенным запасом, отражающим местный опыт. В применяемых способах учитываются инженерно-геологические условия, характерные для данного региона, а также классификация скальных пород. Например, в Гиссаракском водохранилище (Южный Узбекистан) приводятся опорные давления для каждой местной формации скальных пород, а также отклонения в основаниях, которые считаются недопустимыми. Несущая способность пород в скважине, пробуренной на 1.5 м ниже опорной поверхности в ближней зоне плотины, оценивается не менее 1.4 *МПа* для слабых, 2.4 *МПа* - для средних и 4.8 *МПа*-для прочных пород [Хамидов и др., 2008].

В комплексе исследований, способствующих повышению безопасности и эффективности эксплуатации водохранилищ весьма эффективным является цифровой сейсмический мониторинг. Такие исследования основаны на представительной регистрации сейсмических колебаний от небольших актов хрупкого разрушения при бортовом породном массиве [Плотникова, Уломов, 1980; Mendecki, 1997; Шукуров, Хамидов, 2008]. Путем обработки получаемых сейсмических записей оценивается характеристика процессов разрушения – их положение в пространстве, выделившаяся сейсмическая энергия, неупругая деформация в очаговой области. Потенциальные выгоды количественной обработки и интерпретации микросейсмических событий на чаше водохранилища были известны давно [Хамидов и др., 2011; Джураев и др., 2000]. Предыдущие попытки организовать сейсмический мониторинг в плановом режиме не были успешными, главным образом, из-за технических ограничений. Сегодня уже получены ряд новых, интересных результатов для подобного типа наблюдений. Нами выбраны наиболее представительными и обеспеченными информационной базой участки расположения Чарвакского, Андижанского, Гиссаракского и Тупалангского водохранилищ.

Гиссаракское водохранилище (Кашкадарьинская область, Центральная часть Узбекистана) находится в среднем течении р.Аксу, берущее своё начало в горах на северных склонах Гиссарских горных систем. Долина реки, где расположено водохранилище, характеризуется крутыми бортами, большими уклонами русел, сравнительно малым сохранением террасовых поверхностей, слабым распространением молодых четвертичных отложений. Основание плотины Гиссаракского водохранилища расположено в едином тектоническом блоке, и в зонах сейсмичностью 7 и 8 баллов. Известно, что первичным элементом системы сейсмомониторинга является пространственная расстановка сейсмоприемников. Расстановка 24-х сейсмоприемников в этом районе проектировано таким образом, чтобы обеспечить трехмерное окружение объема пород, представляющего интерес в плане оценки устойчивости. Для достижения этого сейсмоприемники размещены как на поверхности и на площадках уступов карьера Гиссаракского водохранилища, так и в скважинах глубиной 100-250°м, пробуренных за верхним контуром грунтово-насыпной плотины. Расстояние между сейсмоприемниками составляет порядка 100-200 м, при этом наблюдениями охватывается объем пород с максимальным поперечным размером 300-500 м. Электрические сигналы с сейсмических

датчиков поступают на регистрирующие модули. Здесь происходит их фильтрация, оцифровка и предварительная обработка [Артиков и др., 2012].

Изучение сейсмичности территорий расположения водохранилищ рассматривали во многих публикациях [Хамидов, Шукуров, 2008]. Проблема выявления связей сейсмичности с внутренними геосиловыми полями в объектах интенсивно эксплуатируемых водохранилищ на наш взгляд осложнена двумя важными обстоятельствами. Известно, что характер эксплуатации водохранилищ оказывает влияние на интенсивность трещинообразования в породных массивах [Землетрясения в СССР, 1977]. Для детального изучения района расположения например, Гиссарского водохранилища проведены следующие объемы работ, связанных со сбором натурного материала: В крест простирания разломов проходящих через зону влияния проведены два направления измерений на которых в 34-ти точках сделаны соответствующие замеры мелкой трещиноватости. Если очаги большого числа сейсмических событий расположены на самой структуре или вблизи нее, тогда вероятно, что по данной структуре происходит проскальзывание. Определенные по сейсмическим событиям плоскости ослабления могут также указывать на ранее неизвестные геологические структуры.

Тупалангское водохранилище (Сурхандарьинская область). Территория Тупалангского водохранилища расположена в южной части Гиссарского горного хребта и ограничена хребтами с запада Сурхантау и с востока Мачетли. В этом районе происходили сильные и разрушительные землетрясения как Каратагское силой 9-10 баллов (эпицентр расположен очень близко к водохранилищу), Байсунское 8-9 баллов (в 80-90 км к юго-западу от водохранилища) и Чуянчинское (в 70-80 км к северо-востоку от водохранилища). Сейсмические исследования, проведенные в период 1973-1981 гг, и в последующие годы показывают, что территория характеризуется высокой сейсмичностью, где могут происходить землетрясения силой 9 баллов. По специальным исследованиям на территории водохранилища установлено, что землетрясения силой 7, 8 и 9 баллов имеют тенденцию повторения один раз в 300 лет, 1000 лет и 4000 лет. Створ плотины расположен в зоне 8 и 9 балльной сейсмической интенсивности [Джураев и др., 2000]. Совместный анализ данных различных источников позволил составить исторический каталог землетрясений района, включающий 20 событий. На рис. 1 представлена расположение эпицентров землетрясений. Поскольку для разных событий имелись разные характеристики энергии и магнитуд, трудно сопоставимые друг с другом, все эпицентры показаны одинаковым по размеру значком.

При составлении исторического каталога нами были использованы данные разных типов. Во-первых, это данные различных служб (Полностью Каталоги имеются в архиве лаб. ТС и ММАСИ ИС АН РУз): Каталоги землетрясений, Комплексной экспедиции ИС АН РУз с 1955 г. по 2007°г.; каталоги ЕВРАЗИИ (Обнинска) с доисторических времен по 2007 г; каталоги ТИСС Таджикистана с 1970 по 2006; каталоги Средней Азии и Казахстана с 1983 по 1990 гг; данные обзорного сейсмологического бюллетеня (Греческий каталог), составляемого в Международном центре данных с 2001 по 2004 г; данные сейсмических служб до бывшего ЕССН.

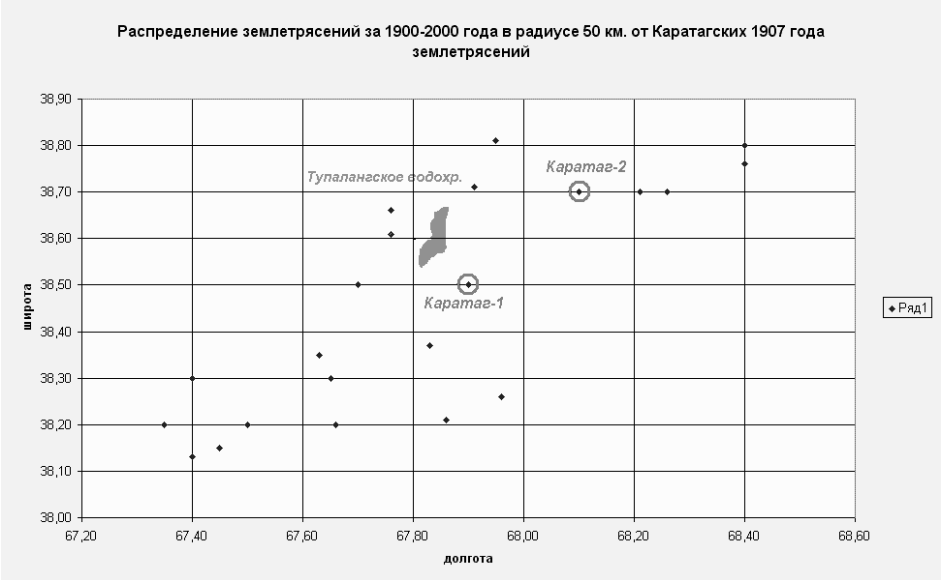


Рис.°1. Область расположения Тупалангского водохранилища и распределение местных очагов землетрясений

В частности, это «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР», который являлся основой для составления карты общего сейсмического районирования территории СССР 1978 года [Новый каталог…, 1977; Землетрясения в СССР, 1962-1991]. Для их составления уже привлекалось большое количество самых разных источников, в том числе архивных данных. Использовались также каталоги из ежегодников: «Землетрясения в СССР», начиная с 1968 по 1991°гг., «Землетрясения Северной Евразии» [Землетрясения Северной Евразии, 1992-1998] с 1992 по 1998 гг. Из них собиралась информация по двум каталогам – Средней Азии и Казахстана. Из них найдено количество землетрясений с различными магнитудами и энергетическим классом для отдельных объектов расположения водохранилищ.

Чарвакского водохранилище Оценить, влияние Чарвакского водохранилища в целом на сейсмичность Приташкентского района, возможно сопоставляя среднедолговременные параметры сейсмического режима и их вариации за отдельные периоды времени. В работах ряда авторов [Хамидов, 2012] использованы расчеты и построенные различные карты отражающие особенности сейсмичности за отдельные периоды наблюдений - карты эпицентров, карты сейсмической активности, а также параметры графика повторяемости землетрясений. Пространственная картина проявления сейсмичности хорошо видна при анализе карт эпицентров. В Приташкентском районе за период от начала детальных сейсмологических наблюдений до начала эксплуатации гидросооружения в рабочем режиме. (1960-1972°гг.) выделяются несколько зон концентрации эпицентров: в северо-восточной части района, где непосредственно расположено Чарвакское водохранилище. Сюда приурочен очаг Бручмуллинского землетрясения (1959, М°=°5.0); юго-западнее г.Ташкента; в южной части района. Заметим, что здесь проводились взрывные работы и возможно высокая концентрация толчков связана с тем, что в каталог занесена часть взрывов [Хамидов, 2010].

На картах эпицентров других интервалов времени практически выделяются те же зоны. Карта эпицентров землетрясений с энергетическим классом К≥8 непосредственно Чарвакского района за 1973-1999 г.г. отражает распределение эпицентров за период после строительства и введения в эксплуатации водохранилища. На ней наблюдается увеличение плотности эпицентров в северо-восточной части Чарвакского района. Здесь в 1977°г произошло 2 землетрясения средней силы К°=°11.3 и К°=°11.7. и на юго-востоке от Чарвака в этом же году произошло Таваксайское землетрясение. Через 10 лет землетрясение с К°=°12 произошло в 30км северо-западнее Чарвака. На карте эпицентров, за последующие 10°лет выделены три эпицентра произошедших землетрясений в 15- 25 км от водохранилища. В 1993 г. произошло землетрясение с К°=°10.3. Через полгода в 1994°г. восточнее, произошло землетрясение с К°=°11.9. И в 1995 г. севернее, землетрясение с К°=°12.4. Все сильные землетрясение Чарвакского района, произошли в этой же зоне, включая и Бручмуллинское землетрясение 1959 г. (К°=°14). При сравнении описываемых карт можно отметить, что значения сейсмической активности периода до строительства были выше, чем это наблюдается за весь период и период эксплуатации. Это означает об общей тенденции сейсмической активности к убыванию по всей изучаемой территории. Параметром, характеризующим изменение сейсмичности во времени, является угол наклона графика повторяемости и уровень активности A_{10} по графику повторяемости. За различные периоды времени наклон графика повторяемости практически меняется незначительно, но ошибка определения $\gamma \pm \sigma$ увеличилась значительно. Это связано с понижением уровня представительности землетрясений за последние годы. Значения сейсмической активности A_{10} имеют общую тенденцию к снижению. Положение очагов микросейсмических событий и их деформационные характеристики позволяют оценить чисто сейсмическую составляющую смещения борта. Выполненный нами предварительный анализ позволяет интерпретировать «высокочастотные» события как проявления хрупкого разрушения в породном массиве (дальность до 50 км.) [Хамидов, 2010; Ибрагимов и др., 2012].

Инженерно-сейсмометрические оценки по временной схеме представлены цифровыми записями в 6 измерительных точках (ИТ) в одном из средненапорных водохранилищ южного Узбекистана. При переходе на постоянную схему инженерных сейсмометрических наблюдений, количество ИТ увеличено до 8 трех канальных. Из них 2 ИТ в противоположных бортах и в основании остались в прежнем положении. Чувствительность регистрационных каналов сейсмостанции в ждущем режиме установлена для записи скорости слабых колебаний грунта от 1 до 5°баллов (Vx = 10 с) и для более сильных - от 5 до 9 баллов (Vx = 1 с). В качестве сейсмоприемников применялись С - 5 -С с Ts = 4.5с (Ds = 0.6; Dso = 0.02) и гальванометров ГБ – IV с Tg = 0.008°с

(Dg°=°0.7). На сейсмограммах режимною измеряться максимальные амплитуды скорости колебаний - $A_{мах}$(мм/с) и соответствующие им периоды колебаний, длительность колебаний. Произведен так же, и расчет относительного изменения интенсивности колебаний δ_i°=°$A_{max(i)}/A_{ma}$, где *i*-номер ИТ. Определение сейсмических свойств мелкообломочных и крупнообломочных массивов в исследуемой зоне плотины, как экспериментальный материал при разных нагрузках и объемах воды, выполнялось несколькими методами. Записью слабых транзитных землетрясений; изучением спектральных характеристик грунтов анализируя микросейсмы. Метод регистрации землетрясений малых энергий использовано для количественной оценки относительных изменений сейсмической интенсивности на участках с разными физико-механическими свойствами крупнообломочных массивов.

Всего произведено измерений на 8 пунктах регистрации в теле плотины. Зарегистрированы 32 землетрясений на расстояниях от 20 до 500 км. К анализу включены записи 21 землетрясений наиболее характерно отражающих динамические смещения, как низкочастотных, так и высокочастотных колебаний. Расчеты мощности слоя от крупнообломочных массивов до мелкообломочных пород производились с использованием следующих эмпирических уравнений: h°=°$156 \cdot f_0^{-1,08}$ где h- мощность слоя насыпных горных пород, f_o – резонансная частота каждой части обломочность массивов [Ибрагимов А.Х. и др., 2012]. Для определения скорости поперечных волн V_s использовано выражение [Ибрагимов А.Х. и др., 2012]: $T = 4h/Vs$; где T – резонансный период для каждого типа массива пород, h - мощность каждой части пород, V_s- скорость поперечных волн. Для проверки справедливости уравнений был проведен анализ сейсмограмм с трехкомпонентных сейсмометров, расположенных в разных местах в теле плотины при одновременной записи. Результаты расчетов показывают диапазон изменений V_s в пределах 564-655 *м/с*. Так как плотина состоит из частей крупнообломочных консолидированных и мелкообломочных менее консолидированных массивов, были проведены специальные измерения на не тронутом массиве. Здесь приращение интенсивности колебаний составило 1, 2. Ниже в табл. 3. приведены результаты расчетов.

Таблица 3. Приращение интенсивности ΔJ и максимальные ускорения g,

ИТ №	f_0	H, m	V_s, m/s	L_k	ΔJ	g, m/c^2
1	0.76	35	655	9.3	+0.45	0.23
2	0.71	145	630	17.0	+0.73	0.29
3	0.71	152	586	33.7	+1.20	0.34
4	0.67	155	564	25.4	+1.03	0.31

Здесь - *f_o – резонансная частота массива, H- мощность крупнообломочного слоя, V_s - скорость поперечных волн, L_k - коэффициент сейсмического разжижжения массива. Приращение интенсивности ΔJ; Максимальные ускорения g, m/c^2

Также был рассчитан коэффициент разжижжения мелкообломочных массивов доведенных до состояния всесторонне сжатого при циклическом воздействии: K_s°=°A_p^2/F_p где: A – отношение H/V, F_p – основная частота крупнообломочного массива. Были использованы данные мощности по типам обломленности пород, рассчитаны акселерограммы для пунктов регистрации наиболее различающихся по физико-механическим условиям блоков [Ибрагимов и др., 2012; Тимбеков и др., 2006].

Результаты инструментальных сейсмометрических исследований показывают, что максимально возможные сейсмические ускорения находятся в пределах 0.24-0.32 g, или в диапазоне 8.0-9.0 баллов. Необходимо отметить, что тело плотины покрыта насыпным рыхлыми массивами с плотностью 1.4 *г/см*^{3}, мощность которого достигает до 3.0 метров. Специально проведенные измерения на неизмененных массивах в естественном состоянии показали приращение балльности +0.5 (+0.3g). С учетом того, что под объекты насыпной зоны будет удалены, можно принять максимально возможную интенсивность сейсмических воздействий I°=°8.5; а максимальные ускорения 0.27g. Количество землетрясений за последние 2008 и 2012 годы достаточно малы, и возможно это связано с продолжением сейсмического затишья на данном районе. В результате анализа сейсмограмм установлено следующее: На гребне плотины сейсмические колебания обогащаются гармониками, связанными с резонансными явлениями. На гребне плотины значения

скоростей смещения по сравнению с основанием плотины в среднем до 9-11 раз выше при слабых землетрясениях. При сильных сейсмических воздействиях это отношение не превышает 2.8.

Проанализировано изменение деформации в ближней зоне водохранилищ по данным режимных геодезических съемок, проведенных в районах Андижанского, Тупалангского и Гиссаракского водохранилищ при разных объемах их заполнения. Выявлено, что при падении уровня воды в водохранилище от 1.5% до 2%, деформации падают интенсивнее, чем при изменении первоначального объема от 0.5% до 1%. При убывании высоты полезного объема водохранилищ максимальные деформации пропорциональны уменьшению первоначально нагрузочного расстояния. Нами, так же рассчитаны величины напряжений, принятых в качестве нормативных - в них содержится запас как по деформациям, так и по предельным нагрузкам, обеспечивающим необходимый коэффициент устойчивости на разрушение в районе действия водохранилищ Гиссарак, Тупаланг и Южносурхан.

Таким образом, в случаях, когда инженерно-геологические условия мало отличаются от приведенных или когда нет возможности выполнить исследования для оценки жесткости и деформации в слоях основания водохранилищ, видимо, следует пользоваться осредненными их оценками. И хотя в большинстве оценок нами учитывались возможные отклонения от местных условий, например, в Гиссаракском и Тупалангском водохранилищах, в ряде случаев приняты более линеаризированные решения при соответствующей оценке разрушений, поскольку оцененные нормы содержат достаточно большие запасы.

ЛИТЕРАТУРА

Sashourin A.D. Formation of centres of technogeneous catastrophes in area of intense mineral mining // Mining in the Arctic. Trondheim. Norway. 1996. P. 201-206.

Лурье А.И. Пространственные задачи теории упругости. М.: Наука. 1955. 652 с.

Хамидов Л.А., Мамаджанова Г., Фахруддинов Ж.Ф. Максимальные расстояния деформационного влияния концентраторов напряжений // Межд. науч. конф. «Современные задачи геофизики и инженерной сейсмологии» Гюмри,Армения,7-11октябри 2008. С. 78-83.

Маджидов И.У., Назаров К.И. Исследования прочности крупнообломочных грунтов упорных призм каменно-земляных плотин // Вестник ТашИИТ. Ташкент: 2006. 3/4. С. 41-45.

Назаров К.И., Ибрагимов К.И., Байболов К.С., Карабаев Э.И. Вопросы прочности и деформируемости крупнообломочных грунтов // Ресурсосберегающие технологии на железнодорожном транспорте: Респ. науч. кнф. 6-7 декабрь, 2005. ТашИИТ. Ташкент: 2005. С.°614-619.

Плотникова Л.М., Уломов В.И. Разработать техническое задание и создать инженерно-сейсмометрическую службу на Чарвакской плотине на основе изучения локальной сейсмичности. Ташкент: ИС АН УзССР. I980. С. 68-84.

Mendecki A.J. Seismic monitoring in mines. Cambridge:Chapman and Hall. 1997. 270 p.

Шукуров М.А. Хамидов Л.А. Микросейсмические процессы в зоне влияния плотины Гиссаракского водохранилища // 15-16 сентябр 2008 йили Самарканд шахрида булиб утган «Табиий фанларнинг долзарб муаммолари» Республика ёш олимлар илмий — амалий анжумани материаллари туплами. Самарканд. 2008. С. 195-196.

Хамидов Л.А., Артиков Ф.Р., Джумабаев И.М., Шукуров М.А. Деформации массивов горных пород в ближней зоне водохранилищ Узбекистана и их жесткостный характеристики // Межд. Науч. Конф. «Геодинамика, сейсмическая опасность, сейсмостойкость сооружений», 15-20°мая 2011 года, г. Алушта. 2011. Киев: Наукова Думка. 2011. С. 27-34.

Джураев Н.М., Тимбеков И.Х., Джураев О.Н. О сейсмическом микрорайонировании территории строительства Тупалангского водохранилища // Материалы Межд. науч. Конф. «Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений». С. 152-163.

Артиков Ф.Р., Зияудинов Ф.Ф., Джумабаев И.М. Геомеханические напряжения и сейсмичностьи зон деформационного влияния водохранилищ // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы Третьей тектонофизической конференции в ИФЗ РАН, 8-12°октября 2012 года. М.: ИФЗ РАН. 2012. С. 273-276.

Хамидов Л.А., Шукуров М.А. Оценка локальной сейсмичности в зоне влияния Гиссаракского водохранилища // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных //

Матер. III-Межд. сейсм. школы, 20-24 октября 2008 г, Кисловодск. М.: ГС РАН, ИФЗ РАН. Обнинск. 2008. С. 211-215.

Хамидов Л.А., Шукуров З.Ф., Джумабаев И.М., Ядгаров Э.Я. Сейсмичность зон водохранилищ и элементы их связи с сейсмотектоническими напряжениями // Вестник Национального университета Узбекистана. 2012. № 4. С. 16-22.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: 1977. 456 с.

Землетрясения в СССР. М.: Наука. Ежегодные сборники за 1962-1991 гг. 353 с.

Землетрясения Северной Евразии // Обнинск: ГС РАН. Ежегод. сбор. за 1992-1998 гг. 235°с.

Хамидов Л.А., Зиявитдинов К.Ф., Шукуров М.Ш. Жесткостные характеристики массивов горных пород в ближней зоне водохранилищ // Журнал Геология и минеральные ресурсы. № 4. 2010. С.°34-39.

Ибрагимов А.Х. и др. Сейсмометрические оценки колебаний Чарвакской плотины // Проблемы снижения природных опасностей и рисков «ГЕОРИСК – 2012» - Восьмая международная научно-практическая конференция, 15-19 октябрь, 2012, Москва. М.: Российский университет дружбы народов. 2012. Т. 1. С. 247-251.

Тимбеков И.Х., Джураев Н.М., Туйчиева М.А. О достижениях комплексных инженерно-сейсмологических исследований, проведенных в районе предстоящего строительства гидротехнических сооружений в сейсмоактивных зонах Узбекистана // Проблемы сейсмологии в Узбекистане, -Ташкент: «Янги авлод». №3. 2006. С. 54-63.

ФОРМИРОВАНИЕ ЦВЕТКОВЫХ СТРУКТУР НАРУШЕНИЙ В СЛОЕ ГЕОСРЕДЫ ПРИ РАЗРЫВНОМ ГОРИЗОНТАЛЬНОМ СДВИГЕ ОСНОВАНИЯ

Ю.П. Стефанов, Р.А. Бакеев

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

ВВЕДЕНИЕ

Не смотря на огромное количество природных и лабораторных наблюдений, остаются открытыми вопросы о происхождении и строении зон нарушений различного типа, а также о напряженно-деформированном состоянии в их окрестности. В настоящее время особое внимание уделяется изучению структур горизонтального сдвига (цветковых структур), формирование которых обусловлено разрывным горизонтальным сдвигом блоков фундамента [Гогоненков и др., 2007; Михайлова, 2010; Ребецкий, 1988; Ребецкий, Михайлова, 2011; Тимурзиев, 2010].

Натурные и экспериментальные данные, служат отправной точкой для теоретических исследований и задания граничных условий при проведении расчетов [Бокун, 2008; Борняков, 1990; Шерман и др., 1988; Davis и др., 1999; Hancock, 1985; Sylvester, 1988]. Большое значение для понимания природы и особенностей строения зон нарушений имеют аналитические решения [Ребецкий, 1988]. Они позволяют оценить условия перехода в неупругое состояние, возможную ориентацию разрывов и, наряду с анализом экспериментальных данных, дают хорошее представление о типах, причинах и даже последовательности формирования разрывов. Но для построения полной картины деформации и структуры сдвиговых зон необходимы численные эксперименты, позволяющие проследить все стадии развития деформации и образования нарушений [Стефанов и др., 2009, 2012].

Общепринятая типизация разрывов основана на анализе плоских картин разрушения, но по изображениям нескольких сечений сложно и иногда невозможно восстановить строение поверхностей. Кроме этого, зафиксированная картина разлома соответствует конкретной стадии его развития, в то время как по мере роста смещений основания общая структура непрерывно трансформируется: развитие одних зон локализации и трещин останавливается, продолжается развитие других, возникают новые, отдельные мелкие нарушения сливаются в более крупные. Сложность процесса и невозможность его детального изучения визуальными методами и непосредственными измерениями приводит к необходимости численных исследований, которые позволяют детально анализировать процесс на всех стадиях деформирования.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Рассмотрим задачу о деформировании слоя среды (рис. 1). Слой находится под действием силы тяжести и лежит на жестком основании, в котором имеется продольный разрез. Начальное напряженное состояние, обусловленное действием силы тяжести, в соответствии с заданной глубиной и свойствами среды в состоянии упругости при отсутствии дополнительных сил, рассчитывается по формулам:

$$\sigma_z(z) = -g\int_0^z \rho(z)dz, \qquad \sigma_x(z) = \sigma_z(z)\xi,\ \sigma_y(z) = \sigma_z(z)\xi, \tag{1}$$

где $\xi = \frac{\nu}{1-\nu}$, ν – коэффициент Пуассона, ρ – плотность среды.

Если согласно принятому условию прочности, начиная с некоторой глубины, среда перейдет в неупругое состояние, то напряжения будут рассчитываться в соответствии с законом, описывающим поведение среды за пределом упругости.

Деформирование слоя зададим через смещение левой и правой половинок основания в противоположных направлениях вдоль надреза. На торцевых, передней и задней гранях были использованы замкнутые условия, имитирующие бесконечную протяженность слоя. На боковых границах сохранялись нормальные напряжения начального состояния.

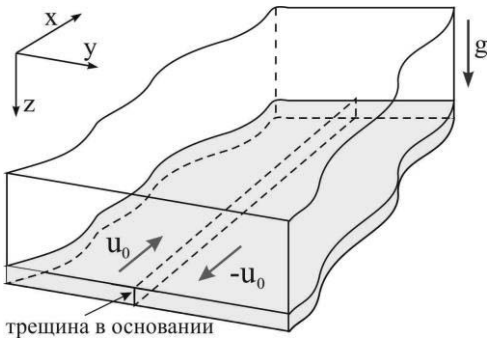


Рис. 1. Схема деформирования слоя среды при разрывном сдвиге основания

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Не смотря на хрупкий характер разрушения, для описания процессов деформации горных пород за пределом упругости, в условиях макроскопического сжатия и сдвига, удобно использовать модели пластичности. Воспользуемся соотношениями модифицированной модели Друккера–Прагера–Николаевского [Друккер, Прагер, 1975; Николаевский, 1971, Стефанов, 2002, 2005]. Будем использовать аддитивное разложение деформации скорости на упругую и пластическую части:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \dot{\varepsilon}^{\mathrm{e}}_{ij} + \dot{\varepsilon}^{\mathrm{p}}_{ij}. \tag{2}$$

Пластической деформацией здесь будем называть неупругую деформацию независимо от ее природы. Компоненты тензора скорости деформаций $\dot{\varepsilon}_{ij}$ и компоненты тензора скоростей вращения $\dot{\omega}_{ij}$ определяются из соотношений:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}), \tag{3}$$

где $u_{i,j}$ производная компоненты скорости по соответствующей координате.

До начала пластической деформации напряжения будем рассчитывать по гипоупругому закону. Неупругая или пластическая деформация определяется в соответствии с уравнениями предельной поверхности и пластического потенциала:

$$f(\sigma_{ij}, \varepsilon^{\mathrm{p}}_{ij}) = 0, \quad g(\sigma_{ij}, \varepsilon^{\mathrm{p}}_{ij}) = 0, \qquad \mathrm{d}\varepsilon^{\mathrm{p}}_{ij} = \mathrm{d}\lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}}, \tag{4}$$

где f — уравнение предельной поверхности, g — пластический потенциал, $\varepsilon^{\mathrm{p}}_{ij}$ — компоненты пластической (неупругой) деформации $\sigma_{ij} = -\sigma\delta_{ij} + s_{ij}$, где $\sigma = -\sigma_{kk}/3$ — давление; s_{ij} — компоненты девиатора тензора напряжений, δ_{ij} — символ Кронекера. Предельная поверхность описывалась уравнением:

$$\tau - \alpha\sigma = Y, \tag{5}$$

где α и Y — параметры, которые могут быть выражены через коэффициент внутреннего трения и когезию. Интенсивность касательных напряжений

$$\tau = (s_{ij}s_{ij}/2)^{1/2}. \tag{6}$$

Примем во внимание, что в верхних слоях, где давление не велико, возможно возникновение растягивающих напряжений, а значит и формирование трещин отрыва. Чтобы это учесть, предельную поверхность в области растяжения ограничим давлением

$$\sigma = \sigma^*. \tag{7}$$

Пластический потенциал для расчета приращений пластической деформации, запишем в виде:

$$g(\sigma, \tau) = \tau - \Lambda\sigma, \tag{8}$$

Λ — коэффициент дилатансии. Заметим, что использование неассоциированного закона течения обеспечивает независимость коэффициента дилатансии. В общем случае, данный параметр является функцией напряженно-деформированного состояния среды.

Упрочнение и разупрочнение среды опишем соотношением:

$$Y(\gamma^{\mathrm{p}}) = Y_0[1 + h(A(\gamma^{\mathrm{p}}) - D(\gamma^{\mathrm{p}}))], \tag{9}$$

где h — коэффициент упрочнения, $\mathrm{d}\gamma^p = 2\left((\mathrm{d}e_{ij})^p(\mathrm{d}e_{ij})^p/2\right)^{1/2}$ интенсивность сдвиговой пластической деформации, $e_{ij}^{\mathrm{p}} = \varepsilon_{ij}^{\mathrm{p}} - \frac{1}{3}\varepsilon_{kk}^{\mathrm{p}}\delta_{ij}$. Для учета упрочнения используется линейная зависимость $A(\gamma^{\mathrm{p}}) = 2\gamma^{\mathrm{p}}/\gamma^*$ и квадратичная — для учета разупрочнения (накопления повреждений) $D(\gamma^{\mathrm{p}}) = (\gamma^{\mathrm{p}}/\gamma^*)^2$, где γ^* — критическая деформация, после которой, преобладает деградация материала.

Приведенные определяющие соотношения, замыкают систему уравнений, состоящую из уравнений движения и неразрывности. Данная система уравнений решалась с использованием численной схемы [Wilkins, 1999], по изложенной в работе [Стефанов, 2005] процедуре. В разработанном комплексе программ 3D моделирования процессов деформации реализована технология параллельных вычислений, что позволило проводить расчеты с достаточной детальностью.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Расчеты проводились на сетках 180×800×50 для области: X=18 км, Y=80 км, Z=5 км (из них 1 км – упругое основание) и 180×800×100 для Z=10 км.

Для изучения характера развития деформации были рассмотрены варианты с различными упругими и прочностными параметрами слоя среды. Параметры модели, описывающие свойства среды, которые близки к свойствам песчаников, приведены в табл. 1.

Таблица 1. Параметры среды

	Плотность ρ, г/см^3	Модуль сжатия K, ГПа	Модуль сдвига μ, ГПа	Y_0, МПа	α	Λ	γ^*	h	σ^*, МРа
Порода- I	2.2	12.8	5.34	8, 20	0.3; 0.5	0.08	0.001	0.05	-0.0
Порода- II	2.35	20.0	11.0	8	0.3; 0.5	0.08	0.001	0.05	-0.0

Первый шаг в решении задачи заключается в задании начального состояния. Для этого удобно выполнить оценку напряжений, возникающих под действием силы тяжести: для заданных параметров среды (табл. 1). На графиках изменения прочности и интенсивности касательных напряжений с глубиной (рис. 2) легко увидеть, когда среда переходит в неупругое состояние. Таким образом, напряжения, рассчитанные на основании упругого закона (1), будут корректными лишь до глубины перехода в пластичность. В противном случае, начальное напряженное состояние определяется из решения системы уравнений в соответствии с определяющими соотношениями (2-9).

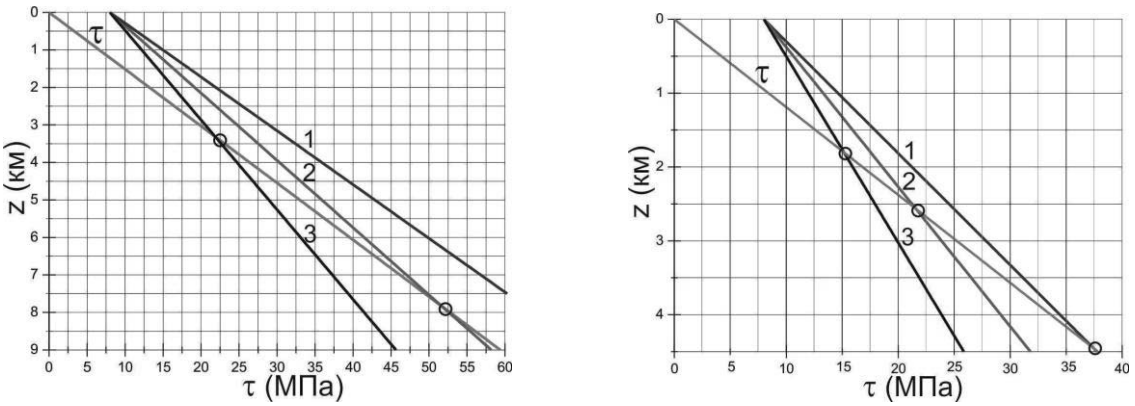


Рис. 2. Графики изменения интенсивности касательных напряжений τ и прочности с глубиной за счет давления при разных коэффициентах внутреннего трения: 1– $\alpha = 0.5$; 2– $\alpha = 0.4$; 3– $\alpha = 0.3$. (а) – песчаник-I, (б) – песчаник-II

Рассмотрим напряженно-деформированное состояние и формирование зон нарушений в слое при постепенном наращивании смещений блоков основания в противоположных направлениях.

На начальной стадии деформирования, пока сохранялось упругое состояние, напряженно-деформированное состояние слоя соответствует характерной для трещины продольного сдвига форме, когда особенность имеет лишь касательная компонента тензора напряжений. Похожая картина имела место также и в случае образования пластического слоя на этапе расчета начального состояния. В аналитических расчетах ограничение данных напряжений на основании принятого закона пластичности позволяет получить оценки размеров зоны пластичности без учета влияния неоднородности развития деформации и ее локализации [Ребецкий и др., 1988, 2011]. Анализ изменения осей главных напряжений в процессе сдвига позволил в данных работах объяснить общее строение и ориентацию возникающих разрывов. Однако в процессе пластического деформирования, интенсивность сдвиговых напряжений не только ограничивается сдвиговой прочностью среды, меняется также и вид напряженного состояния, возникает серия полос локализованного сдвига [Стефанов и др., 2012]. Напряженно-деформированное состояние становится неоднородным, а задача превращается в трехмерную. Сложное напряженно-деформированное состояние сильно затрудняет выделение типов нарушений, тем более, в ходе развития во многих случаях они взаимодействуют и сливаются друг с другом.

Численное моделирование процесса деформирования показало, что на структуру формирующихся нарушений влияют не только упругие и прочностные свойства среды, но и толщина слоя. На основе расчетов были выделены две достаточно характерные формы структур нарушений:

1.Серия поверхностей с небольшим углом наклона к плоскости разреза в основании или единая вертикальная поверхность с шероховатостями и узкой зоной оперяющих структур;

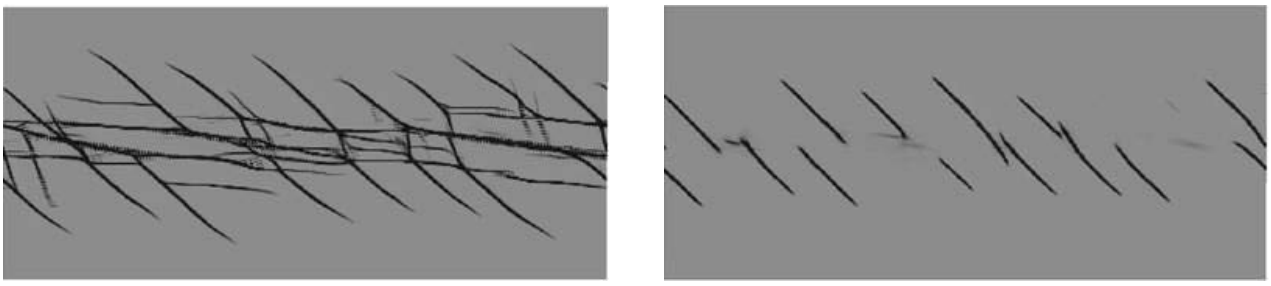
2. Пространственная структура, состоящая из наклонных поверхностей нарушений, которая в процессе деформирования трансформируется в вертикальный разлом с хорошо выраженными оперяющими зонами разной ориентации или структура, в которой образуется две равноценные зоны сдвига, с четкими оперениями и множеством пересекающихся поверхностей нарушений между ними.

При небольшой толщине слоя в хрупкой среде с быстрым разупрочнением формируется вертикальный разлом, со слабо выраженными оперяющими зонами. Такая картина деформирования наблюдается в осадочном слое-II, толщиной Z =4 км при и Y_0 = 8 и 20 МПа. При тех же параметрах, но толщине слоя Z =9 км, строение нарушений имеет совершенно иной вид. Структура нарушений заметно усложняется: на формируются полосы, имеющие угол наклона порядка 40° по отношению к направлению сдвига, а на свободной поверхности хорошо видны также R и R’ полосы Риделя (рис. 3). Таким образом, было получено три семейства полос, а точнее поверхностей нарушений.

Было обнаружено, что зарождение зон локализации происходит парами, которые на ранних этапах напоминают раскрытые створки устрицы. Они имеют первоначально округлую форму и смыкаются вблизи основания, над линией разреза (рис. 4а). В горизонтальном сечении их угол наклона составлял более 40°, что соответствует Т или е линиям отрыва [Davis и др., 1999; Hancock, 1985; Sylvester, 1988]. По мере развития сдвига они прорастают вверх, к свободной поверхности. Таким образом, первичными зонами локализации оказывались Т-е полосы, по традиционной

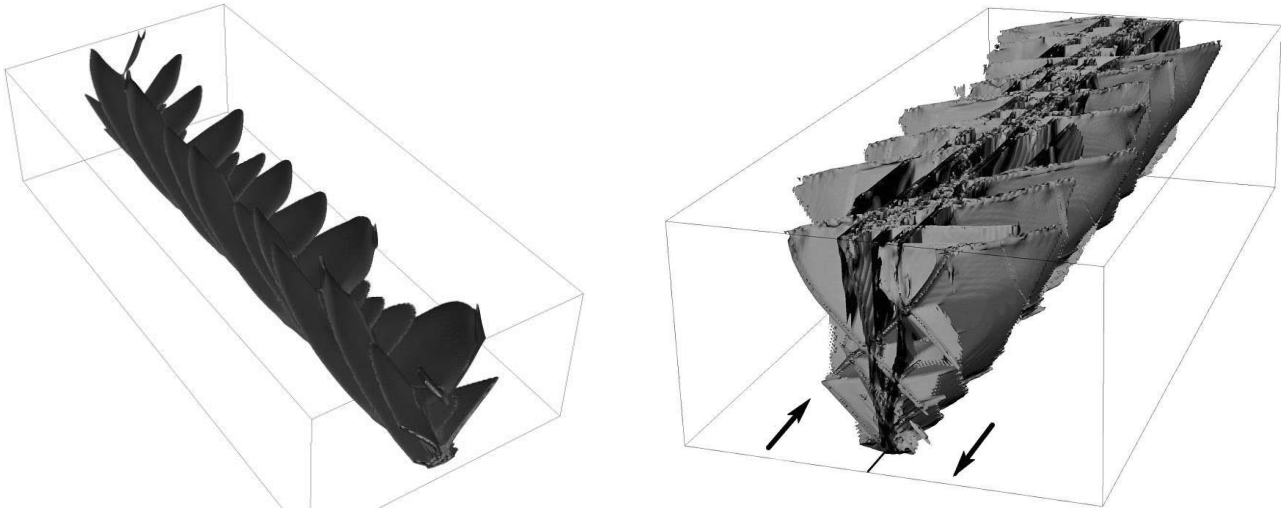
классификации, хотя их тип остается под вопросом ввиду сложного напряженно-деформированного состояния.

«Створки» соседних пар пересекают друг друга, не меняя формы и не взаимодействуя. В результате, вычленить пары при рассмотрении плоских сечений становится весьма затруднительно. По мере развития и приближения к поверхности данных структур нарушений в горизонтальных сечениях возникают R полосы Риделя (рис. 3, а). На последних этапах вблизи поверхности происходит слияние «створок», которые принадлежат разным парам и в основании значительно сдвинуты друг относительно друга (рис. 4, б). Важно отметить, что из всего эшелона парных структур, до поверхности прорастает только часть из них. Причем угасать могут как целые пары, так и отдельные «створки».



(*а*) (*б*)

Рис. 3. Полосы локализации деформации вблизи поверхности (*а*) и в промежуточном слое на этапе формирования (*б*). Толщина деформируемого слоя 9 км, порода-II



(*а*) (*б*)

Рис. 4. Пространственная структура поверхностей нарушений на разных этапах. Парное зарождение и развитие зон нарушений в виде створок устрицы (*а*), Структура нарушений после выхода зон локализации на свободную поверхность и формирование полос Риделя (*б*). Толщина деформируемого слоя 9 км, порода-II, $\alpha = 0.5$

Похожая структура нарушений была получена в слое толщиной 4 км, для параметров осадочной породы-II, при $\alpha = 0.5$. Важным отличием данного случая является то, что коэффициент Пуассона составляет $\nu = 0.267$, что приводит к значению коэффициента бокового отпора $\xi = 0.364$. Таким образом, боковые напряжения, действующие в слое, заметно отличались от варианта, где $\xi = 0.464$.

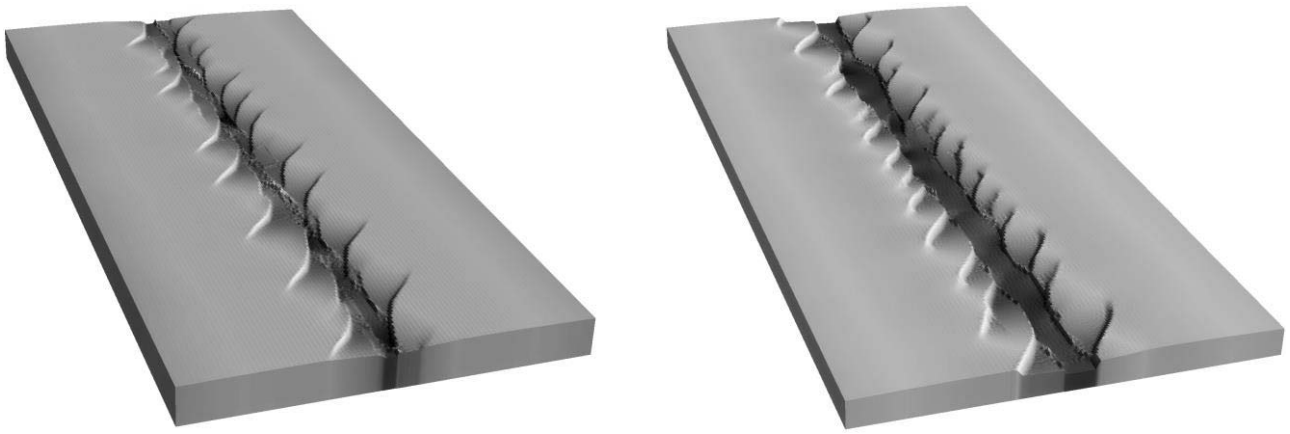
Как и в рассмотренном выше случае, от линии разрыва в основании образуются пары створок Т-е разрывов, которые развиваются несимметрично относительно плоскости разреза. Однако было замечено, что в нижних слоях им предшествовали R’ полосы локализации, ориентированные почти ортогонально разрезу при рассмотрении горизонтальных сечений. С образованием Т-е разрывов их развитие в виде отдельных полос прекращается. При достижении этими разрывами верхней поверхности R линии нарушений почти не заметны, т.к. быстро формируется магистральный разлом. В итоге, развитие деформации в Т-е поверхностях прекращается, в дальнейшем смещение происходит вдоль L поверхности магистрального разлома. Структура нарушений у поверхности

становится достаточно сложной: наряду с указанными зонами, в ней можно выделить практически все наблюдаемые в природе типы разрывов R', L и др. На рис. 5а показан рельеф поверхности, на котором хорошо видна итоговая структура свободной поверхности над разломом. В центральной части вдоль магистрального разрыва возникает взрезовый тип деформации и сбросовый тип в оперяющих зонах локализации.

Также схожий по структуре и этапам формирования результат был получен для осадочной породы-I, с коэффициентом $\alpha = 0.3$. Важным отличием от предыдущих случаев является то, что часть слоя высотой 1 км перешла в неупругое состояние уже на этапе приложения силы тяжести, но ее величина составляла менее 0.1%. Основным отличием от предыдущего случая является выраженная несимметрия развития Т-е поверхностей нарушений (рис. 6а). Створки выходят на свободную поверхность с разных сторон. Достигая свободной поверхности, они создают локальные концентраторы напряжений, выстроенные в ряд. В итоге образуются две L линии локализации и, в дальнейшем, два близких магистральных шва (рис. 6б). Вид распределения деформации в вертикальном сечении, который показан на данном рисунке, в полной мере соответствует принятому названию строения подобных зон нарушений как «цветковые структуры». На рисунке хорошо видны этапы развития зон локализации, а также то, что формирование магистральных разрывов L начинается с поверхности после ее достижения наклонными зонами локализации. Серии R и R' линий практически не заметны. Вероятно, это обусловлено быстрым формированием магистральных разрывов.

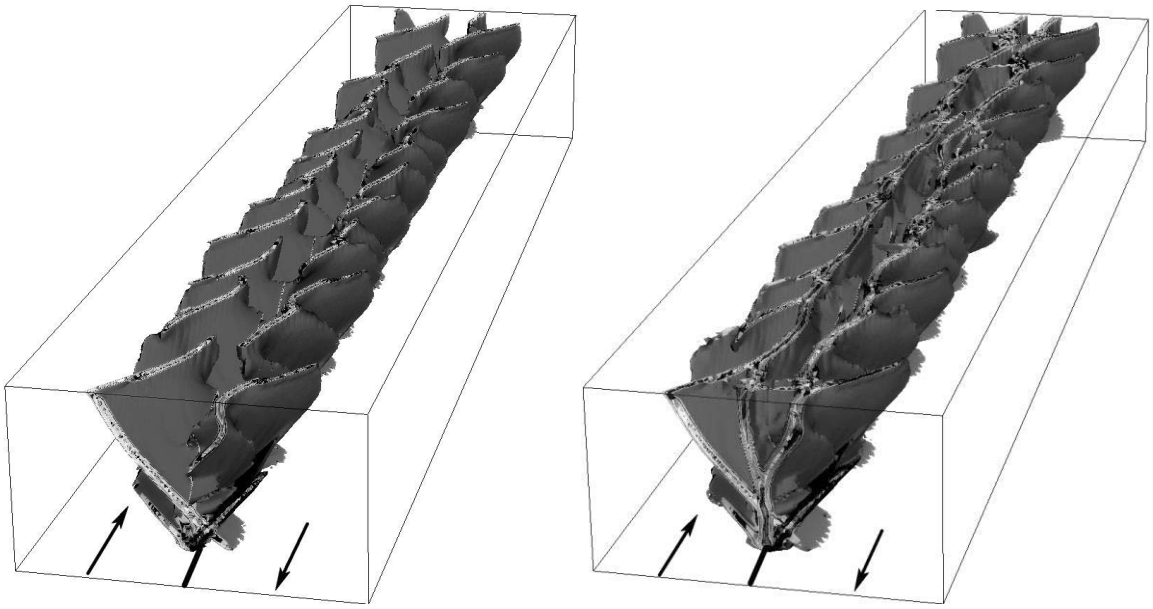
На рис. 7 представлено поле векторов смещений на разных этапах деформирования. На этапе зарождения структур нарушения, над разрезом возникает область разрежения (светлые области), что приводит к смещению вниз вышележащей области. После того, как нарушения достигают свободной поверхности и начинают зарождаться магистральные разломы, эти структуры разбивают среду на блоки. Каждый из них движется почти как целое в определенном направлении. Легко заметить, что направление смещений при переходе через поверхности нарушений может меняться на значительный угол (до 60 градусов). Картина распределения давления также существенно меняется, наряду с областями разрежения в зонах локализации и их вершин, возникают области повышенного давления (рис. 7, 8). На рисунке 8 видно, что в верхней части слоя в областях Т-е разрывов имеет место разрежение, что может привести к отрыву. На глубине более 2 км разрежение наблюдается лишь на отдельных участках тогда, как избыточное сжатие хорошо видно вдоль почти всех нарушений. На этих глубинах также можно увидеть еще одну структуру разлома, которая проходит как огибающая разрывов, но на свободную поверхность она не выходит.

В горизонтальном сечении на поле векторов смещений видно, что вне магистральных разломов, не смотря на некоторые отклонения в зонах разрывов, преобладает однонаправленное движение среды (рис. 9). Внутри разломной зоны возникает вихревая структура. Учитывая вертикальное смещение блоков (рис. 7, б), можно сказать, что в этой зоне среда смещается вниз по спирали, поворачиваясь между магистральными разломами. На завершающем этапе (рис. 7, в) окончательно формируется V-образный магистральный разлом и среда в нем может начать подъем, что связано с особенностями напряженного состояния и дилатансией.



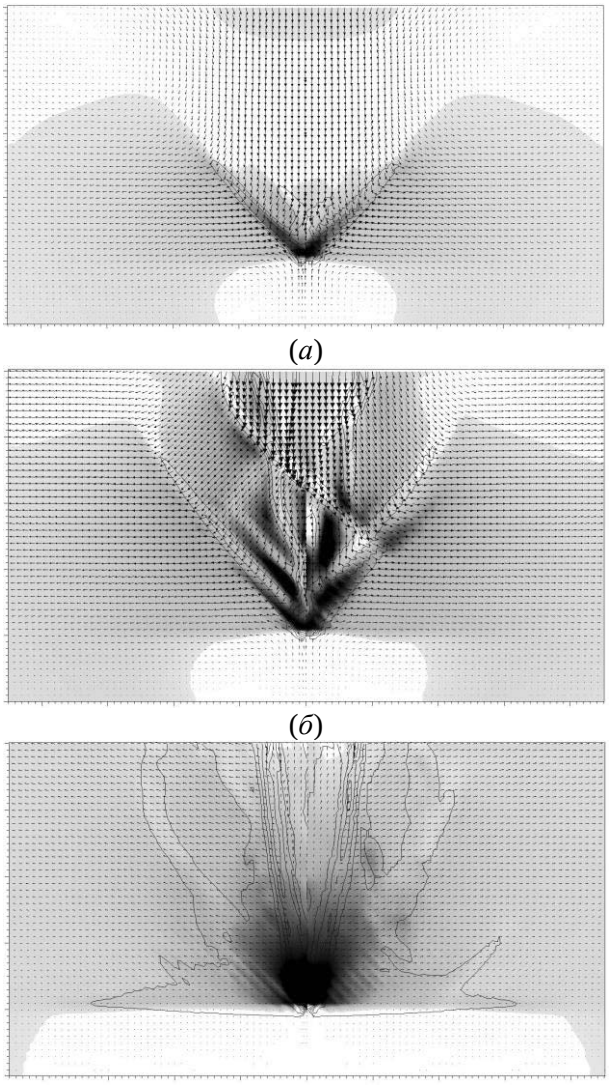
(*а*) (*б*)

Рис. 5. Вертикальные смещения поверхности в увеличенном масштабе при толщине слоя 4 км, (а) порода-II, $\alpha = 0.5$; (б) порода-I,



(*а*) (*б*)

Рис. 6. Структура нарушений после выхода зон локализации на поверхность (а) – сдвиг основания 16 м и после образования двух магистральных разрывов (б) – сдвиг основания 32 м. Толщина деформируемого слоя 4 км. среда-II, $\alpha = 0.3$

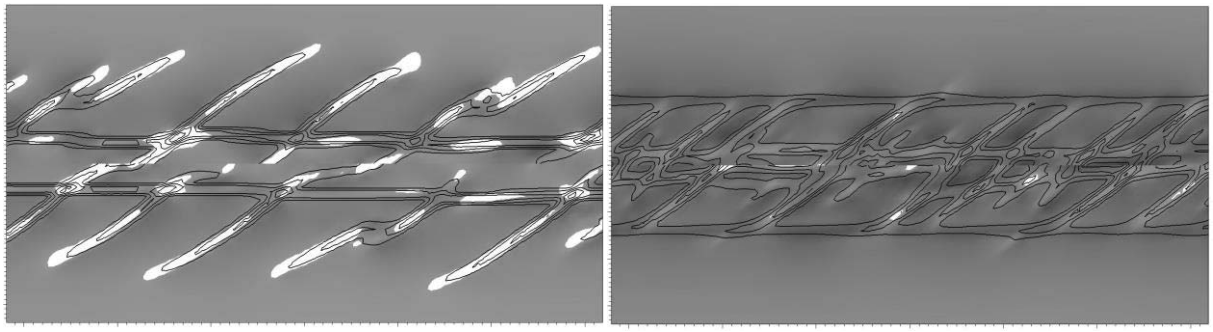


(*а*)

(*б*)

(*в*)

Рис. 7. Распределение приращений давления, контуры структур нарушения и поле векторов смещений для сдвига блоков основания 16, 32 и 400 м – а, б, в соответственно в поперечном сечении



(*а*) (*б*)

Рис. 8. Распределение приращений давлений в горизонтальных сечениях: (*а*) – глубина 1.0 и (*б*) – 2.5 км

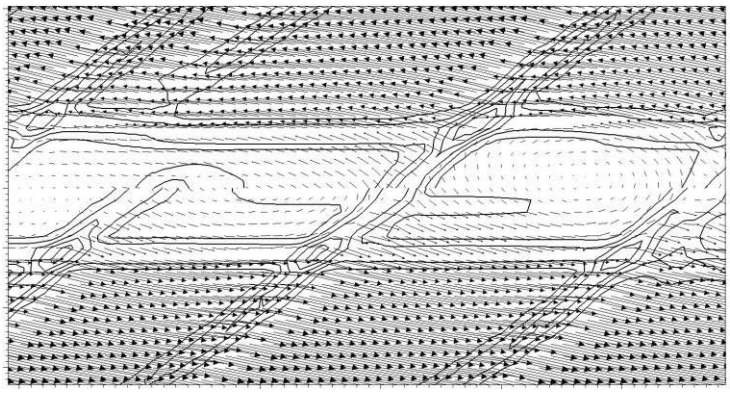


Рис. 9. Поле векторов смещений в средней области цветковой структуры для сдвига основания 32 м

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные расчеты показали, что в условиях разрывного горизонтального сдвига основания, в осадочном слое возможно формирование двух принципиально различных структур нарушений. В первом типе основными являются наклонные поверхности Риделя, ориентированные под небольшим углом наклона в горизонтальной плоскости или единая поверхность с шероховатостями и узкой зоной оперяющих структур. Второй тип имеет более сложное пространственное строение, состоит из наклонных поверхностей нарушений, ориентированных под углом ~40° в горизонтальной плоскости по отношению к плоскости разреза. После их выхода на свободную поверхность сверху формируется магистральный разрыв, с хорошо выраженными оперяющими зонами разной ориентации. Возможно формирование двух равноценных систем нарушений по разные стороны от плоскости разреза с формированием V-образного магистрального разрыва. Такой тип деформирования был получен при наличии пластического слоя в нижней части среды. В процессе деформирования слоя в зоне разлома происходит дефрагментация среды на отдельные блоки, неупругая деформация которых незначительна, движущиеся в общем объеме среды как целое.

Полученные результаты численного моделирования показали, что строение зоны сдвига зависит от упругих и прочностных свойств, а также от толщины деформируемого слоя. В числе упругих параметров основное значение имеет коэффициент Пуассона, т.к. он определяет боковой отпор или боковую нагрузку. Прочностные свойства и дилатансия определяют характер разрушения. Наличие пластичного слоя приводит к образованию двойной системы разрывов и в конечном итоге V-образного магистрального разрыва.

Авторы выражают признательность за обсуждение работы и полезные советы Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ РАН), Г.Н. Гогоненкову и А.И. Тимурзиеву (ЦГЭ), В.А. Конторовичу (ИНГГ СО РАН).
Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00661-а), а также Интеграционных проектов СО РАН № 12 и 127.

ЛИТЕРАТУРА

Davis G.H., Bump A.P., Garcia P.E., Ahlgren S.G. Conjugate Riedel deformation band shear zones // Journal of Structural Geology. 1999. Vol. 22. P. 169-190

Hancock P.L. Brittle mirotectonics: principles and practice // J. Struct. Geol. 1985. Vol. 7, No. ¾. P. 437-457.

Sylvester G. Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. 1988. Vol. 100, No 31. P. 1666-1703.

Wilkins M.L. Computer Simulation of Dynamic Phenomena. Berlin–Heidelberg–New York: Springer-Verlag. 1999. 246 p.

Бокун А.Н. Закономерности образования и особенности строения зон горизонтального сдвига (по результатам физического моделирования) / Материалы Всероссийской конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН» 13-18 октября 2008, г. Москва. С. 149-161.

Борняков С.А. Количественный анализ параметров разномасштабных сдвигов // Геология и геофизика. 1990. № 10. С. 34–42.

Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–18.

Друккер Д., Прагер В. Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2. Определяющие законы механики грунтов. М.: Мир. 1975. С. 166–177.

Михайлова А.В. Деформации и напряжения в слое над движущимися блоками фундамента (по результатам математического и физического моделирования) // Физика Земли. 2010. № 5. С. 70-76.

Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35. Вып. 6. С. 1017–1029.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном сдвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29–35.

Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В. Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2, № 1. Р. 45–67

Стефанов Ю.П. Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование// Физ. мезомех. 2002. № 5. С. 107–118.

Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А. Формирование полос локализованного сдвига в слое геосреды при разрывном сдвиге основания // Физ. мезомех. 2012. Т. 15, № 2. С. 77–84.

Стефанов Ю.П., Бакеев Р.А., Смолин И.Ю. О закономерностях деформирования горизонтальных слоях среды при разрывном сдвиговом смещении основания // Физ. мезомех. 2009. Т. 12, № 1. С. 83–89.

Тимурзиев А.И. Развитие представлений о строении "цветковых моделей" силвестера на основе новой кинематической модели сдвигов// Геофизика. 2010. №2. С. 24-31

Шерман С.И., Гинтов О.Б., Борняков С.А. и др. Характер разломообразования в консолидированной земной коре и моделирование зон скалывания // Геофиз. журн. 1988. Т. 10, № 1. С. 13–20.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А и др. Разломообразование в литосфере: Т. 1. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. 1991. 261 с.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ КАРТА ГЛУБИН ДО ГРАНИЦЫ МОХО ДЛЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

А.А. Баранов [1,2]

[1] - Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, baranov@ifz.ru
[2] - Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва

ВВЕДЕНИЕ

В работе построена предварительная глобальная модель глубин границы Мохо для континентальной коры на сетке 1° × 1°, в основу которой положены геофизические данные. Результаты представлены в виде цифровых данных, определяющих глубину до границы Мохо. По сравнению с предыдущими глобальными моделями CRUST 2.0 [Bassin et al., 2001] CRUST 5.1 [Mooney et al., 1998] глубина до границы Мохо была существенно уточнена и детализирована. Континентальная кора – наиболее неоднородная часть Земли. В частности, мощность континентальной коры меняется от 15 до 75°км. Построение ее детальных региональных моделей, помимо самостоятельного значения важно и для различных приложений. Например, для разделения эффектов неоднородностей коры и верхней мантии (и в особенности подкорового слоя) в методе сейсмической томографии, который остается главным инструментом исследования мантии.

Модели коры как входные параметры нужны для выделения мантийных гравитационных аномалий, при расчетах распространения поверхностных волн и др. Ранее были опубликованы две глобальные модели коры: (1) CRUST 5.1 [Mooney et al., 1998] с разрешением 5° × 5° и (2) CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000] с разрешением 2° × 2°. Детальность предыдущей глобальной модели CRUST 2.0 для обширных регионов минимальна. Например, глубина до границы Мохо в этой модели для всей Восточной Антарктиды постоянна и равна 34–36 км. Появившиеся за последнее десятилетие новые сейсмические данные и старые неиспользованные результаты позволяют существенно детализировать модель Мохо для всех континентов. В настоящей работе представляется новая карта границы Мохо континентов на сетке 1° × 1°. При ее построении автор придерживался методики, описанной в работах [Mooney et al., 1998; Bassin et al., 2000; Baranov, 2010; Baranov and Morelli, 2013] и других. Она заключается в тщательном анализе, сопоставлении многочисленных разнородных сейсмических и других геофизических данных и их ранжировании, в результате чего для построения унифицированной цифровой модели всего региона отбираются наиболее достоверные значения. На карту рельефа наносились разнородные геофизические данные, и после проверки взаимного соответствия проводились изолинии глубины до границы Мохо. После этого все данные собирались в единый файл и затем интерполировались на сетке 1 на 1 градус в пределах нужной области. Для построения глобальной карты Мохо были использованы региональные модели Мохо для различных континентов:
для Европы модель EPcrust (рис 1.) [Molinari and Morelli, 2011],
для Северной Азии (территория бывшего СССР за Уралом) модель на основе данных из работ [Belyaevsky et al., 1973; Pavlenkova, 1996],
для Центральной и Южной Азии модель AsCrust-08 [Baranov, 2010],
для Африки модель из работы [Pasyanos and Nyblade, 2007],
для Южной Америки модель из работ [Assumpção et al.,2013; Chulick et al.,2013; Lloyd et al., 2010],
для Северной Америки модель из работ [Mooney et al., 2005; Chulick and Mooney, 2002],
для Австралии модель из работы [Salmon et al., 2013],
для Гренландии модель из работы [Dahl-Jensen et al., 2003],
для Антарктиды модель ANTMoho[Baranov and Morelli, 2013].

РЕГИОНАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ МОХО

Глубина до Мохо для Европы. Модель включает Европейскую плиту от Северной Африки до Северного полюса (20◦С.Ш. –90◦С.Ш.) и от Срединно-Атлантического хребта до Уральских гор (40◦З.Д.–70◦В.Д.). Карта Мохо имеет разрешение 0.1◦ × 0.1◦ по широте и долготе. Мохо из модели EPcrust отражает сложную геологическую историю Европы. Европа состоит из тектонических структур с возрастом от архея до кайнозоя. На рис.°1 показана карта глубины до Мохо из модели EPcrust.

Восточно-Европейский кратон имеет в основном плоский поверхностный рельеф (0-200°м) в силу длительной эрозии с докембрия, тогда как рельеф Мохо под кратоном имеет большие вариации с 30°км до 60°км, отражая сложную тектоническую историю эволюции этого региона. Средняя глубина до Мохо составляет 45-50°км. Для глубоких осадочных бассейнов в этой области Мохо уменьшается до 36°км. В центральной и южной Европе, была обнаружена палеозойская кора, ее мощность изменяется от 8-10°км под окраинными морями до 50°км под Альпами и Пиренеями. Средняя глубина до Мохо в этом регионе составляет около 30°км. Также присутствуют несколько глубоких осадочных бассейнов: бассейн реки По, Паннонский и Северогерманский бассейны. В Северной Атлантике Мохо меняется от 8°км около Срединно-Атлантического хребта до 20°км в областях переходной коры. Центральная часть Гренландии имеет мощность коры около 40°км. На восточном побережье кора утоняется до 24-26°км возможно из-за влияния Исландского плюма. На юго- западном побережье Мохо меняется от 35-40°км до 45°км вглубь острова [Dahl-Jensen et al.,2003]. На востоке и северо-западе Исландии мощность коры превышает 40°км. На юго-западе острова и вдоль океанического хребта мощность коры составляет менее 25°км.

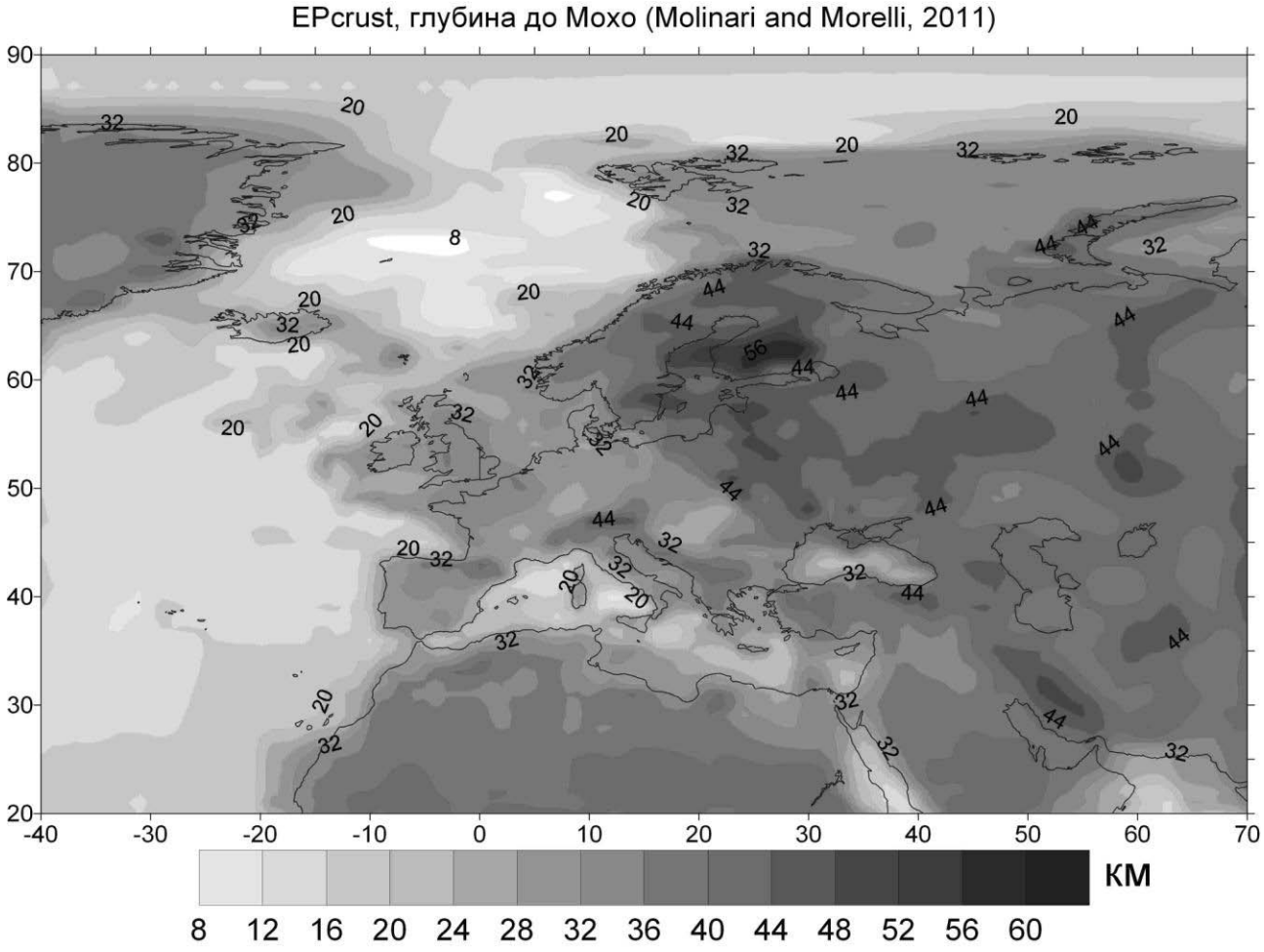


Рис.°1. Глубина до Мохо для Европы. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой

В Баренцевом море и вдоль континентальных окраин Северной Африки и Норвегии находятся глубокие осадочные бассейны с утоненной корой. Минимальная глубина до Мохо – 8°км в Атлантическом океане около срединного хребта, тогда как максимум достигается под Карельским кратоном – 60°км. Средняя глубина до Мохо для Европы составляет 36°км (стандартное отклонение 6.9°км). Здесь и далее мы везде берем для анализа кору толще 20°км. Отличия от Мохо из модели CRUST 2.0 составляют ±15°км. Основные отличия обнаружены в следующих районах: Северная Атлантика, на

континентальных окраинах и под Альпами в основном за счет большого количества и детальности новых данных.

Глубина до Мохо для Северной Азии. Территория Северной Азии простирается от Казахстана и Монголии до границы континентального шельфа (40◦С.Ш. –80◦С.Ш.) и от Уральских гор до Чукотки (70◦В.Д - 190◦В.Д.). В основном континентальная кора данного региона имеет мощность больше 30°км. На рис.°2 показана карта глубины до Мохо на основе данных из [Belyaevsky et al., 1973; Pavlenkova, 1996; Mackey et al., 1998] и других. Максимальная мощность достигается для складчатых поясов Средней Азии и Южной Сибири: Тянь-Шаня, Алтая, Саян. Мощность коры систематически увеличивается с 30-40°км вдоль побережий Северно-Ледовитого и Тихого океанов до 50-55°км для внутренних горных районов Азии. Байкальская рифтовая зона характеризуется неглубоким Мохо (36-37°км). Мезозойская кора Дальнего Востока характеризуется плоским рельефом Мохо (менее 40°км). Кайнозойская кора Камчатки и Курильских островов имеет большие вариации Мохо от 40°км и более (Камчатка) до 20°км для утоненной континентальной коры в Охотском море. Минимальная глубина до Мохо – 12°км в окраинных морях, тогда как максимум достигается под Тянь-Шанем – 60°км. Средняя глубина до Мохо для Северной Азии составляет 38°км (стандартное отклонение 6°км). Существенные отличия характерны для небольшой части региона (орогены и окраинные моря). Отличия от Мохо из модели CRUST 2.0 составляют -10 +16°км. Основные отличия обнаружены в следующих районах: Центральная Монголия (до +16°км), Чукотский полуостров, Алданское нагорье и Саяны (до +10°км), Охотское море (до -10°км), Западная Сибирь (до -6°км), Восточная Сибирь (до -8°км). Отличия получены за счет включения большого количества новых сейсмических данных.

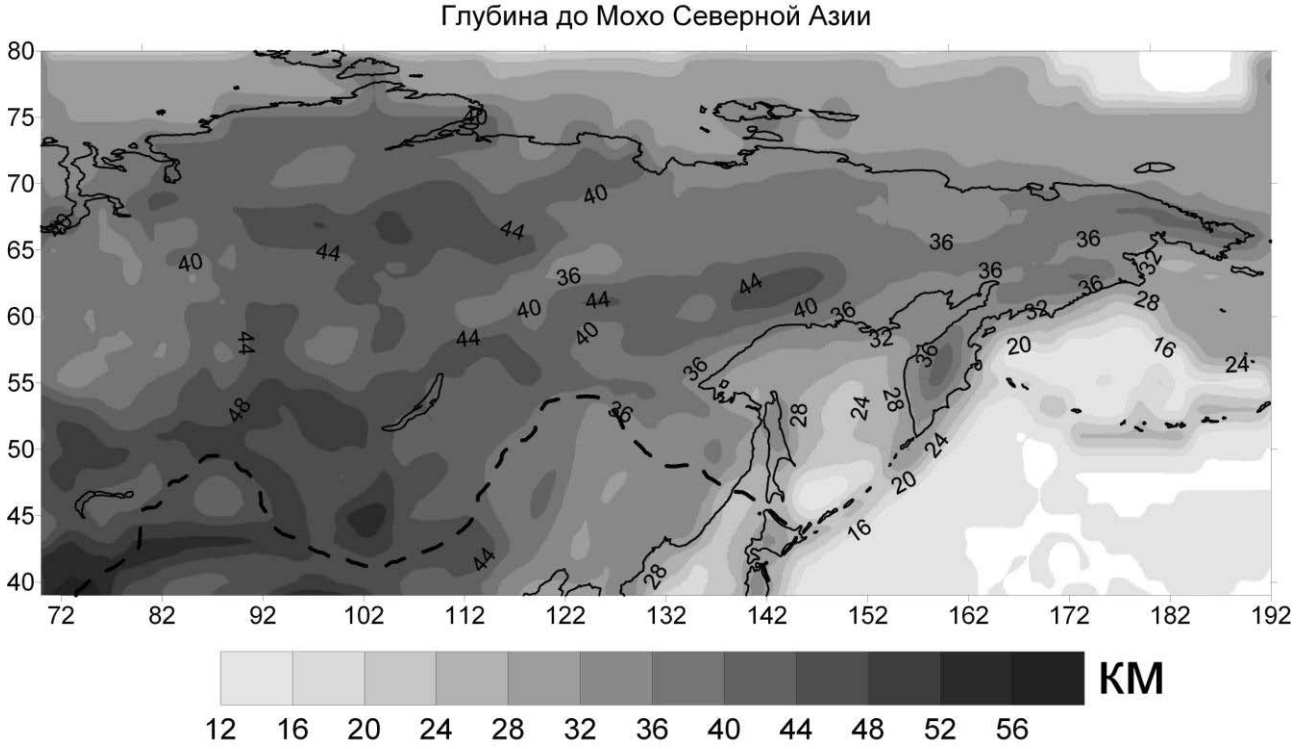


Рис.°2. Глубина до Мохо для Северной Азии. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой. Пунктирной линией показана граница с моделью AsCrust

Глубина до Мохо для Центральной и Южной Азии. Глубина до границы Мохо на Аравийском полуострове меняется незначительно и составляет 38–44°км, резко уменьшаясь по направлению к Красному морю и Аденскому заливу до 16–12°км. Для рифта Мертвого моря глубина до Мохо меняется от 32 до 37 км, в отличие от рифта Красного моря, где она составляет 8–18°км. Малая Азия характеризуется мощностью коры от 40 до 48°км (в центре), которая резко уменьшается по направлению к Средиземному морю. Иранское нагорье имеет утолщенную кору. Особенно большая глубина

до границы Мохо (до 58°км) была выявлена под складчатой системой Загрос. Несмотря на разнородность геологической структуры Китая, условно его можно разделить на 2 района – западный с глубиной до Мохо 45–75°км и восточный с глубиной 30–45°км. На западе есть как стабильные участки, такие как Таримская равнина и плато Ордос, так и зоны коллизий и горообразования: Тибет,Тянь-Шань, Гималаи. То же самое мы видим и на востоке: платформы Янцзы, Корейская платформа и Южно-Китайская складчатая область. Глубина до границы Мохо для Индийской плиты неравномерна: на юге она достигает 55°км в Дарвар кратоне, в центре уменьшается до 34–38°км, а на севере до начала зоны коллизии составляет примерно 40–44 км. Далее с началом области внутриплитовой коллизии и увеличением высоты рельефа глубина Мохо возрастает от 46°км до 56–58 на границе плит и далее в Южном Тибете – до 75°км. Для острова Шри-Ланка глубина до Мохо составляет 30°км. На Западе вдоль побережья протягиваются горы Западные Гаты с глубиной до Мохо 34–38°км. Севернее, в регионе Зарауштра Мохо составляет 36–44°км. На востоке Индостана до начала зоны коллизии плит расположены Бенгальская низменность и Шиллонг плато с глубиной до Мохо 44 и 40°км соответственно. Южно-Китайского море имеет растянутую континентальную и смешанную кору. Для него Мохо дает большой разброс от 10 до 30°км. В северо-западной части Южно-Китайского моря глубина до Мохо резко возрастает с 20°км под впадиной Хиша до 33°км на острове Хайнань. Мохо также углубляется под островами Хиша, достигая 28°км.

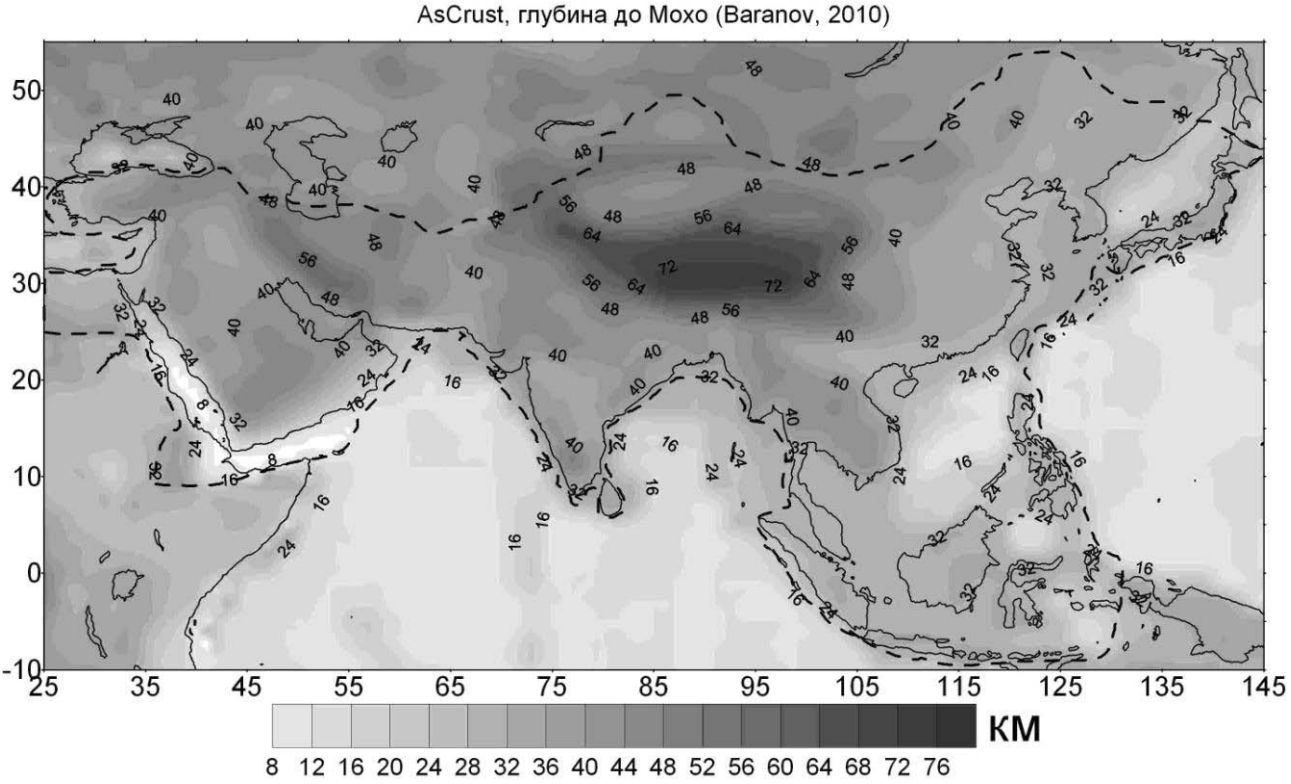


Рис.°3. Глубина до Мохо для Центральной и Южной Азии. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой. Пунктирной линией показана граница с моделью AsCrust

На рис.°3 показана карта глубины до Мохо из модели AsCrust-08 [Baranov, 2010]. Минимальная глубина до Мохо – 7 км в морях, тогда как максимум достигается под Тибетом – 75°км. Регионы с нормальной континентальной корой – Аравийский полуостров, Малая Азия, Северная и Центральная Индия, Восточный Китай, Индокитай. Регионы с утолщенной корой – Загрос (до 56°км), Эльбурс (до 50 км), Южная Индия (до 52°км), Тибет (до 75°км), Гималайи (до62 км), Тянь_Шань (до 62°км). Выделяются также регионы со смешанным типом коры: Южно-Китайское, Зондское, Японское и другие краевые моря Юго-Восточной Азии. Они содержат 3 типа коры: – океаническую (7–9°км), растянутую континентальную кору (10–38°км) и смешанную кору. Средняя глубина до Мохо для Центральной и Южной Азии составляет 39°км (стандартное отклонение 11°км). Максимальные отличия по

сравнению с моделью CRUST 2.0 обнаружены в следующих районах: Аденский залив и Красное море (до 18°км), Загрос (до 16°км), Индия (до 20°км), Центральный Китай (до 18°км), Японское море (до 16°км), Южно-Китайское море (до 14°км). Все регионы представлены с существенно большей точностью.

Глубина до Мохо для Африки. На рис.°4 показана карта глубины до Мохо для Африки из модели [Pasyanos and Nyblade, 2007]. Минимальная глубина до Мохо – 20°км для Афара, 22°км для Западно-Африкаканского рифта, 16°км для побережья Танзании, 22 км для прогиба Бенуэ, тогда как максимум достигается под Конго кратоном – 48°км. Регионы с утоненной континентальной корой – мезозойские и кайнозойские рифты: прогиб Бенуэ, рифт Красного моря, Восточно-Африканская Центральная и Западно-Африканская рифтовые системы, Восточно-Сахарский щит и пассивные континентальные окраины. Регионы с утолщенной корой – Западная Африка (до 42°км), Конго кратон (до 48°км), Калахари кратон (до 42 км).

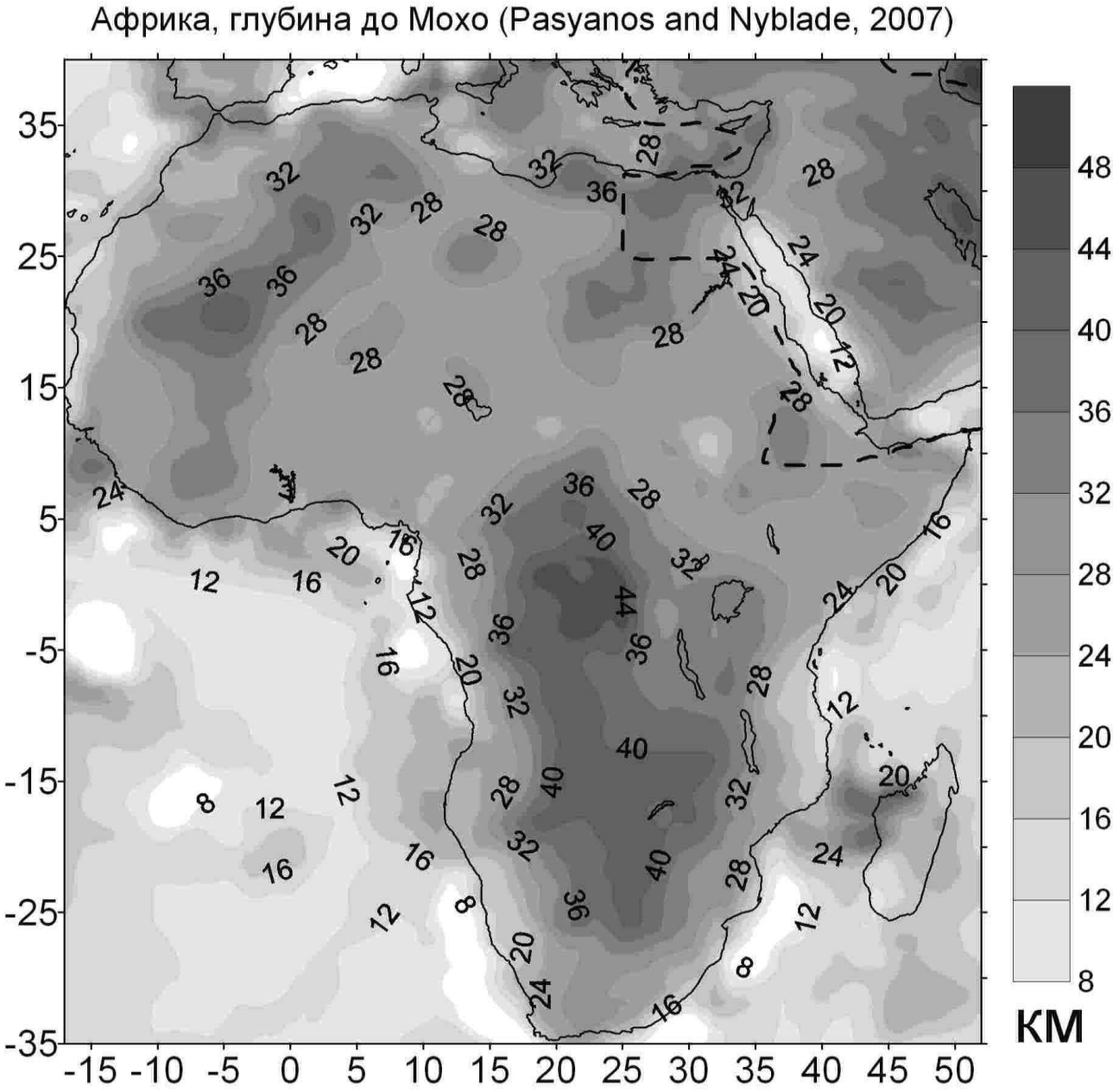


Рис.°4. Глубина до Мохо для Африки. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой. Пунктирной линией показана граница с моделью AsCrust

Средняя глубина до Мохо для Африки составляет 30°км (стандартное отклонение 5.8 км). Если сравнивать с моделью CRUST 2.0, то Западно-Африканский, Конго и Калахари кратоны имеют примерно одинаковое Мохо в обеих моделях, однако существенная разница наблюдается для Восточно-Сахарского щита. Для него новая модель дает Мохо на глубине 25-35°км, тогда как CRUST 2.0 35-45 км. Южнее новая модель показывает утонение коры для прогиба Бенуэ, продолжающееся в южный Чад и Судан и далее в Кению, тогда как в модели CRUST 2.0 в этих районах отсутствует утоненная кора. Для Мадагаскара модель CRUST 2.0 показывает Мохо около 40°км, тогда как по новой модели оно составляет 25-35 км. Также отличия присутствуют для окраин континента: модель CRUST 2.0 дает резкие скачки глубины до Мохо на континентальных окраинах, тогда как по новым данным они более плавные. Это хорошо видно в районах Ливии, Марокко и Анголы. Максимальные отличия по сравнению с моделью CRUST 2.0 обнаружены в следующих районах: западное побережье в районе Канарских островов (до -18 км), Атлас (до -16 км), Дарфур (до -22°км), Восточно-Сахарский щит (до -16°км), бассейн Этоша (-18 км), Сомали (до -14 км), район Мадагаскара (от -28 до +14 км).

Глубина до Мохо для Южной Америки. Южная Америка состоит из трех основных ориентированных приблизительно с запада на восток геологических доменов [Beurlen, 1970]. Это тихоокеанское побережье с горной системой Анды; широкая равнинная область на восток от Анд, которая простирается от Аргентины до восточной Колумбии; докембрийская область восточной части континента. На топографической карте эти три области также легко прослеживаются. Анды – это крупный ороген с высотами свыше 6 км, который продолжает активно развиваться с начала мезозоя. Внутренние районы континента имеют плоский рельеф, тогда как рельеф докембрийской восточной части континента на удивление неровный. Восточная часть континента включает в себя Амазонский кратон, который состоит из Гвианского и Гуапурского щита и Амазонского бассейна их разделяющего. За настоящий ландшафт континента в основном ответственны геологические события мелового периода. Тектоническая активность продолжается и сейчас (Анды) [Riccomini and Assumpção, 1999].

На рис.°5 показана карта глубины до Мохо для Южной Америки построенной нами на основе данных из моделей [Assumpção et al.,2013; Chulick et al.,2013; Lloyd et al., 2010]. Глубина до границы Мохо меняется от 18 км на шельфе континента до 75 км в Андах в районе центрального Перу и плато Альтиплано. Однако для Анд на территории Эквадора и южной Колумбии, несмотря на высокогорный рельеф, мощность коры составляет около 40 км. Такая же мощность коры характерна для южных Анд в Чили и Аргентине. Также утолщенная кора наблюдается вне Анд для Амазонского кратона (50 км). Область глубокого залегания границы Мохо простирается от восточной части Гвианского щита через Амазонский бассейн до Гуапурского щита. Западная же часть Амазонского кратона имеет менее глубокое Мохо. Также утолщенная кора (>40 км) характерна для восточной части бассейна Параны и далее на восток для орогена Мантикейра. Утоненная кора (≈30 км) наблюдается для бассейна восточнее Центральных Анд, для северной части бассейна Чако и западной части бассейна Параны. Область утоненной коры продолжается и на север где она ограничена Андами и щитом Гуапур. Также утоненная кора (30-35 км) наблюдается для восточного побережья материка (провинция Борборема). Остальные районы материка имеют кору нормальной мощности. Средняя глубина до Мохо для Южной Америки составляет 36 км (стандартное отклонение 7.4 км).

Отличия от глобальной модели CRUST 2.0 по мощности коры достигают 30 км. Наибольшие изменения были получены для следующих регионов: Анды на территории Эквадора, Чили и Аргентины (-30°км), Анды на территории южной Колумбии и дельта Параны (-20 км), западная часть бассейна Параны и северная часть бассейна Чако (-15 км), Анды северной Колумбии и Гвианский щит (+15°км).

Глубина до Мохо для Северной Америки. Строение поверхности материка асимметрично: западную часть занимает горная система Кордильеры, восточную — обширные равнины, плато, средневысотные горы. На северо-востоке Северной Америки — Лаврентийская возвышенность, на севере — низменность Макензи. Внутренние районы — высокие Великие равнины и низкие Центральные равнины, которые с востока окаймлены Аппалачскими горами, вытянутыми с юго-запада на северо-восток до острова Ньюфаундленд. Ядро Северной Америки сформировалось в архее и состоит из нескольких кратонов: Супериор, Слэйв, Нейн, Хирн, Вайоминг и Рай. Они входят в единый континентальный блок с палеопротерозоя. Современные границы континента начали формироваться в палео-

зое (Аппалачи) и позднее (Кордильеры). В результате субдукции плиты океанической плиты Фараллон под западное побережье континента образовались Кордильеры от Мексики до Алеутских островов. В настоящее время часть континента наехала и переехала океанический хребет, образовав разлом Сан-Андреас. Внутренние области континента содержат свидетельства основных геологических событий, связанных с аккрецией и распадом суперконтинентов.

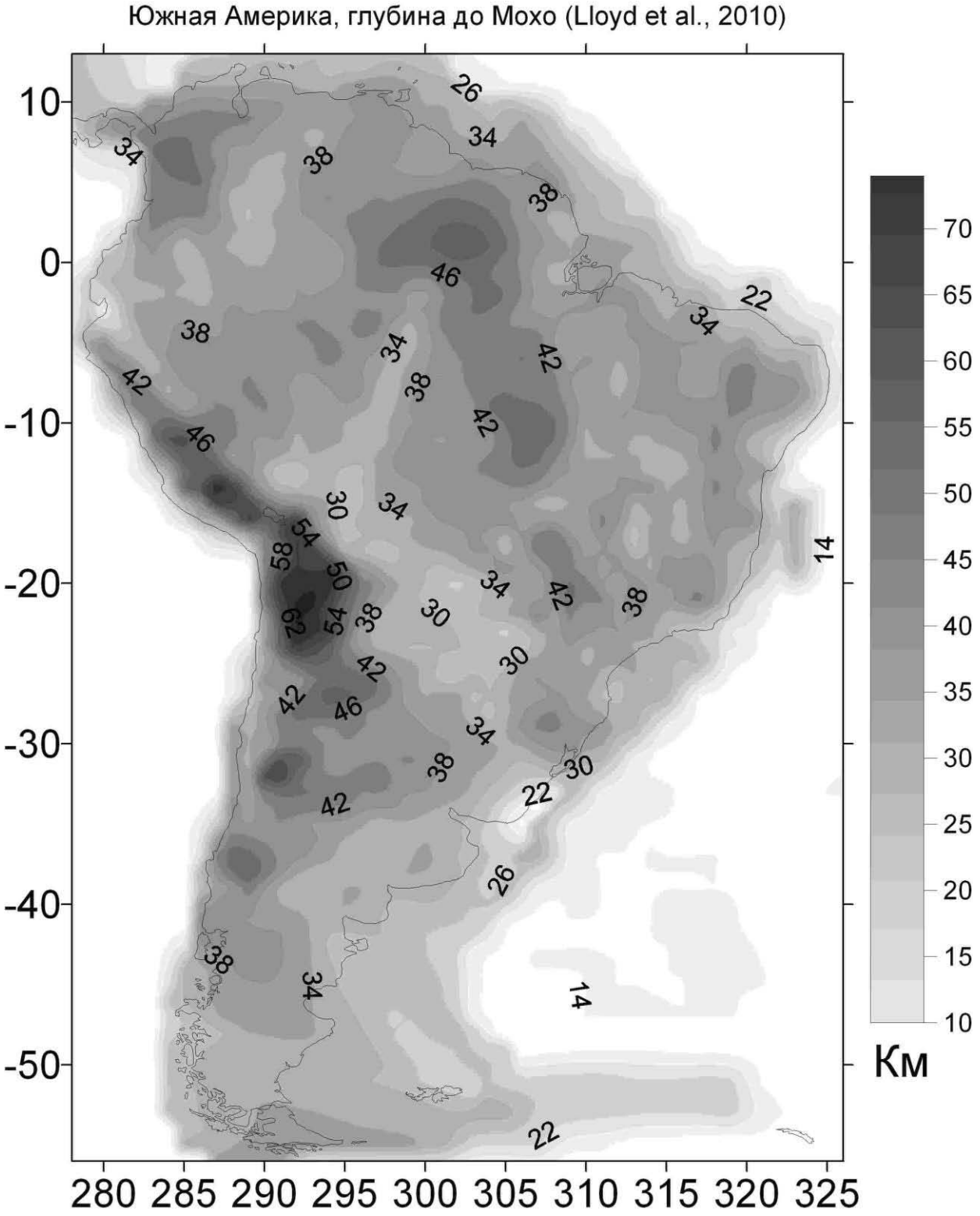


Рис.°5. Новая карта глубин до Мохо для Южной Америки. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой

На рис.°6 показана карта глубины до Мохо для Северной Америки, построенной на основе данных из модели [Mooney et al., 2005]. Следующие основные особенности характерны для строения коры этого континента: Западные Кордильеры имеют Мохо около 30 км за исключением высоких гор (Каскадные, Сьерра-Невада и Скалистые). Утоненная кора в этом районе является результатом растяжения коры за последние 25 млн. лет. Также утоненная кора подстилает Мексиканский залив (глубокий осадочный бассейн), провинцию Бассейнов и Хребтов (Basin and Range Province, 25-30°км), восточный Техас (кембрийский рифт) и внутриконтинентальный рифт (Mid-Continental Rift). Нормальная кора занимает обширные центральные области континента (Великие равнины и часть Канадского щита). Утолщенная кора характерна в основном для орогенов с максимумом в 50 км под Аппалачами и кратоном Вайоминг. Средняя глубина до Мохо для Северной Америки составляет 34°км (стандартное отклонение 8.4 км).

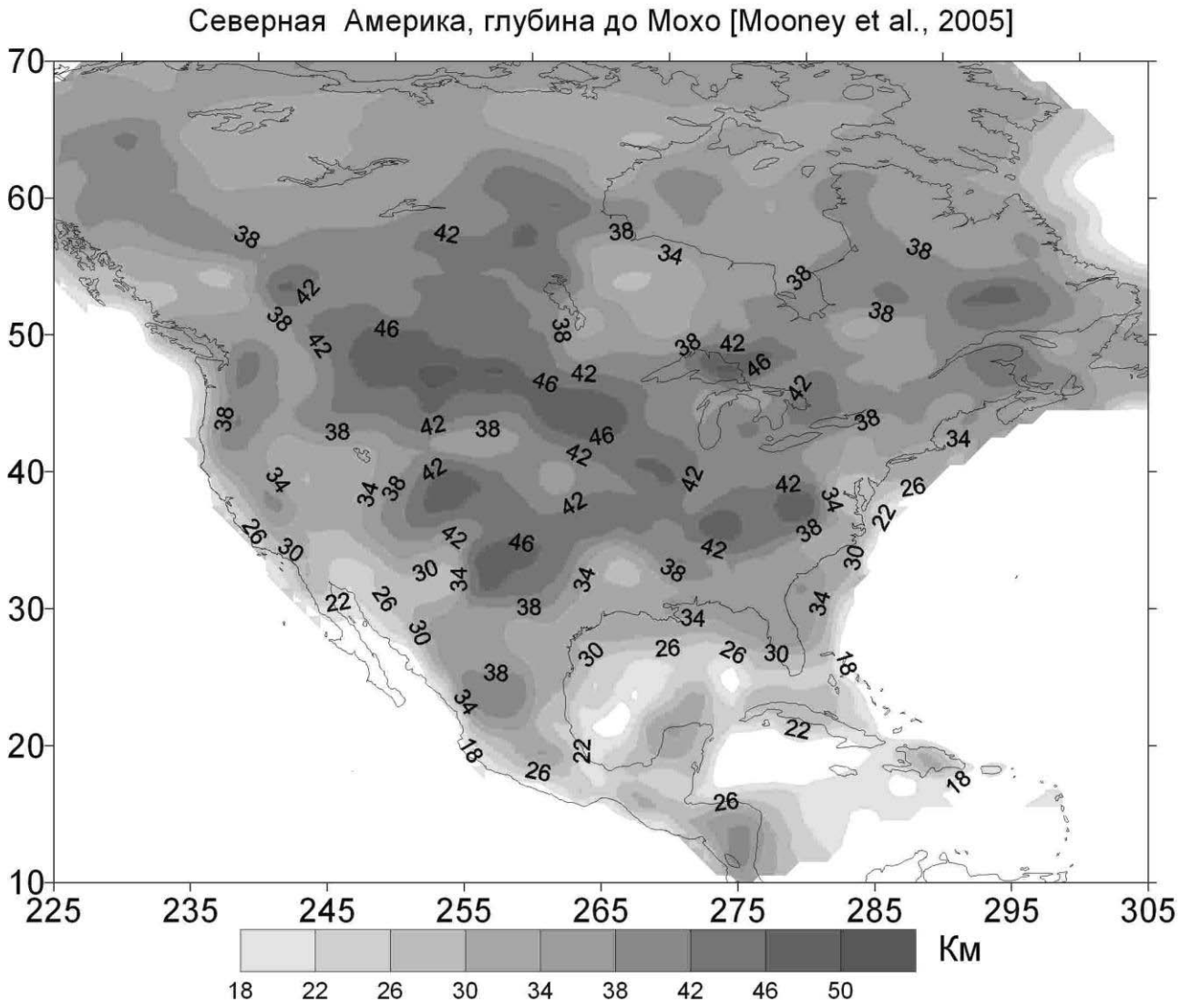


Рис.°6. Новая карта глубин до Мохо для Северной Америки. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой

Переход от континентальной к океанической коре имеет большую ширину на пассивной восточной окраине континента, тогда как на западной активной окраине это узкая зона. Отличия от глобальной модели CRUST 2.0 по мощности коры достигают 20 км. Наибольшие изменения были получены для следующих регионов: Калифорния (-20 км), Южная Мексика (-15 км), Слэйв, Рай и Супериор кратоны (-10 км), кратон Хирн, район дельты реки Св. Лаврентия и северная часть Флориды (+5°км). Новая карта детальнее показывает континентальные окраины на востоке и западе материка.

Глубина до Мохо для Австралии и Новой Зеландии. Австралия имеет долгую и сложную тектоническую историю с архея до последней аккреции в раннем палеозое на востоке, тогда как Новая Зеландия относительна молода и тектонически активна. Особенностью этого микроконтинента является то, что только 10% его территории находятся выше уровня моря. Для Новой Зеландии в основном континентальная кора утонена. Кора прибрежного шельфа имеет мощность 20-25 км. Найдены три района с нормальной мощностью коры: Южные Альпы (до 42 км), Земля Фиордов (более 40°км), между южным и северным островами (Wanganui Basin). Максимальное Мохо для Новой Зеландии составляет 48 км (Южный остров, 100 км южнее Южных Альп). Глубина до границы Мохо меняется от 30°км для коры Западной Австралии (кратон Пилбара) и пустыня Симпсона (центральная часть материка) до 56 км для протерозойского бассейна Амадиес (западнее пустыни Симпсона) и до 52°км для палеозойской Лакланской складчатой системы (юго-восточная Австралия).

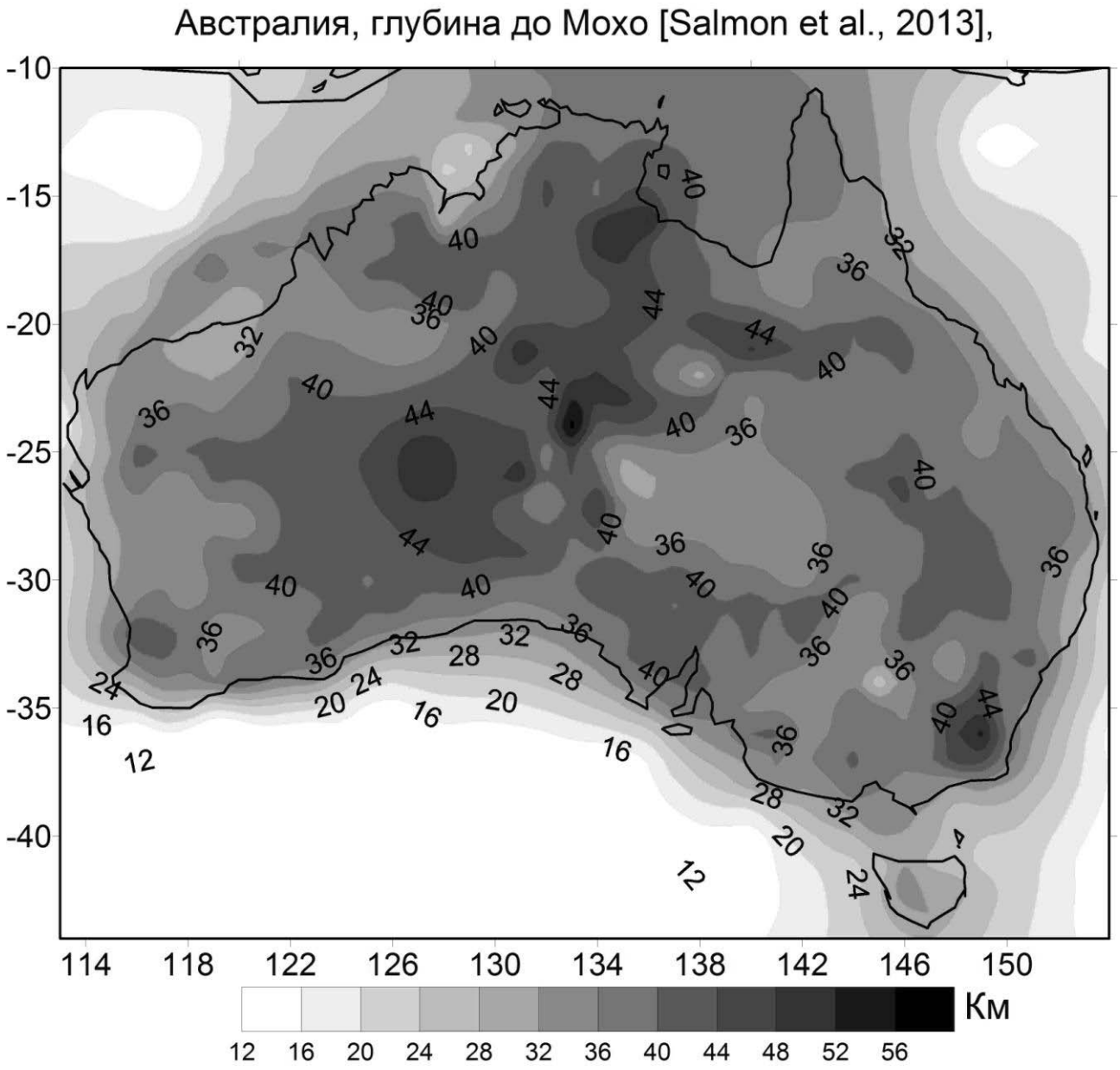


Рис.°7. Новая карта глубин до Мохо для Австралии. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой.

На рис.°7 показана карта глубины до Мохо для Австралии на основе модели [Salmon et al., 2013]. Кратон Пилбара и западная часть Йелгарн кратона имеет Мохо 30-35 км (западная Австралия). На южной границе кратона Пилбара кора утолщается под блоком Хамерсли и далее под орогеном

Каприкорн (более 40 км). Для Йелгарн кратона Мохо углубляется на восток до 42 км (более молодые области кратона). На крайнем западе континента узкой полосой вдоль побережья простирается ороген Пинарра. Здесь Мохо составляет 30-35 км. Южнее Йелгарн кратона на побережье расположен еще один ороген (пояс Олбани-Фрейзер). Для него Мохо составляет около 40 км. Голер кратон на юге континента имеет Мохо до 42 км. Для орогена Новая Англия на востоке континента характерна утоненная кора (около 35 км), тогда как для Лакланской складчатой системы на юго-востоке Мохо углубляется до 52 км. Также во многих районах присутствуют резкие скачки Мохо, особенно в Центральной Австралии.

В целом в западной и центральной Австралии при отсутствии горообразования за последние 500 млн лет хорошо сохранились архейские и протерозойские структуры в коре. Резкие перепады Мохо при незначительном рельефе подтверждают сложную эволюцию этого континента в докембрии. Например, для двух соседних граничащих структур с плоским рельефом в центральной части материка скачок Мохо составляет до 26 км (бассейн Амадиес - 56 км, пустыня Симпсона - 30°км). Средняя глубина до Мохо для Австралии составляет 37 км (стандартное отклонение 5.5°км). Отличия от глобальной модели CRUST 2.0 по мощности коры достигают 16 км. Наибольшие изменения были получены для следующих регионов: западный берег залива Карпентария (полуостров Арнем-Ленд, +10 км), Лакланская система (+10 км), прогиб Амадиес (+13 км), Голер кратон (+ 6°км), Большая Песчаная пустыня (+7 км), ороген Олбани-Фрейзер (+14 км), пустыня Симпсона (-8°км), юго-восточная Австралия (-14 км), протерозойский выступ фундамента Пайн Крик на крайнем севере материка (-12 км).

Глубина до Мохо для Антарктиды. Трансантарктические горы разделяют весь континент на Западную и Восточную части. Восточная Антарктида представляет собой древнюю докембрийскую платформу, а Западная Антарктида – современную рифтовую зону. Западная Антарктика является крупнейшей зоной континентального растяжения на Земле и включает в себя глубочайшую депрессию Антарктического континента – впадину Бентли, вероятно, рифтового происхождения. Для Западной Антарктики сейсмические данные показывают утоненную континентальную кору, толщина которой варьирует от 16 км в море Росса до 40 км на Антарктическом полуострове. Бассейн Росса характеризуется сильно утоненной континентальной корой с глубиной до границы Мохо около 16–22°км. Для другого крупного региона Западной Антарктики – бассейна Уэдделла глубины до Мохо составляют от 38°км на побережье у основания Антарктического полуострова, далее они постепенно уменьшаются к середине ледника Ронне до 28–32 км (напротив острова Беркнера), а с началом ледника Филшнера при приближении к Трансантарктическим горам они сначала возрастают до 36 км, а потом и до 42°км. Южная часть Земли Мэри Бэрд характеризуется положительным подледным рельефом с глубиной до Мохо около 25 км. Для рифта Бентли глубина до Мохо составляет 21 км. Восточная Антарктида представляет собой докембрийскую часть континента со сложной геологической историей с архея. Для нее выделяют несколько древних кратонов и континентальных рифтов, погребенных под толщей льда. Глубина до Мохо варьирует от 26–28 км в рифтах до 52 км в западной части Земли Королевы Мод (горы Коттас и массив Вольтат) и до 58 км под горами Гамбурцева. У побережья Земли Королевы Мод глубина до Мохо составляет около 30 км. Глубина до Мохо для подледных гор Гамбурцева составляет около 40–45 км в предгорьях и существенно углубляется до 55–58 км под центральной частью гор. Земля Эндерби имеет кору с мощностью 40-44 км. Район ледника Ламберта оказался подледной депрессией и континентальным рифтом, заполненным 6–8 км толщей осадков, с глубиной до Мохо от 22 км и глубже. Ширина рифта составляет примерно 120–140 км, длина более 1000°км. Рифт простирается вглубь континента и имеет продолжения до района Южного полюса по данным новейших подледных исследований BEDMAP 2 [Fretwell et al., 2013]. По краям рифта глубина до Мохо резко возрастает с 22-24 км в центре до 35–36 км. К западу от ледника Ламберта находятся протерозойские горы Принц Чарльз глубиной до Мохо в 40-44 км на севере и 30–34 км южнее. Четкая граница между двумя этими блоками проходит приблизительно по 72° Ю.Ш.. Восточнее рифта кора Земли принцессы Элизабет характеризуется глубиной до Мохо в 32–34 км. Трансантарктические горы имеют протяженность около 4000 км, ширину 200–300 км и возвышаются на 4°км над уровнем моря. Они имеют утоненную для своей высоты кору, изостатически нескомпенсированы и характеризуются сильными вариациями глубины границы Мохо: под ними она составляет 30–33 км (в 30°км от побережья) и 36–40 км в 100 км от побережья. Глубина до Мохо в районе Южногополюса

составляет около 34 км. К востоку от Трансантарктических гор в бассейне Уилкса глубина до Мохо плавно возрастает с 29 км на побережье до 42 км в сторону Трансантарктических гор. Следует отметить резкий скачок глубины до Мохо при переходе от Восточной Антарктиды к западной ее части. По данным поверхностных волн такое же резкое изменение в этой области наблюдается и в скоростях верхней мантии.

На рис.°8 показана карта глубины до Мохо из модели ANTCrust [Baranov and Morelli, 2013]. Она характеризуется большой амплитудой значений: минимум наблюдается для многочисленных рифтовых зонах континента, тогда как максимум достигается под горами Гамбурцева (58 км) и Землей Королевы Мод (52 км). Регионы с утоненной континентальной корой – вся западная Антарктида кроме Антарктического полуострова, и часть Трансантарктических гор, а также земля Уилкса и рифт Ламберта в Восточной Антарктиде. Горы Гамбурцева и западная часть Земли Королевы Мод имеют утолщенную кору. Следует отметить, что Антарктические Анды на Антарктическом полуострове и Трансантарктические горы имеют утоненную для своей высоты кору. Средняя глубина до Мохо для Антарктиды составляет 34 км (стандартное отклонение 9 км). Отличия по сравнению с глубиной до Мохо из модели CRUST 2.0 достигают 24 км **(**rms=4.2 км**)** и обнаружены в следующих районах: Море Росса (−6/+12 км), Земля Королевы Мод (−2/+16 км), Земля Эндерби (−2 / +10 км), горы Гамбурцева (+24°км), Рифт Ламберта (−10/+6 км), бассейн Уилкса (−6 км), Трансантарктические горы (−6/+16°км), Антарктический полуостров (+8 км), Море Уэдделла (−2/+8 км).

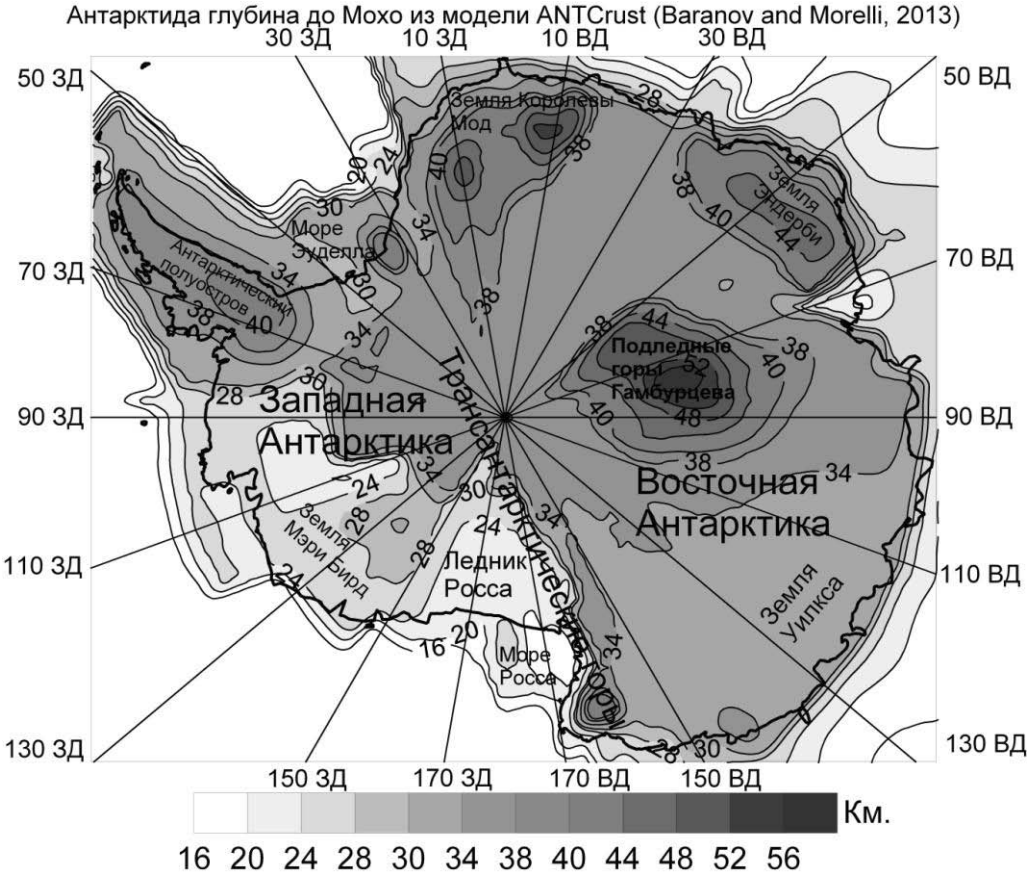


Рис.°8. Новая карта глубин до Мохо для Антарктиды. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой

ГЛОБАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ МОХО ДЛЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

На рис.°9 показана новая глобальная карта глубины до Мохо для континентальной коры. Минимальная глубина до Мохо – 7 км в океанах, тогда как максимум достигается под Тибетом и Андами – 75°км. Стандартная континентальная кора обычно имеет мощность порядка 38–44 км [Christensen and Mooney, 1995]. Средняя глубина до Мохо для континентальной коры составляет 34 км (стандарт-

ное отклонение 9 км). Для сравнения Мохо из модели CRUST 2.0 имеет среднюю глубину 38 км. На рис.°10 показана разница глубин до Мохо между моделью CRUST 2.0 и новой моделью GlobalCrust.

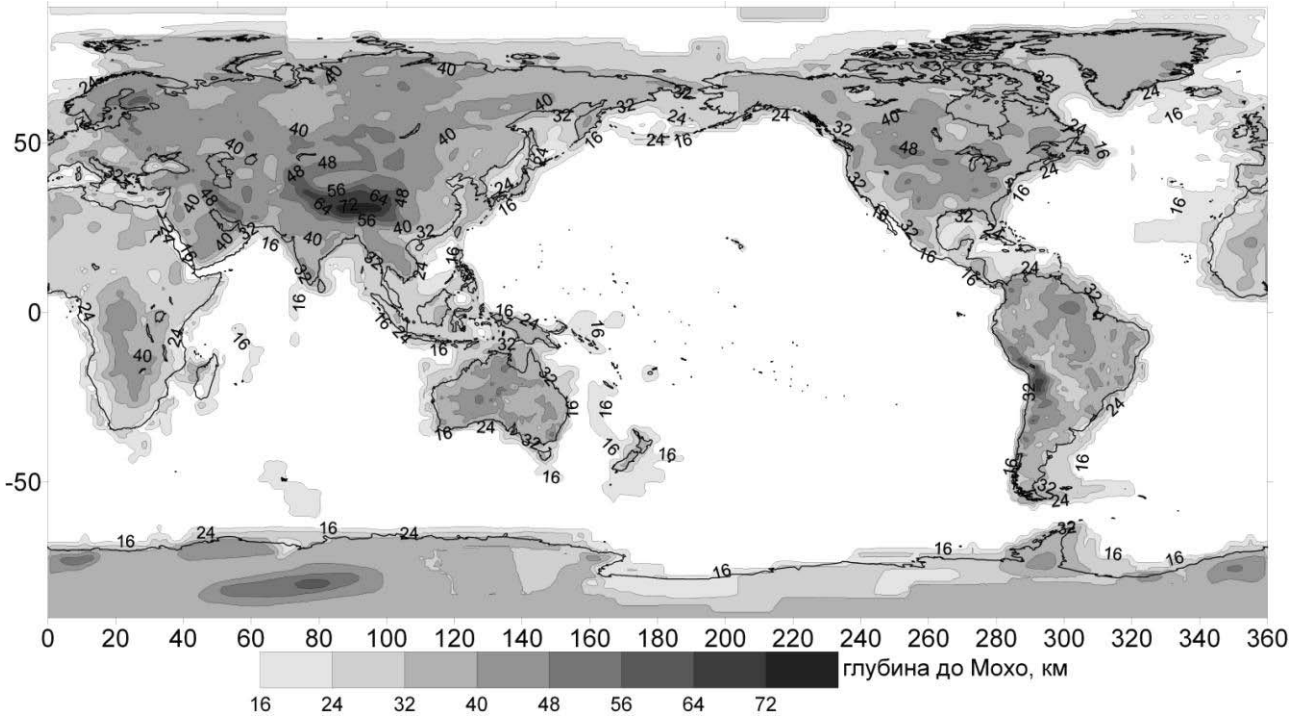


Рис.°9. Новая карта глубин до Мохо для континентальной коры. Серыми тонами показана глубина расположения границы Мохо с указанной снизу шкалой

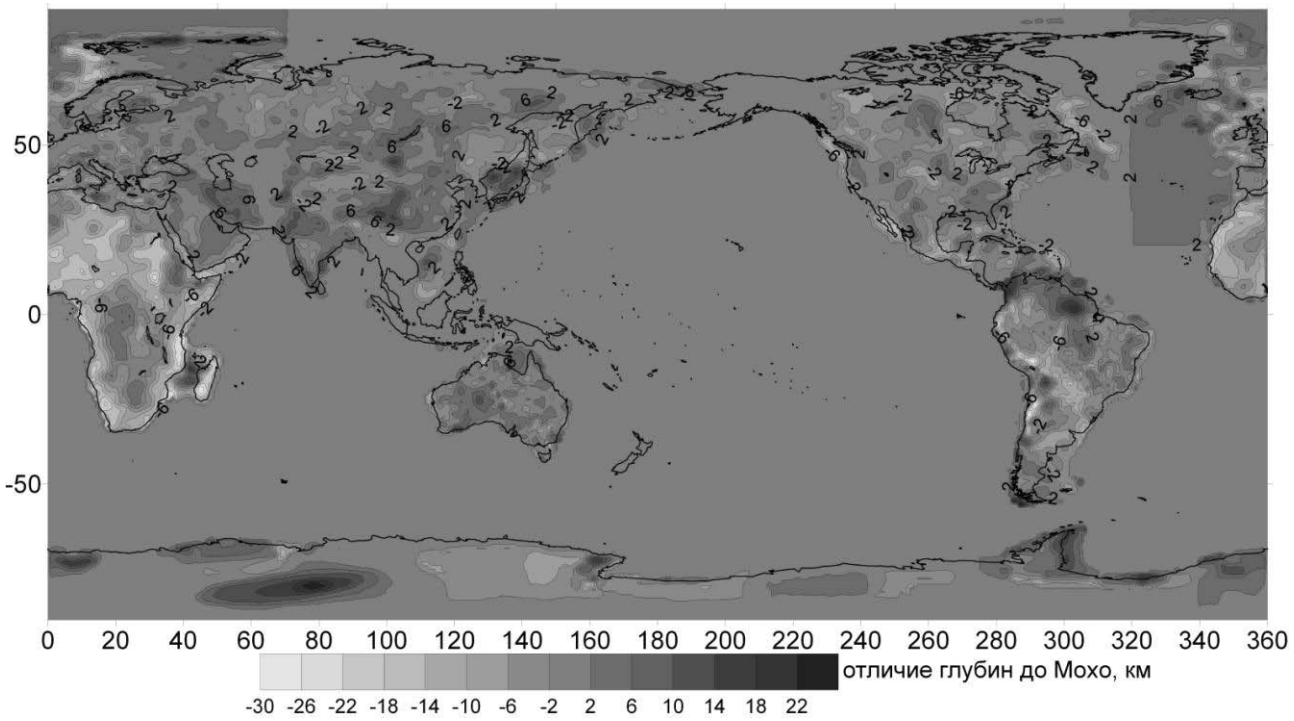


Рис.°10. Разница в глубинах до границы Мохо между новой глобальной моделью GlobalCrust (рис.°9) и старой моделью CRUST 2.0. Карта построена следующим образом: грид старой модели CRUST 2.0 проинтерполирован на сетку 1° × 1° и вычтен из грида модели GlobalCrust.

Во многих регионах отличия являются существенными. Наибольшие отличия (более 20°км) найдены в следующих регионах: Дарфур (-22 км) и Мадагаскар (-28 до +14 км) в Африке; Анды

(-30°км) и дельта Параны (-20 км) в Южной Америке, Калифорния (-20 км) в Северной Америке, горы Гамбурцева (+24 км) в Антарктиде. Разница со старой картой достигает в процентном отношении 50% и более, что очень существенно для дальнейших расчетов, использующих свойства коры.

Новая модель GlobalCrust дает необходимые исходные данные для численного моделирования глубинных структур мантии путем уточнения влияния коры на наблюдаемые поля. В частности, это позволит рассчитать гравитационный эффект коры с существенно большей точностью и, следовательно, надежнее определить остаточные мантийные аномалии силы тяжести, что важно для моделирования литосферы и верхней мантии. Также может быть уточнена остаточная топография континентов. GlobalCrust демонстрирует преимущества по сравнению с предыдущими глобальными моделями: покрывает всю континентальную кору, содержит практически все новые данные о строении коры, содержит карты покрытия континентов сейсмическими данными, представлена в цифровом формате и легко обновляема. Работа была выполнена при поддержке грантов РФФИ № 12-05-33066 мол_а_вед , 13-05-01123-а, гранта ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» Министерства образования и науки № 2012-1.2.2-12-000-1008-018 (контракт 8335) и гранта для молодых кандидатов наук Министерства образования и науки РФ № МК-531.2011.5.

ЛИТЕРАТУРА

Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., Julia, J., 2013. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. Tectonophysics. In press. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.11.014.

Baranov, A.A., 2010. A new crustal model for Central and Southern Asia. Izvestiya, Physics of the Solid Earth. Vol. 46, P. 34–46.

Baranov A. and Morelli A., 2013, ANTmoho: a new Moho map for the Antarctica region. Tectonophysics. In press. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.023

Bassin C. Laske G., Masters G. The Current limits of resolution for surface wave nomography in North America // EOS Trans AGU, 2000. 81(48), Fall Meet. Suppl., Abstr. F897. (http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html)

Belyaevsky, N.A., Borisov, A.A., Fedynsky, V.V., Fotiadi, E.E., Subbotin, S.I., Volvovsky, I.S., 1973. Structure of the earth's crust on the territory of the U.S.S.R. Tectonophysics, № 20, P. 35-45.

Beurlen, K., 1970, Geologie von Brasilien, Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Christensen, N.I., Mooney, W.D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. Journal of Geophysical Research Vol. 100 (B7), P. 9761–9788.

Chulick, G., Mooney, W., 2002. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of North America and adjacent ocean basins: A synthesis. Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 92, P. 2478–2492.

Chulick, G., Detweiler, S., Mooney, W., 2013. Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins. Journal of South American Earth Sciences , 42, P. 260–276.

Dahl-Jensen, T., Larsen, T., B., Woelbern, I., Bach, T., Hanka, W., Kind, R., Gregersen, S., Mosegaard, K., Voss, P., Gudmundsson, O., 2003. Depth to Moho in Greenland: receiver-function analysis suggests two Proterozoic blocks in Greenland. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 205, 379-393.

Fretwell, P., Pritchard, H. D., Vaughan, D. G., Bamber, J. L., Barrand, N. E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R. G., Blankenship, D. D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A. J., Corr, H. F. J., Damaske, D., Damm, V., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fujita, S., Gogineni, P., Griggs, J. A., Hindmarsh, R. C. A., Holmlund, P., Holt, J. W., Jacobel, R. W., Jenkins, A., Jokat, W., Jordan, T., King, E. C., Kohler, J., Krabill, W., Riger-Kusk, M., Langley, K. A., Leitchenkov, G., Leuschen, C., Luyendyk, B. P., Matsuoka, K., Nogi, Y., Nost, O. A., Popov, S. V., Rignot, E., Rippin, D. M., Riviera, A., Roberts, J., Ross, N., Siegert, M. J., Smith, A. M., Steinhage, D., Studinger, M., Sun, B., Tinto, B. K., Welch, B. C., Young, D. A., Xiangbin, C., and Zirizzotti, A.: Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, The Cryosphere Discuss., № 6, P. 4305-4361, doi:10.5194/tcd-6-4305-2012, 2012.

Lloyd, S., van der Lee, S., França, G., S., Assumpção, M., Feng, M., 2010. Moho map of South America from receiver functions and surface waves. J. Geophys. Res., 115, B11315, doi:10.1029/2009JB006829.

Mackey, K., G., Fujita, K., Ruff, L., J., 1998. Crustal thickness of northeast Russia. Tectonophysics, Vol. 284, P. 283-297.

Molinari, I., Morelli, A., 2011. EPcrust: a reference crustal model for the European Plate. Geophysical Journal International, Vol. 185. P. 352–364. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04940.x.

Mooney, W., D., Rao, V., V., Reddy, P., R., Chulick, G., S., Detweiler, S., T., 2005. Comparison of the deep crustal structure and seismicity of North America with the Indian subcontinent. Current Science, 88, 10.

Mooney, W.D., Laske, G., Masters, T.G., 1998. CRUST 5.1: A global crustal model at 5◦×5◦. J. geophys. Res., Vol. 103**, P.** 727–747.

Pavlenkova, N.I., 1996. Crust and upper mantle structure in Northern Eurasia from seismic data. In: Dmowska, R., Saltzmann, B. (Eds.), Advances in Geophysics, Vol. 37. Academic Press, Inc.

Pasyanos M., E., Nyblade A., A., 2007. A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia. Tectonophysics, Vol. 444, P. 27–44.

Riccomini, C., and Assumpção M., 1999, Quaternary tectonics in Brazil, Episodes, 22(3), P. 221–225.

Salmon, M., Kennett B., Stern, T., Aitken, A., 2013. The Moho in Australia and New Zealand, 2013. Tectonophysics. In press. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.009.

ВОЗМОЖНОСТИ СТРУКТУРНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ТРЕЩИН: ЛОКАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Ю.П. Бурзунова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

ВВЕДЕНИЕ

Изучение трещин широко применяется при тектонофизических исследованиях разломного строения верхней части земной коры. При этом не требуется специального оборудования, в работе используются инструменты стандартных структурно-геологических наблюдений. Кроме того трещины распространены практически во всех горных породах, кроме легко сыпучих и размываемых. Основные задачи полевых тектонофизических исследований, в том числе анализа трещин, – охарактеризовать региональные и локальные поля тектонических напряжений на различных этапах деформации горного массива, определить кинематические характеристики перемещений блоков, типы разломов и другие [Гинтов, 2005 и др.]. Существует множество методик исследования трещин в связи с определением напряженного состояния в земной коре [Шерман, Днепровский, 1989; Ребецкий, 2002; Гинтов, 2005; Сим, 2009 и др.], например кинематические методы, использующие видимые признаки смещений на трещинах (борозды, штрихи скольжения) или парагенетические методы, изучающие определенные пространственные совокупности трещин. Применение первой группы методов накладывает некоторое ограничение в количестве пунктов наблюдения в связи с тем, что следы смещений встречаются достаточно редко, тогда как парагенетические методы могут применяться при изучении любых коренных выходов горных пород. По определению, структурный парагенезис – это сочетание взаимно обусловленных и возникших в ходе единого деформационного процесса природных структур, тесно связанных между собой в пространстве [Стоянов, 1977; Расцветаев, 1987; Гинтов, 2005]. Следовательно, разрывной парагенезис – совокупность разнотипных разрывов, объединенных общими условиями образования. Парагенетические методы исследования разрывных нарушений развивали Гзовский М.В., Лукьянов А.В., Николаев П.Н., Данилович В.Н., Шерман С.И., Расцветаев Л.М., Гинтов О.Б., Сим Л.А., Семинский К.Ж. и другие. В работе на конкретном примере реализованы возможности одного из парагенетических методов – нового структурно-парагенетического подхода, основанного на сравнении природной трещиноватости с эталонными трещинными сетями [Семинский, 1994, 2003, 2005; Семинский, Бурзунова 2007; Семинский, Черемных, 2011].

НОВЫЙ МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД

Структурно-парагенетический подход разработан для интерпретации сложных приразломных сетей трещин. В его основе лежат известные закономерности формирования внутренней структуры разломной зоны в полях напряжений 2-го порядка [Гзовский, 1963; Стоянов, 1977; Hancock, 1985; и мн. др.], которые существуют в отдельные моменты ее развития и закономерно сменяют друг друга путем переиндексации осей главных нормальных напряжений. Поля напряжений 2-го порядка отличаются друг от друга по типам и интенсивности проявления и являются причиной формирования вторичных разрывов в зонах скалывания (рис. 1). Самые известные и наиболее часто встречающиеся структуры 2-го порядка – это сопряженные сколы Риделя (R-серия на рис. 1, г), которые могут быть выделены для разрывов разных рангов, как для небольших сколов длиной в первые десятки см, так и для разломов протяженностью первые км – десятки км [Гзовский, 1975]. Кроме них, при переиндексации осей напряжений (рис. 1, г) в зоне скалывания могут формироваться сопряженные сколы в других пространственных ориентировках (t-серия и n-серия), которые, следовательно, имеют другой морфогенетический тип (рис. 1, в, г, д).

В крупных разломных зонах разрывами 2-го порядка являются мелкие разломы, а в мелких разломных зонах – трещины. Процесс переиндексации осей напряжений на уровне трещин имеет свои особенности, а именно, формирование тройственного парагенезиса из трех примерно ортогональных систем трещин [Семинский, Гладков, 1991; Семинский, 1994]. Две системы из них являются классическими сопряженными сколами [Гзовский, 1975], их формирование приводит к дополнительному локальному напряженному состоянию, которое вследствие переиндексации осей

напряжений снимается образованием третьей дополнительной системы трещин (рис. 2, а). Наиболее активно данный процесс реализуется при осесимметричном напряженном состоянии, когда упругая реакция горного массива имеет место при относительно большом всестороннем давлении в верхней части земной коры до глубины примерно 8-10 км, исключая близповерхностные условия залегания горных пород с наличием истинного растяжения [Шерман, 2002; Семинский, 2003]. Тройственный парагенезис часто встречается в природе и образует трещинную сеть в мелких разломных зонах (рис. 2, а). Эта особенность трещинообразования в виде троек систем трещин используется в новом методическом подходе. Поскольку в строении крупной разломной зоны принимают участие мелкие (рис. 2, а) разломы 2-го порядка, трещиноватость в зоне влияния нескольких таких вторичных разломов может представлять собой совокупность тройственных парагенезисов, образуя сложную внешне хаотическую [Чернышев, 1983] трещинную сеть в крупной разломной зоне (рис. 2, б).

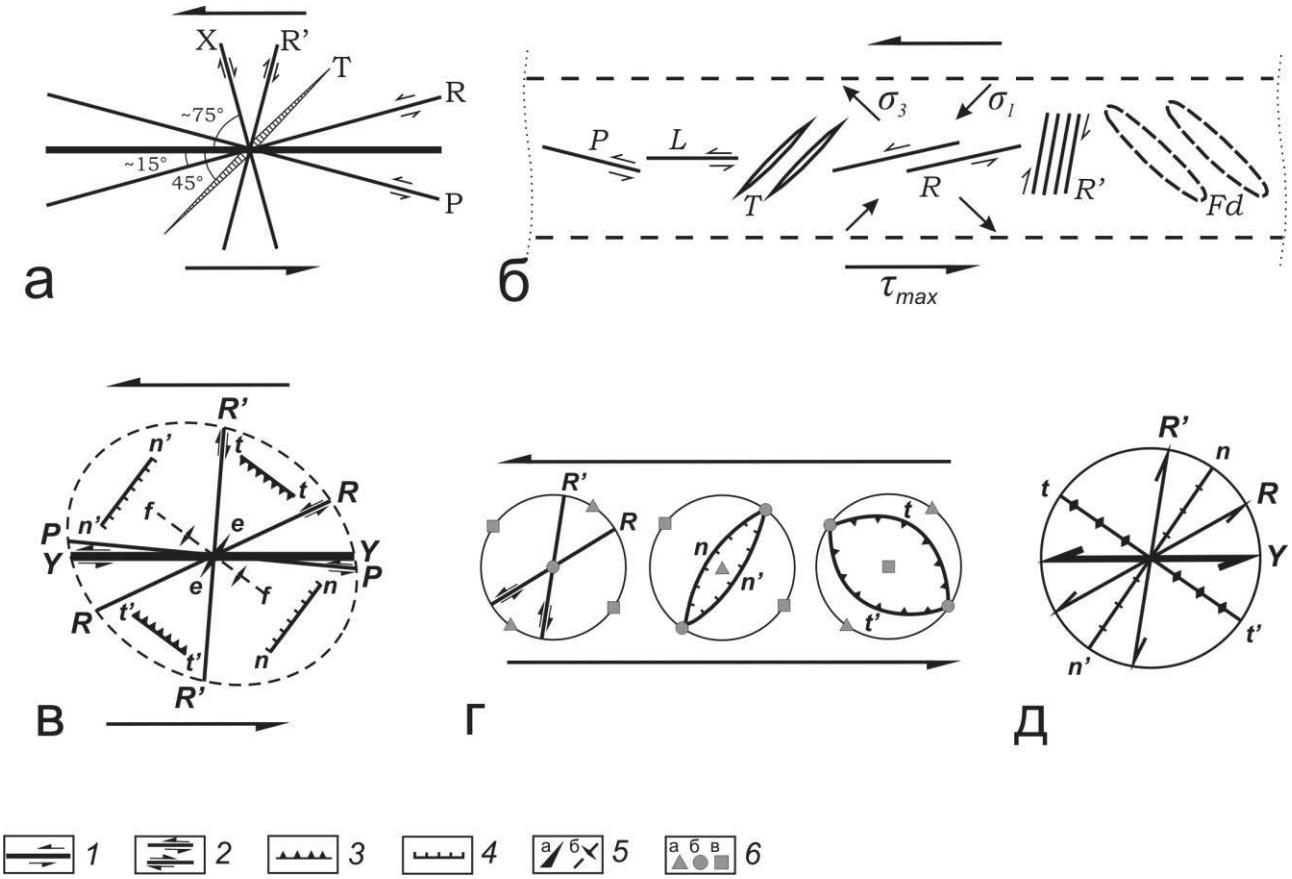


Рис. 1. Структурные элементы зоны скалывания (левый сдвиг):
а – модель по [Riedel, 1929] с изменениями; б – схема напряжений и структур по [Стоянов, 1977]; в – схема по [Hancock, 1985] с упрощениями; г - типы опережающих сопряженных разрывов 2-го порядка 1-й (R), 2-й (n) и 3-й (t) серий, образующиеся в левосдвиговой зоне скалывания при переиндексации осей напряжений по [Семинский, 2005]; д – упрощенная схема основных разрывных элементов в разломной зоне.
1 – магистральный сдвиговый сместитель; 2–5 – структуры 2-го порядка: 2 – сдвиги, 3 – взбросы, 4 – сбросы, 5 – разрывы растяжения (а) и оси складок (б); 6 – оси главных нормальных напряжений (выход на верхнюю полусферу) – максимального (а), промежуточного (б) и минимального (в) сжатия

Для интерпретации таких сложных хаотических сетей трещин разработаны эталонные (идеализированные) парагенезисы для разломных зон разного морфогенетического типа. За основу взята модель парагенезиса разломной зоны (1-ый порядок), состоящая из главного разломного сместителя (Y) и сопряженных пар разломов 2-го порядка R-, t-, и n-серий (рис. 1, в, г, д). Каждому из этих разломов на уровне трещиноватости соответствует тройственный парагенезис, а совокупность данных троек систем трещин представляет собой идеализированную трещинную сеть для разломной зоны. Эталоны составлены для всех типов разломов (сброс, взброс, надвиг, левый и правый сдвиг) с разными значениями угла падения разломного сместителя [Семинский, 2003, 2005]. Для сравнения со структурными диаграммами, изолинии которых построены по плотности полюсов трещин [Родыгин, 1981; Михайлов, 1984] (рис. 3, а), эталонные парагенезисы (эталоны) тоже представлены в виде

совокупности полюсов, обозначающих положение систем трещин (рис. 3, б). На природную структурную диаграмму накладываются различные эталоны, и определяется наиболее подходящий из них по положению совпадающих систем трещин (рис. 3, в). Так, можно определить морфогенетический тип разломной зоны скалывания и входящие в ее состав структуры 2-го порядка (в природе обычно встречаются трещинные сети с неполным набором данных разрывных систем) (рис. 3, г), а также поле напряжений 1-го порядка, в котором сформировалась данная трещинная сеть (рис. 3, д).

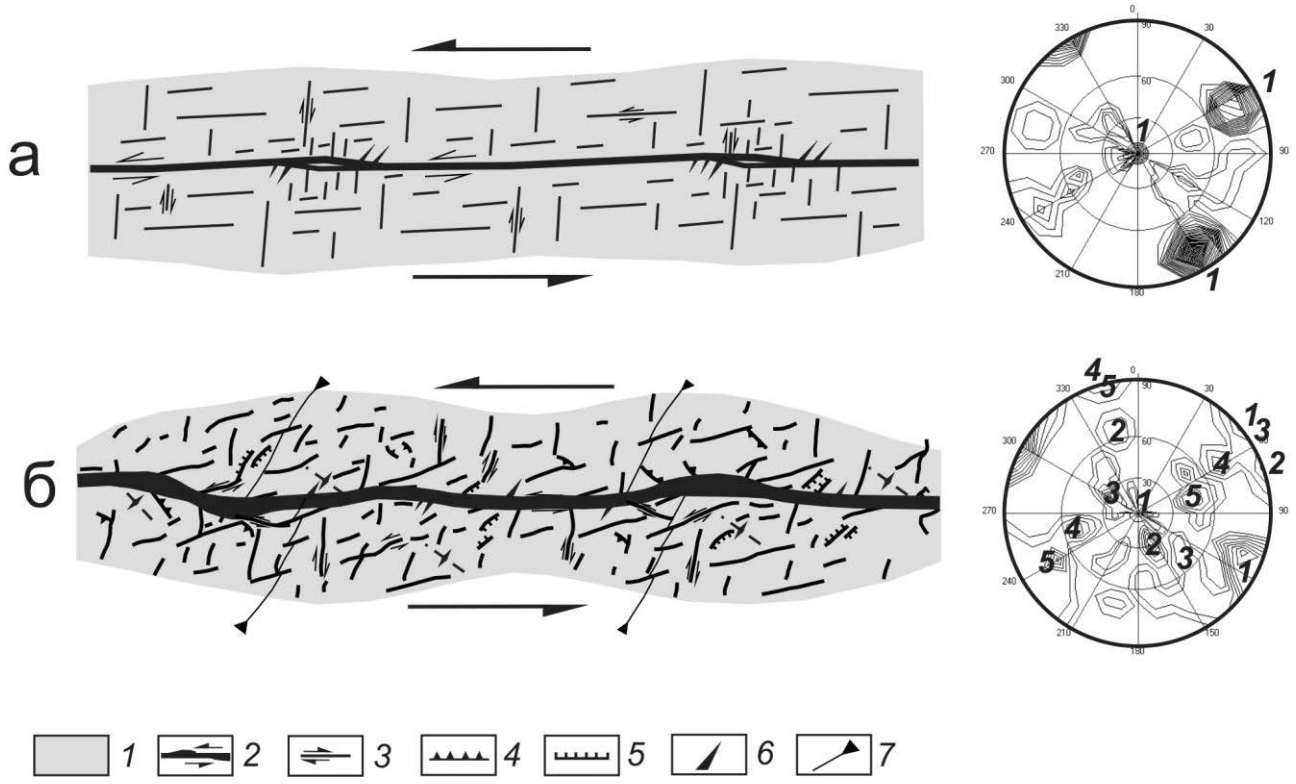


Рис. 2. Схема внутреннего строения мелкой (а) и крупной (б) левосдвиговой разломной зоны (слева, по [Семинский, 2003] с изм.) и характерные для них трещинные сети (справа).
1 – область распространения разрывов 2-го порядка в разломной зоне; 2 – магистральный сдвиговый сместитель; 3, 4, 5 – сдвиги, взбросы и сбросы 2-го порядка; 6 – разрывы растяжения; 7 – реперы, смещенные по разрывам. Цифрами на круговых диаграммах (справа) указаны тройственные парагенезисы, состоящие из троек систем трещин

Структурно-парагенетический анализ проводится в два этапа: 1) реконструкция напряженного состояния локального объема горных пород (в пределах одного коренного выхода) и 2) поранговый анализ [Семинский, Черемных, 2011], в процессе которого происходит переход от локального поля напряжений к региональному полю. Таким образом, новый подход дает возможность на основе статистических замеров ориентировок трещин определить напряженное состояние и парагенезис разрывов зон скалывания разных масштабных уровней.

ЦЕЛЬ РАБОТЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Цель данной работы – применить методику структурно-парагенетического анализа трещиноватости на участке «Тажеранский массив» и, используя приемы реконструкции напряженного состояния разного масштабного уровня, выявить разнотипные поля напряжений для территории Приольхонья (Западное Прибайкалье).

Участок исследований расположен в центральной части Байкальской рифтовой зоны на западном побережье озера Байкал (рис. 4, а) – на территории Тажеранского интрузивного массива, детально изученного в геологическом плане [Конев, Самойлов, 1974; Федоровский, 1997; Федоровский и др., 2009; Федоровский и др., 2010]. Массив имеет размеры примерно 4х2 км и окружен типичными для Приольхонья метаморфическими породами. На участке проведены структурно-геологические наблюдения, в том числе массовые замеры трещин (рис. 4, б).

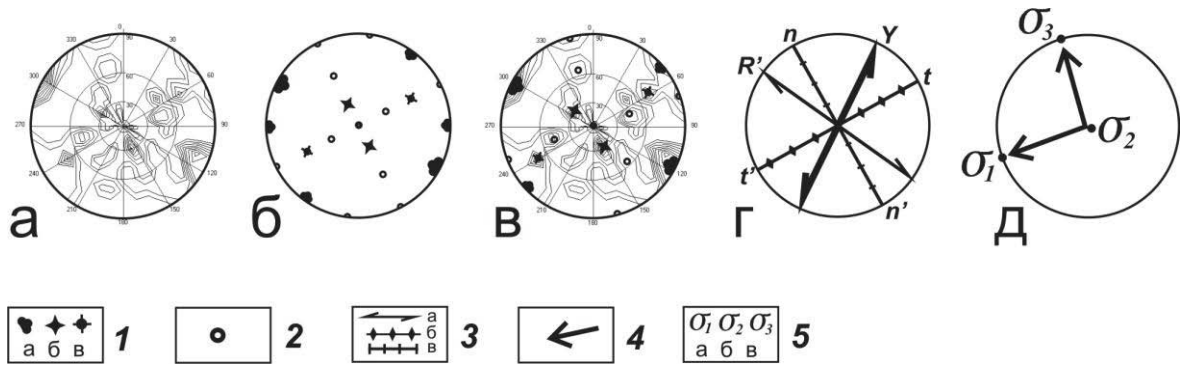


Рис. 3. Сравнение природной (а) и эталонной (б) трещинных сетей в процессе структурно-парагенетического анализа (в) и его результаты – элементы зоны скалывания (г) и восстановленное поле напряжений (д) на примере трещиноватости вблизи левосдвигового разлома.
1 – полюсы главных систем трещин, характеризующих сопряженные разрывы 2-го порядка – сдвига (а), взброса (б) и сброса (в); 2 – полюсы второстепенной и дополнительной систем трещин; 3 – главный сместитель (Y) и разломы 2-го порядка (R, t, n) – сдвиги (а), взбросы (б) и сбросы (в) в зоне скалывания; 4 – направление действия главных нормальных напряжений (выход на верхнюю полусферу); 5 – оси главных нормальных напряжений: минимального (а), промежуточного (б) и максимального (в) сжатия

Подавляющее большинство трещин имеет тектоническую природу, что обусловлено положением участка в тектонически активном районе, где во время (средний ордовик) и после (поздний силур – ранний девон) внедрения Тажеранской интрузии [Федоровский и др., 2010] установлены региональные поля сжатия – субмеридионального и северо-запад – юго-восточного направлений [Delvaux et al., 1995 и др.]. Известно, что в интрузивных породах трещины образуются под влиянием тектонической рамы (напряженное состояние вмещающих горных пород) [Чернышев, 1983]. Кроме того, значительное преобладание трещин скалывания над трещинами отрыва также свидетельствует об их тектоническом происхождении (по [Невский, 1979]). Всего сделано 108 массовых замеров в 90 пунктах наблюдения (около 9300 измеренных трещин), между которыми в среднем 250-500 м (рис. 4 справа). По каждому массовому замеру построена стандартная круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях (верхняя полусфера, сетка Вульфа) [Михайлов 1984 и др.], которая является основным исходным материалом для структурно-парагенетического анализа.

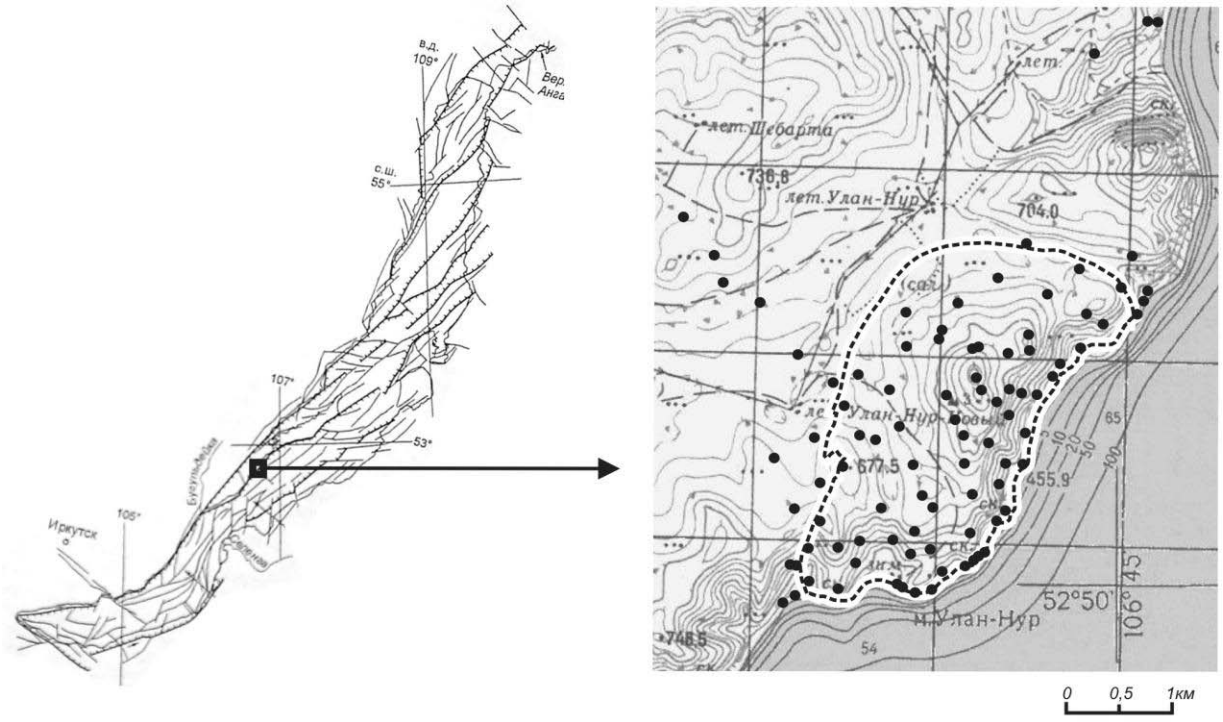
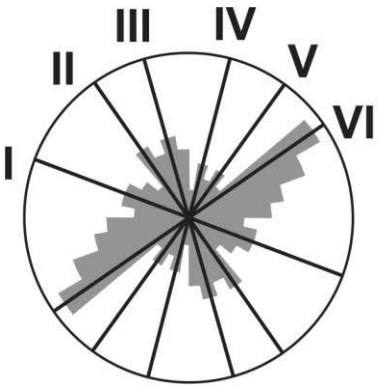


Рис. 4. Местоположение участка исследований «Тажеранский массив»:
слева – на карте разломной структуры впадины оз. Байкал (по [Леви и др., 1995] с изм.); справа – на топографической карте масштаба 1:100000, лист N-48-118 (фрагмент). Черными кружками обозначены пункты наблюдения, пунктиром – граница Тажеранского массива

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ, РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Первым этапом структурно-парагенетического анализа являлась реконструкция напряженного состояния локального объема горных пород на уровне одного коренного выхода (рис. 3) в каждой точке наблюдения. В большинстве из них для одной трещинной сети найдено несколько решений (парагенезисов и соответствующих полей напряжений) разной степени достоверности. Это свидетельствует о различных напряженных состояниях, имевших место в процессе геологического развития изучаемого участка земной коры. Степень достоверности решений определялась по ряду структурных параметров, таких как, например величина угла скалывания (по [Семинский, 1997] и др.), интенсивность максимумов главной тройки систем трещин в решении (по [Семинский, Гладков, 1991; Семинский, 2003]), разбросы максимумов (по [Николаев, 1992]), распределение на диаграмме трещин разного морфогенезиса: главная и второстепенная сопряженные системы трещин являются сколовыми (по [Гзовский, 1963]), дополнительная система может быть сколово-отрывной (по [Семинский, 2003]). Также принимались во внимание структурные особенности коренного выхода горных пород, а именно – элементы залегания пород и контактов крупных трещин, кинематических следов, зон повышенной трещиноватости и зон тектонитов. Всего по участку получено 308 решений локальных полей напряжений для разных морфогенетических типов разломных зон (из них 106 сбросов, 115 взбросов, 43 правых и 44 левых сдвига).

На втором этапе (поранговый анализ) структурно-парагенетического подхода производилось восстановление регионального напряженного состояния трех масштабных уровней в соответствии с методическими приемами, описанными в статье [Семинский, Черемных, 2011]. Так, полученные на первом этапе решения, характеризующие парагенезисы трещин вблизи разломных зон, были использованы для определения основных направлений зон разломного ранга на участке исследований. Всего выделено шесть направлений (рис. 5 слева), каждому из которых теоретически может соответствовать разломная зона сбросового, взбросового, лево- или правосдвигового типов. Все локальные решения были рассортированы по этим направлениям и по морфогенезису зон скалывания, таким образом, получены группы однотипных решений (рис. 5). Некоторые направления не представлены природными парагенезисами. Данные разрывные парагенезисы и соответствующие восстановленные поля напряжений относятся к 3-му региональному уровню, поскольку получены по серии точек наблюдения (рис. 5 справа).



направление разломных зон	природные парагенезисы (308 локальных решений)			
	взброс	сброс	правый сдвиг	левый сдвиг
I	34 реш.	21 реш.	нет	5 реш.
II	27 реш.	19 реш.	9 реш.	9 реш.
III	нет	нет	9 реш.	5 реш.
IV	7 реш.	19 реш.	6 реш.	3 реш.
V	нет	нет	6 реш.	5 реш.
VI	47 реш.	47 реш.	13 реш.	17 реш.

Рис. 5. Основные направления (римские цифры) зон разломного ранга – роза-диаграмма простираний локальных зон скалывания (слева) и группы разрывных парагенезисов 3-го регионального уровня на участке исследований (справа)

Для перехода на более высокий (2-й региональный по [Семинский, Черемных, 2011]) масштабный уровень осуществлялась оценка каждой группы (рис. 5 справа) решений-парагенезисов трещинных сетей с помощью ряда количественных параметров. Они косвенным образом характеризуют относительные возраст, ранг, интенсивность и длительность действия определенных полей напряжений, а также достоверность выделения разломных зон по линейному расположению точек наблюдения с парагенезисами одинаковой пространственной ориентировки. В число параметров в первую очередь входят количество всех решений в группе (также количество наиболее достоверных решений), особенности площадного расположения на изучаемом участке точек каждой группы, характеристики разломных зон, величина угла скалывания в парагенезисах и другие.

В результате структурно-парагенетического анализа трещин самыми интенсивными и, возможно, продолжительными по времени являются поля напряжений СЗ-ЮВ сжатия, а также СЗ-ЮВ растяжения (рис. 6, а, д). Кроме того, достаточно отчетливо представлены группы парагенезисов, сформированные в полях ССВ-ЮЮЗ сжатия, ССВ-ЮЮЗ растяжения и сдвига с ориентировкой оси сжатия в направлении З-В и оси растяжения в направлении С-Ю (рис. 6, б, в, г). Данные поля тектонических напряжений и соответствующие парагенезисы разрывных структур относятся ко 2-му региональному уровню, причем все оставшиеся менее представительные группы решений соответствуют им по типу и простиранию как вторичные структуры (рис. 6 вверху).

Что касается реконструкции напряженного состояния 1-го регионального уровня (по [Семинский, Черемных, 2011]), площадь изучаемого участка представляется недостаточной для такого анализа. Тем не менее, некоторые из восстановленных полей напряжений могут претендовать на принадлежность к более высокому уровню – это поля сжатия и растяжения СЗ-ЮВ (рис. 6 а, д), которые проявлены наибольшим количеством решений (рис. 5 слева, направление VI), более равномерно распределенных по участку и встречающихся за его пределами, большим количеством взаимно-линейно ориентированных трещинных парагенезисов с близкими значениями угла скалывания.

Согласно оценкам параметров относительного возраста, наиболее древними полями напряжения 2-го регионального уровня являются поля СЗ-ЮВ сжатия и ССВ-ЮЮЗ сжатия, а наиболее молодым – поле СЗ-ЮВ растяжения. Поскольку реконструкция полей проведена по следам хрупких деформаций, возраст самого древнего из них не превышает время первого возможного образования постметаморфических трещин в породах.

Выделенные типы и относительный возраст полей напряжений не противоречат известным из литературы данным об этапности формирования структуры земной коры Прибайкалья. Одной из обобщающих работ, созданной на основе результатов работ многих исследователей, является статья Д. Дельво с соавторами [Delvaux et al., 1995, 1997], в которой рассматриваются геодинамические стадии развития Байкальского региона. Следуя таблице региональных стресс-тензоров, земная кора в районе современного центрального Байкала в палеозое деформировалась в следующих полях напряжений: субмеридиональное сжатие (поздний кембрий – ранний ордовик), СЗ-ЮВ сжатие (средний – поздний силур), субширотное сжатие (каменноугольный период) [Delvaux et al., 1995]. К палеозою могут относиться восстановленные в процессе структурно-парагенетического анализа трещин поля СЗ-ЮВ и ССВ-ЮЮЗ сжатия регионального уровня (рис. 6, а, б), как наиболее древние.

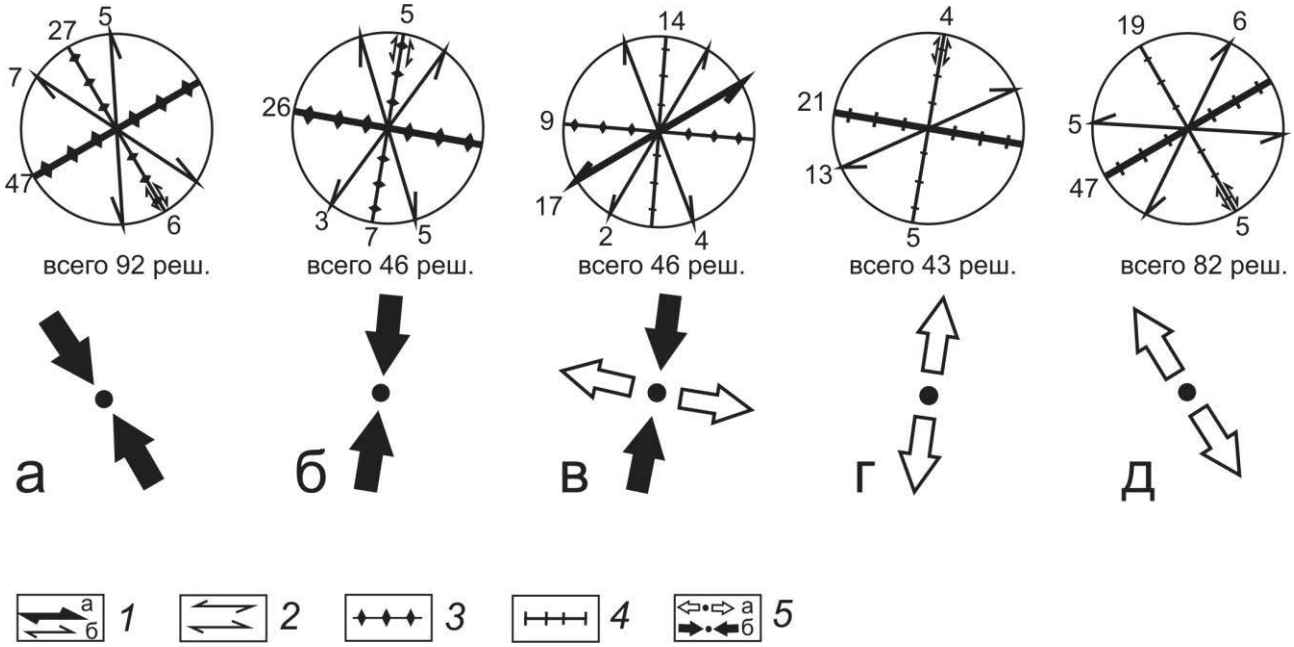


Рис. 6. Парагенезисы зон скалывания (вверху) и количество составляющих их разнотипных решений (обозначено цифрами) и поля напряжений 2-го регионального уровня (внизу), восстановленные на участке исследований.

1 – магистральный сместитель 1-го порядка (а – жирная линия) и разрывы 2-го порядка (б – тонкая линия); 2 – сдвиги; 3 – взбросы; 4 – сбросы; 5 – направления действия главных нормальных напряжений растяжения (а) и сжатия (б)

В мезозое центральная часть рифта, по-видимому, была слабо затронута тектоническими процессами (в таблице стресс-тензоров по [Delvaux et al., 1995] нет данных). В кайнозое в течение прото-рифтовой стадии (поздний олигоцен – ранний плиоцен) в районе центрального Байкала предполагается последовательное изменение напряженного состояния от транспрессии к транстенсии, а на стадии активного рифтинга (поздний плиоцен – четвертичный период) установлен режим чистого растяжения [Delvaux et al., 1997]. К кайнозою можно отнести восстановленные в результате парагенетического анализа трещин поля сдвига (северо-восточное направление зоны скалывания), ССВ-ЮЮЗ растяжения и СЗ-ЮВ растяжения (рис. 6, в, г, д).

Ориентировка реконструированных зон скалывания регионального уровня, а значит и соответствующих полей напряжений (рис. 6), частично подтверждается геологическими данными. Во-первых, в ходе полевых исследований на обнаженном береговом склоне участка закартированы разломы, представленные зонами тектонитов, роза-диаграмма их простираний показывает преимущественные субширотное и северо-восточное направления. Во-вторых, на территории центрального Байкала имеются установленные разломы не только северо-восточного направления, преобладающего в рифтовой зоне, но и разломы субширотной ориентировки [Плешанов, Ромазина, 1981; Хренов, 1982; Леви и др., 1995]. Местоположение и морфогенетические типы реконструированных разломных зон на участке подтверждают известные данные о наследовании и активизации разрывной сети в Байкальской рифтовой зоне [Плешанов, Ромазина, 1981 и мн. др.].

ВЫВОДЫ

На примере одного из участков Западного Прибайкалья для анализа трещин применён новый структурно-парагенетический подход, основанный на сравнении природной трещиноватости с эталонными разрывными сетями, который позволяет охарактеризовать напряженное состояние разного масштабного уровня, существовавшее на различных этапах тектонического развития региона. В итоге детального анализа оценены возможности нового метода и сформулированы следующие основные выводы.

1. Применение новой методики обладает серией существенных преимуществ при проведении площадных геолого-структурных исследований:

– использование в качестве базового фактического материала повсеместно распространенной «немой» трещиноватости;

– возможность выявить поле напряжений регионального уровня при исследовании небольшого участка, благодаря статистическому характеру исходных данных;

– повышение достоверности метода с увеличением числа пунктов наблюдения.

2. В результате применения нового методического подхода на участке «Тажеранский массив»:

– реконструированы локальные стресс-тензоры, различно ориентированные в пространстве и отражающие на уровне коренных выходов все типы динамических обстановок – сжатие, растяжение и сдвиг;

– восстановлены региональные поля напряжений для Приольхонья (Западное Прибайкалье) и последовательность их существования от наиболее древнего (ранний палеозой) к современному: сжатие (СЗ-ЮВ) – сжатие (ССВ-ЮЮЗ) – сдвиг (ось сжатия – С-Ю, ось растяжения – З-В) – растяжение (ССВ-ЮЮЗ) – растяжение СЗ-ЮВ), самые интенсивные и возможно продолжительные этапы деформации обусловлены напряженным состоянием СЗ-ЮВ сжатия и аналогичным образом ориентированного более позднего растяжения;

– проведена реконструкция разломных зон на участке, соответствующих региональным полям тектонических напряжений.

Новый структурно-парагенетический подход к анализу трещиноватости может быть рекомендован в качестве дополнительной составляющей комплексного изучения разломных зон земной коры и необходимого элемента в полевых тектонофизических исследованиях.

Автор выражает благодарность д.геол.-мин.н. Семинскому К.Ж. за постановку темы и общее руководство исследованиями, к.геол.-мин.н. Черемных А.В. и его аспиранту за предоставленные полевые материалы и помощь в экспедиционных работах, аспиранту Зарипову Р.М., ст. лаборантам Тарасовой А.А., Решиловой А.А. – за помощь в сборе полевых материалов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 12-05-00322), а также программы фундаментальных исследований СО РАН (ОНЗ-7.6).

ЛИТЕРАТУРА

Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс». 2005. 575 с.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3, 4. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 544 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: «Наука». 1975. 536 с.

Конев А.А., Самойлов В.С. Контактовый метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: «Наука». 1974. 244 с.

Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизикаю 1995ю Т. 36, № 10, С. 154-163.

Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. Учеб. пособие для вузов. М.: Недра. 1984. 464 с.

Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра. 1979.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра. 1992. 295 с.

Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта / Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука. 1981. С. 129-141.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений / Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР. 1987б. С. 173-235.

Ребецкий Ю.Л. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). ОИФЗ РАН. 2002. 436 с.

Родыгин А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск: Изд-во Томск. Ун-та. 1981. 136 с.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН. филиал «Гео». 2003. 243 с.

Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. Т.35. №9. С.112-130.

Семинский К.Ж. Соотношения углов между системами сопряженных трещин вблизи сместителей сдвигов, сбросов и надвигов // Докл. АН. 1997. Т. 354, № 3. С. 361–363.

Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 3. С. 330 – 343.

Семинский К.Ж., Гладков А.С. Новый подход к изучению тектонической трещиноватости в разрывных зонах // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 130-140.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2005. 294 с.

Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, №3. С. 450–469.

Сим Л.А. Полевые методы реконструкции тектонических напряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы семинара. М.: ИФЗ. 2009. С. 277-287.

Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра. 1977. 144 с.

Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 682-700.

Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Геологическая карта массива Тажеран. М-б 1:10 000. М.: 2009. Издание Группы компаний A1 TIS.

Хренов П.М. Карта разломов юга Восточной Сибири, масштаб 1:1500 000. 1982.

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

Шерман С.И. Методика изучения и анализа количественных параметров разломов литосферы. Методич. пособие. Изд-во ИрГТУ. Иркутск. 2002. 60 с.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. 1989.

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. // Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Pt. I: Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics. 1995. Vol. 252. P. 61-101.

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnitchenko A., Ruzhich V., San'kov V. // Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Pt. II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. Vol. 282. P. 1-38.

Hancock P.L. Brittle microtectonics: Principles and practice // J. of Struct. Geol., 1985, Vol.7, N3/4. P. 437-457.

Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherschei-nungen // Zbl. Mineralogie, Geol. Und Palaentol., Abt. B. 30. 1929. S. 354–368.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МЕХАНИЗМОВ ИСТОЧНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА ГРАФИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

О.Д. Грицай, Д.В. Малицкий, О.И.Кутнив, О.О. Муйла, И.И. Ярема

Карпатское отделение института геофизики им. Субботина, г. Львов, rycaj.oksan@gmail.com.

ВСТУПЛЕНИЕ

Построение и исследование механизмов очагов землетрясений является важной и актуальной задачей сейсмологии и геофизики в целом. Известно, что поле упругих напряжений Земли, которое проявляется в деформации и последующем разрушении среды в очагах землетрясений, определяет географическое распределение источников сейсмических волн [Балакина и др., 1972]. Поэтому, определения связей между механизмами очагов землетрясений и напряженно-деформированным состоянием горного массива является важной задачей, требующей своего разрешения для Карпатского региона Украины. Отметим, что проблемы построения таких механизмов в Закарпатской сейсмогенной зоне связаны прежде всего с недостаточным количеством сейсмических станций, а также с небольшой сейсмичностью данного региона. Такие события отличаются небольшой магнитудой и сравнительно малой глубиной залегания очага землетрясения. Известно, что для построения их механизмов важное значение имеют как скоростная модель среды, так и точность определения вступления продольных волн, а также количество и широкий азимутальный спектр станций. На сегодняшний день разработано достаточно много программных пакетов для построения механизма очага землетрясения, которые используют азимуты станции и углы выхода прямых P-и S-сейсмических волн. Для данных программ основным является точные вступления волн на каждой станции. Однако, есть станции, для которых вступления прямых волн P является нечеткими. Это может быть связано с рядом причин, главными из которых является аппаратурные неточности, шумы, вызванные техногенными факторами. Причиной неточных вступлений прямой P-волны может быть также определенное размещение станции по отношению к гипоцентру землетрясения, то есть близость станции к одной из нодальних плоскостей. В предлагаемой работе предложено построение механизмов очагов землетрясений с помощью графического метода, в котором использованы данные как о точных, так и о неточных вступлениях продольных волн. Это дает возможность использовать графический метод для построения механизмов, когда стандартный пакет программ не применим из-за недостатка станций. Такие случаи характерны для сейсмических событий Карпатского региона. В работе кроме данных из бюллетеня, используются прямые полные записи сейсмограмм и учитывается возможность противоположности знака, так званого flip-flopa на станции.

ПОСТРОЕНИЕ МЕХАНИЗМА ИСТОЧНИКА СОБЫТИЯ 15.11.2006Г (Р-Н Г. БЕРЕГОВО Ф=48.22°, Л=22.57°, H=8.6 КМ, MD=2.6)

Под параметрами механизма очага землетрясения понимают ориентацию в пространстве нодальних плоскостей, направление подвижки и также ориентацию главных осей: сжатия, растяжения и нулевой [Воронина, 2004]. Данные параметры определены из диаграммы направленности выхода луча из источника, которая изображена на проекции сферы малого радиуса, окружающей очаг. Такую сферу называют фокальной сферой (рис. 1) [Воронина, 2004]. Положение точек на фокальной сфере представлены угловыми координатами: углом выхода луча (i), который измеряется в вертикальной плоскости и азимутом на станцию (AzSt), который определен в горизонтальной плоскости от направления на север (рис. 1). Величина и знак угла выхода луча зависят эпицентральной расстояния, глубины очага и скоростной модели среды. Кроме того, важным параметром есть четкость и знак вступления P-волны на станции, которые и определяют зоны растяжения и сжатия.

15 ноября 2006 г. около г. Берегово произошло землетрясение [Пустовитенко и др., 2008]. Для построение механизма очага этого события использовались данные полных записей сейсмограмм станций: BERU, BRIU, KORU, KSV, MEZ, MORU, MUKU, NSLU, RAKU, TRSU, UZH, а также данные из сейсмологических бюллетеней Украины и Венгрии [http://www.seismology.hu/].

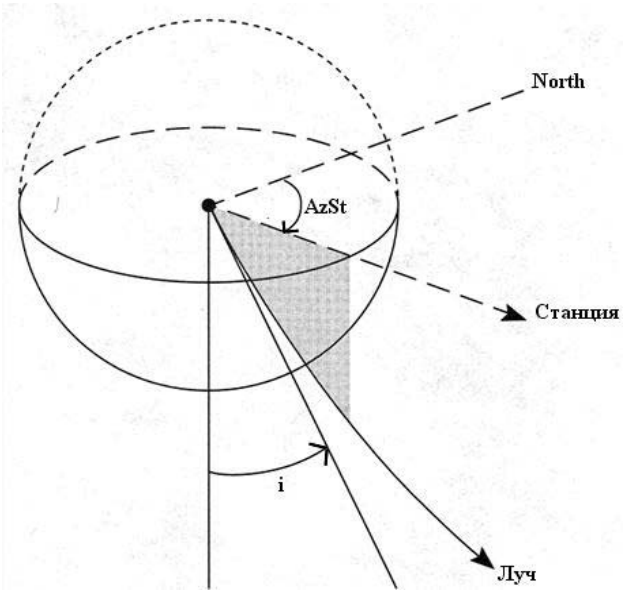


Рис. 1. Фокальная сфера

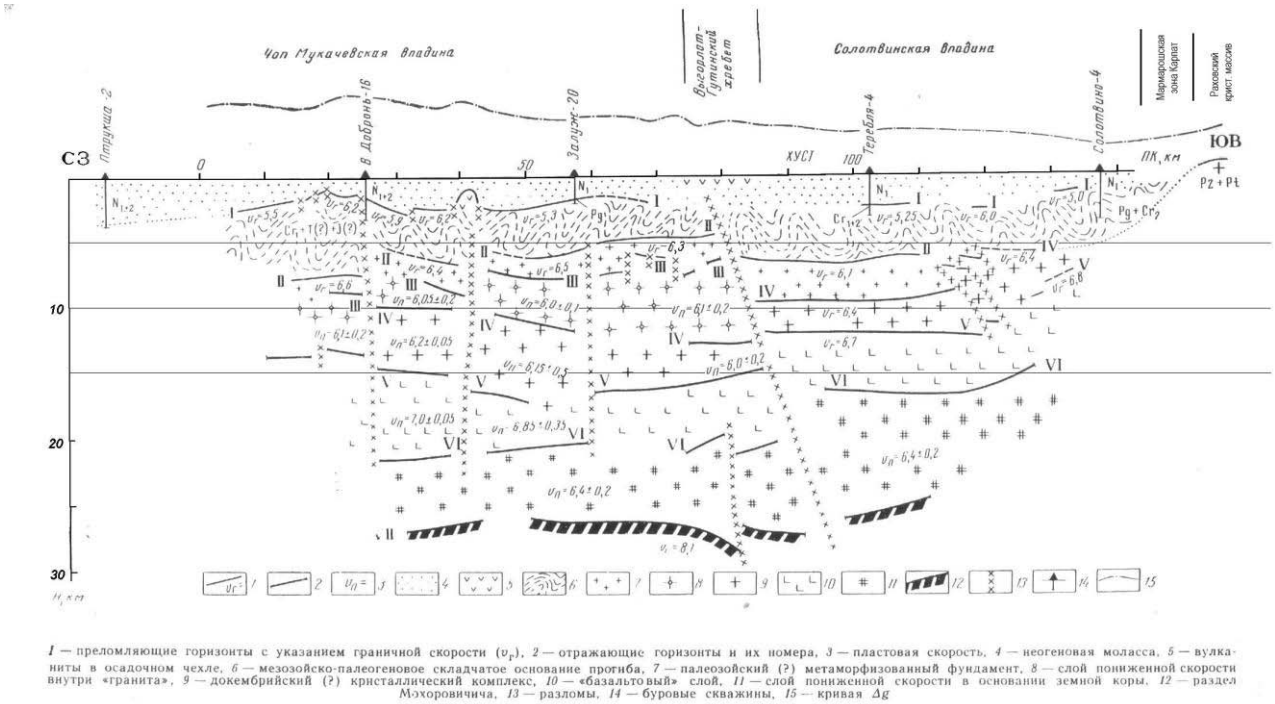
Подготовка исходных данных.Чтобы уменьшить погрешность при построении механизма источника, для станций, из которых имелись записи, было сделано проверку на flip-flop на станции. Известно, что все станции должны фиксировать для дальнего землетрясения одинаковый знак вступления Р-волны, так как при отображении на beach-ball они проектируются почти в одну точку. Используя данные о далеких землетрясениях с ISC Bulletin [http://www.isc.ac.uk/], где уже известен механизм очага для больших землетрясений, и полные записи этих землетрясений на наших станциях, можно определить есть ли flip-flop на станции. Таким образом сделано вывод об противоположность знаков, так званый flip-flop, на станциях: BERU, BRIU, KORU, MEZ.

Используя полные записи сейсмограмм, определены полярности вступления Р-волны на проверенных станциях (табл. 1). Подобным образом установлено, что на венгерских станциях DRGR, TRPA, MORC на данный момент также не наблюдался flip-flop. Данные об знаках вступления на этих станциях взято из венгерского сейсмологического бюллетеня, а данные об неточных вступлениях взято из сейсмологических бюллетеней Украины и Венгрии.

Таблица 1. Исходные данные для построения механизма источника

Станция	Знак вступления Р-волны	Эпицентральное расстояние,°	Азимут на станцию,°	Кут выхода,°
BERU	+ iPg	.053	74.5	-46
TRPA	+ iPg	.091	188.4	-29
MUKU	+ iPg	.247	18.3	-15
TRSU	- iPg	.287	115.6	-14
BRIU	- iPg	.322	68.3	-14
KORU	- iPg	.381	99.3	-14
UZH	- iPg	.449	335.7	-13
NSLU	- iPg	.592	91.8	-13
MEZ	- iPg	.691	64.6	-13
KOLS	ePg	.740	344.7	-13
RAK	- iPg	1.10	98.0	-13
MORU	+ iPn	1.25	43.2	42
KECS	ePn	1.41	281.5	42
KWP	ePn	1.41	3.6	42
DRGR	- iPn	1.43	176.1	42
STHS	ePn	1.48	324.4	42
KSV	- iPn	1.66	85.8	42
PSZ	ePn	1.81	261.4	42
LVV	ePn	1.86	30.4	42
NIE	ePn	1.91	309.7	42

CHRU	ePn	2.23	86.8	42
PENC	ePn	2.24	260.2	42
VYHS	ePn	2.50	277.7	42
KMPD	ePn	2.61	81.0	42
OJC	ePn	2.70	318.9	42
HORU	ePn	2.73	67.2	42
OKC	ePn	3.32	300.8	42
PKSM	ePn	3.34	234.5	42
SMOL	ePn	3.43	276.8	42
MORC	+ iPn	3.65	297.1	42
VRI	ePn	3.68	128.2	42
VRAC	ePn	4.09	287.7	42
DPC	ePn	4.60	299.9	42
ARSA	ePn	4.84	261.1	42
PD1U	ePn	4.84	261.1	42
KIEV	ePn	4.97	57.7	42
AKBB	ePn	4.98	57.7	42
GEC2	ePn	5.90	279.4	42
KHC	ePn	6.00	282.1	42
BEH	eP	6.6	356.6	71



1 — преломляющие горизонты с указанием граничной скорости ($v_г$), *2* — отражающие горизонты и их номера, *3* — пластовая скорость, *4* — неогеновая моласса, *5* — вулканиты в осадочном чехле, *6* — мезозойско-палеогеновое складчатое основание прогиба, *7* — палеозойский (?) метаморфизованный фундамент, *8* — слой пониженной скорости внутри «гранита», *9* — докембрийский (?) кристаллический комплекс, *10* — «базальтовый» слой, *11* — слой пониженной скорости в основании земной коры, *12* — раздел Мохоровичича, *13* — разломы, *14* — буровые скважины, *15* — кривая Δg

Рис. 2. Сейсмо-геологический разрез земной коры вдоль Закарпатского прогиба

Таблица 2. Скоростная модель среды Закарпатья, согласно работы [Чекунов и др.,1969]

Глубина, км	Скорость Р-волны, км/с
0	3.5
2.5	5.4
6.5	6.6
8.0	6.0
12.0	6.5
17.5	6.85
21.0	6.4
26.5	8.1

С помощью программного комплекса [http://grinikkos.com/] рассчитано эпицентральное расстояние, азимут на станцию, кут выхода луча (табл. 1). Для их расчета использовалась скоростная модель среды (табл. 2) полученная из сейсмо-геологического разреза земной коры вдоль Закарпатского прогиба (рис. 2) [Чекунов и др., 1969].

Построения механизма очага землетрясения графическим методом. Для стереографической проекции фокальной сферы использовано сетку Шмидта (рис. 3). На кальке, прилагаемой к сетке, изображаем внешний круг, эпицентр в центре круга, а также направление на север (North). Следующим шагом является обозначение полярности вступления Р-волн для каждой станции, которая зафиксировала землетрясение [Балакина и др., 1972; Касахара, 1985; Cronin, 2004]. Если Р-волна пришла со знаком «+» (сжатие), то будем обозначать ее на сетке Шмидта большим темным кружочком. Если Р-волна пришла со знаком «-» (растяжение), то будем обозначать ее светлым кружком (рис. 4). Как отмечалось выше, неточности вступления Р-волны на некоторых станциях является основной информацией для графического метода в построении нодальних линий [Cronin, 2004]. Такие вступления обозначено маленьким черным кружком (рис.5). Чтобы обозначить точку вступления Р-волны на конкретной станции на стереографической сетке Шмидта, нужно по внешнему кругу на кальке от отметки направлении на север отметить азимут на станцию AzSt, который соответствует данной точке. Поворотом кальки совместим отметку азимута AzSt и отметку направлении север North. Отсчитав значение угла выхода i от внешнего круга к эпицентру, ставим соответствующую отметку, соответствующую полярности Р-волны конкретной станции, как показано на рис. 3.

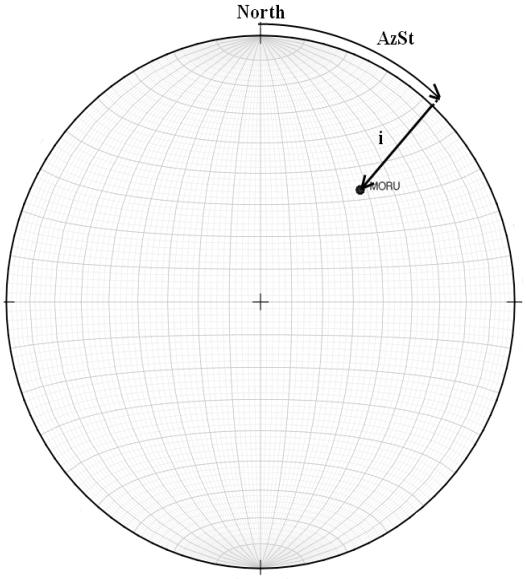


Рис. 3. Изображение на сетке Шмидта стереографической проекции луча, который пришел на станцию MORU

При этом следует принять во внимание, что часть лучей направлены вверх от очага землетрясения, а часть - вниз. В первом случае лучи будут проходить через верхнее полушарие фокальной сферы, а во втором - через нижнее. Согласно этому, углы выхода для проекции нижней полусферы будут с разными знаками «+» для лучей, идущих вниз и «-» для идущих вверх. Для того чтобы изобразить точку, соответствующую лучу в верхней полусфере, нужно взять азимут, измененный на 180 ˚, а отрицательный угол выхода считать положительным [Балакина, 1972].

Таким образом, на сетку Шмидта наносим вступления Р-волн на всех станциях, которые зафиксировали землетрясение, которое произошло 15 ноября 2006, используя табл. 1 (рис. 5).

После того, как все вступления Р-волн нанесено на кальку, нужно разделить нодальными линиями области сжатия от областей растяжения (рис. 6). Для изображения нодальных линий использовано меридианы стереографической сетки. Поворачивая кальку вокруг центра, найдем положение, которое наилучше отделяет точки сжатия от точек растяжения. При этом можно нанести несколько вариантов нодальных линий с различными азимутам простирания и углами падения. Для предложенного графического метода полезны отметки неточных вступлений, которые уточняют размещения нодальных линий, а именно указывают на их прохождения около данных точек (черные точки на рис. 5). Хотя это является не обязательным условием, поскольку причиной неточного вступления может быть не только очень маленькая амплитуда Р-волны.

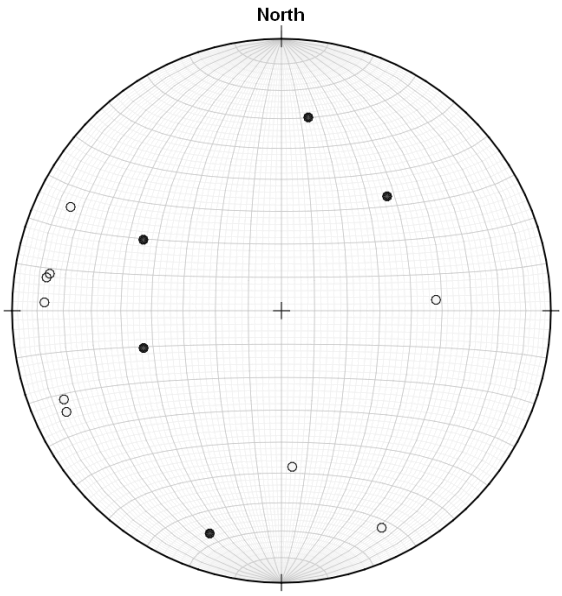


Рис. 4. Изображение вступления Р-волн на станциях, что зафиксировали точные вступления

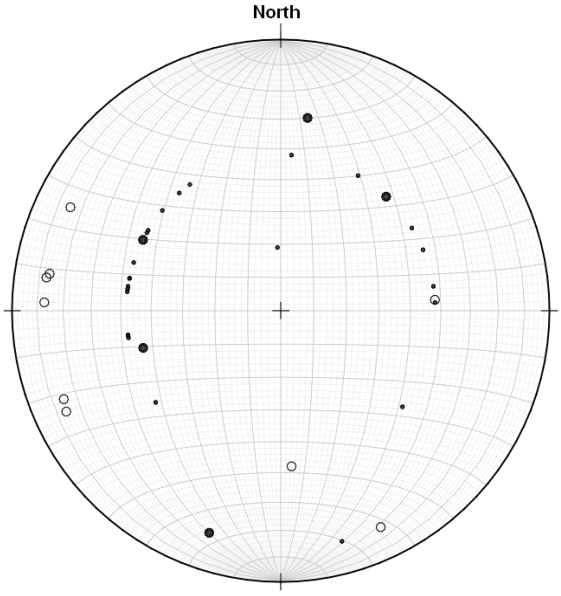


Рис. 5. Изображение вступления Р-волн на всех станциях, что зафиксировали землетрясение

Для этой нодальной плоскости строим еще одну, расположенную перпендикулярно к ней. Для первой нодальной плоскости определяем ее полюс: середину дуги нодальной линии соединяем с центром и продолжаем ее на расстояние 90 ˚. Через определенный полюс проходит вторая нодальна линия, причем ее полюс должен быть на первой нодальной линии, свидетельствовать о перпендикулярности нодальних плоскостей. Вторая нодальна линия также должна разделять точки сжатия от точек растяжения (рис. 6). Если точного разделения на квадранты сжатия и растяжения не произошло, то следует повторить построение нодальних плоскостей. Критерием лучшего распределения считается, когда в нужные квадранты попадает максимальное количество станций.

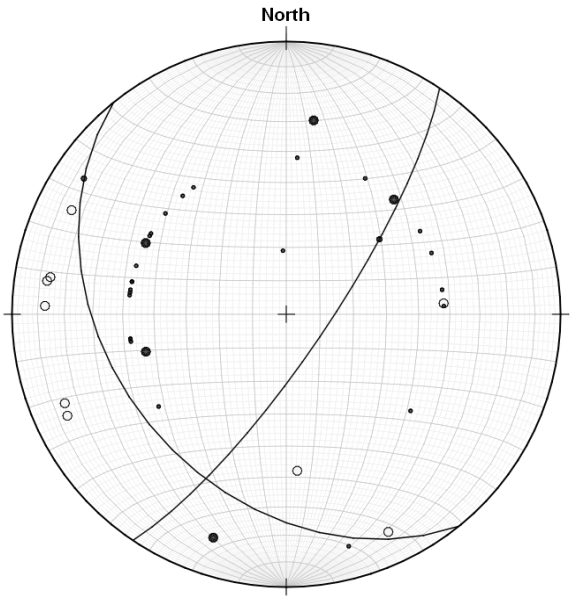


Рис. 6. Возможный вариант расположения нодальных линий

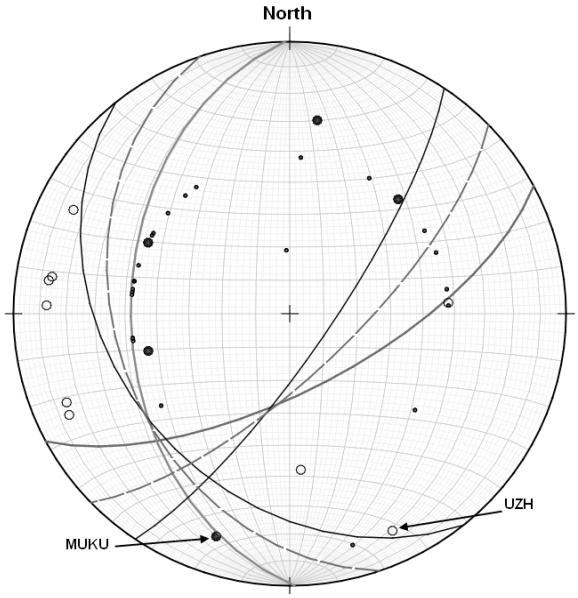


Рис. 7. Возможное расположение нодальных плоскостей (сплошные линии – крайние варианты, штриховая линия - усреднённый вариант)

Возможен случай, когда есть несколько нодальных линий, которые достаточно хорошо разделяют точки с разной полярностью (рис. 7). Такой случай является возможным, когда есть недостаточное количество станций с точными вступлениями Р-волн, или когда станции недостаточно широко распределены по азимуту вокруг эпицентра на стереографической сетке Шмидта. Тогда строим возможные крайние варианты нодальных плоскостей и пытаемся найти наилучшее расположение.

Если строить механизм, ориентируясь только на размещение точек с неточными вступлениями (нодальна линия должна проходить через эти точки и соединить наибольше точек неточных вступлений), то укажем, что нодальная линия проходит близко к точке обозначающий станцию MUKU (рис. 7). Вступление на этой станции должно быть не совсем четким, а амплитуда на записи с этой станции должна была быть маленькой, а вступление на станции UZH должно быть четким, а амплитуда на записи больше. Рассмотрев записи на этих станциях, видим противоположную картину (рис. 8).

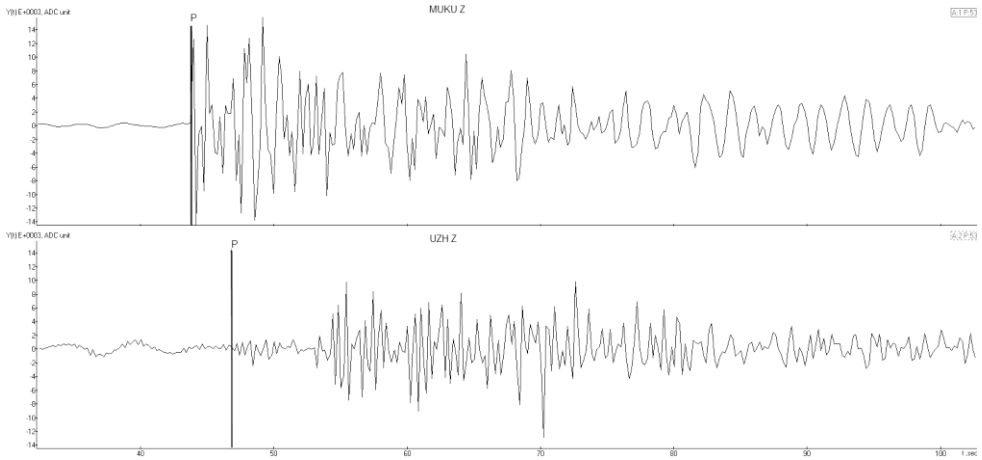


Рис. 8. Часть полной записи сейсмограммы на станциях MUKU и UZH

Поэтому немного скорректируем положение нодальной линии таким образом, чтобы она проходила дальше от станции MUKU но достаточно близко к точкам с нечеткими вступлениями. В данном случае предложен усреднённый вариант из двух крайних возможных вариантов расположения нодальных плоскостей (рис. 7).

Данное землетрясение было взято как пример и для него можно построить механизм с помощью программного пакета [http://grinikkos.com/]. Это дало нам возможность сравнить результаты получены графическим методом и с помощью программного пакета (рис. 9).

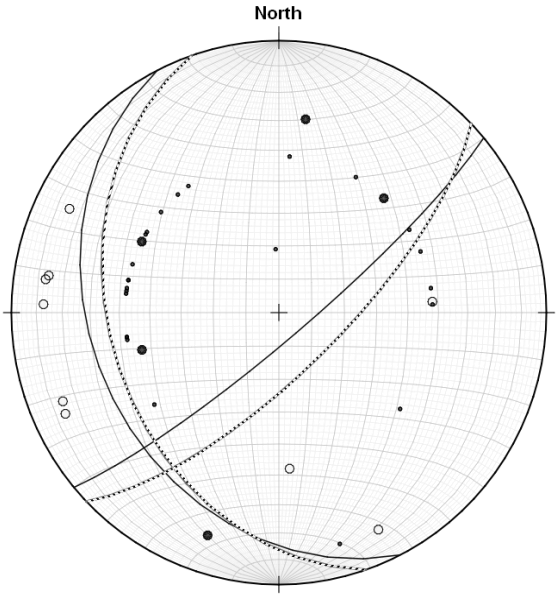


Рис. 9. Сравнение механизмов построенных с помощью программного пакета (сплошная линия) и графическим методом (штриховая линия)

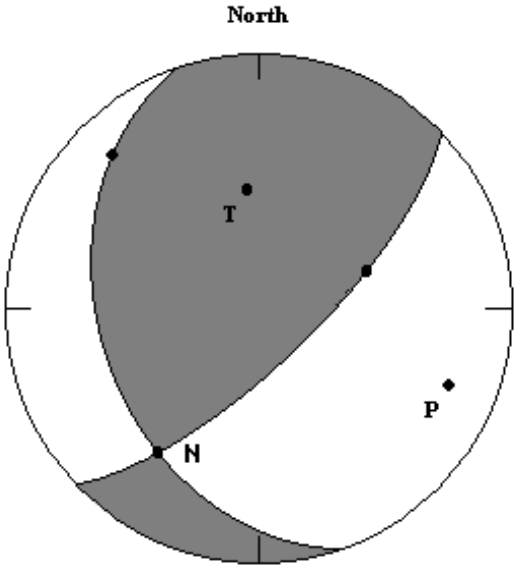


Рис. 10. Механизм источника землетрясения 15.11.2006. Берегово

Сравнение механизмов построенных программой и графическим построением дает повод считать механизм построенный графическим методом достаточно точным. После построения нодальних линий определено ориентацию нодальних плоскостей и угол наклона подвижки. Азимут простирания Strike определяется по азимуту внешнего круга, считая от направления на север до пересечения нодальной линии и внешнего круга. Соединив дугу нодальной линии с меридианом, отсчитываем

угол падения Dip по центральной параллели от внешнего круга к эпицентру. Угол наклона подвижки Slip отчислен по дуге нодальной линии от внешнего круга к полюсу, отмеченному на данной линии.

Важным параметром механизма очага землетрясения есть направления главных осей напряжений. Точка оси сжатия P находится в квадранте растяжения в 45˚ от точки полюса, а точка оси растяжения T - в области сжатия и также на расстоянии 45˚. Точка пересечения нодальних линий N - это проекция нулевой линии. Направление каждой оси определяется азимутом в горизонтальной плоскости Azm и углом направления оси с горизонтальной плоскостью Plunge.

Таким образом, для землетрясения 15 ноября 2006 г. около г. Берегово был построен механизм источника (рис.10) и определены его параметры(табл.3).

Таблица 3. Параметры механизма источника землетрясения 15.11.2006 Берегово

Нодальная плоскость 1			Нодальная плоскость 2			Ось P		Ось T		Ось N	
Strike	Dip	Slip	Strike	Dip	Slip	Azm	Plunge	Azm	Plunge	Azm	Plunge
161˚	37˚	30˚	45˚	72˚	123˚	112˚	21˚	354˚	51˚	215˚	32˚

ПОСТРОЕНИЕ МЕХАНИЗМА ИСТОЧНИКА СОБЫТИЯ 04.04.2013Г. (С. Н. СЕЛИЩЕ Ф=48.1977˚, Л=23.4663˚, H=1.73 КМ, ML=2) И ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

4 апреля 2013 г. в 21:15:14.36 около с. Нижнее Селище произошло землетрясение с магнитудой ML ≈ 2. Для этого события построено механизм источника землетрясения с помощью графического метода.

Исходные данные были взяты из протокола об этом событии, а также использованы прямые записи сейсмограмм. Было учтено flip-flop на станциях, а также уточнена скоростная модель среды на рис. 2. Так как очаг землетрясения расположен в первом шаре, то была рассчитана фазовая скорость P-волны, равная 4.7 км/с, которая является более близкой к реальной скорости в первом шаре для Закарпатского региона. На основе этих данных с помощью программного комплекса рассчитаны данные для построения механизма источника (табл. 4).

Таблица 4. Данные для построения механизма источника землетрясения 4.04.2013г. с. Н. Селище

Станция	Полярность вступления P-волны	Азимут, ˚	Кут выхода, ˚
NSLU	+ Pg	269	-53
KORU	-Pg	260	31
MEZ	-Pg	6	31
BRIU	-Pn	295	42
TRSU	-Pn	253	42
BERU	xPn	274	42
MUKU	-Pn	297	42
UZH	-Pn	299	45
KSV	-Pn	83	45

Согласно сейсмическим записям только на одной станции зафиксировано вступление P-волны со знаком «+» (табл. 4), а на станции BERU определено нечеткое вступление (рис. 11). Данных, согласно табл. 4, недостаточно для построения механизма источника с помощью программных комплексов, так как существует несколько вариантов наилучшего разделение на квадранты. Поэтому предложено использовать графический метод. На стереографическую сетку Шмидта нанесены точки проекций лучей, которые пришли на соответствующие станции (рис. 12). Для построения механизма

следует разделить точки растяжения и сжатия: отделить станцию NSLU от остальных. Это сделано несколькими вариантами (рис. 13-14).

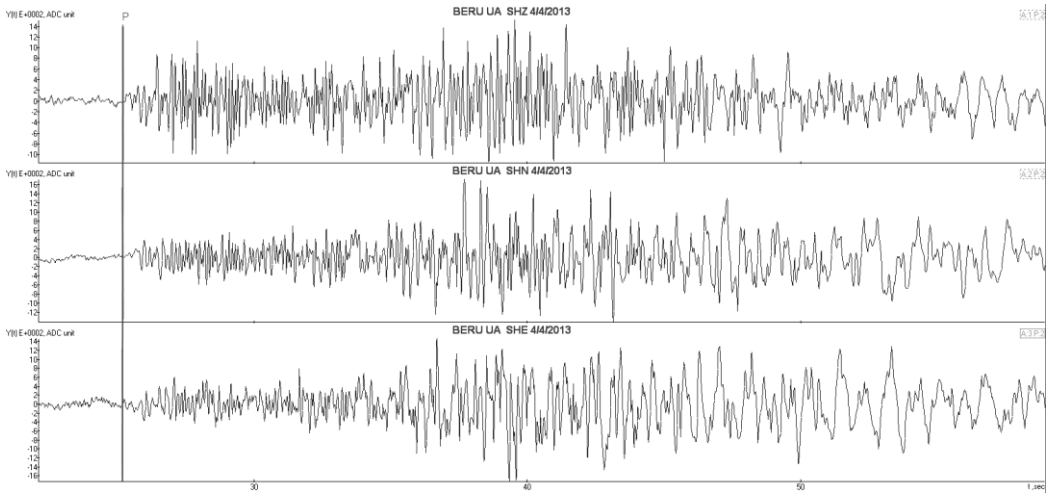


Рис. 11. Записи на станции BERU для события 04.04.2013 с. Н. Селище

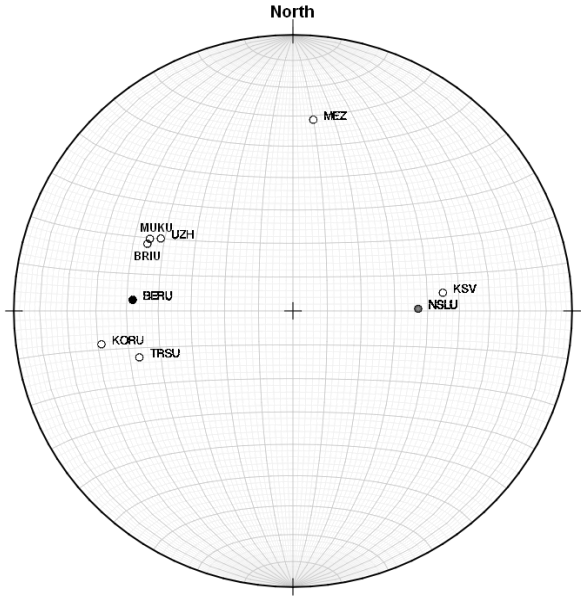


Рис. 12. Изображение точек вступление Р-волны на сетке Шмидта для события 04.04.2013 с. Н.Селище

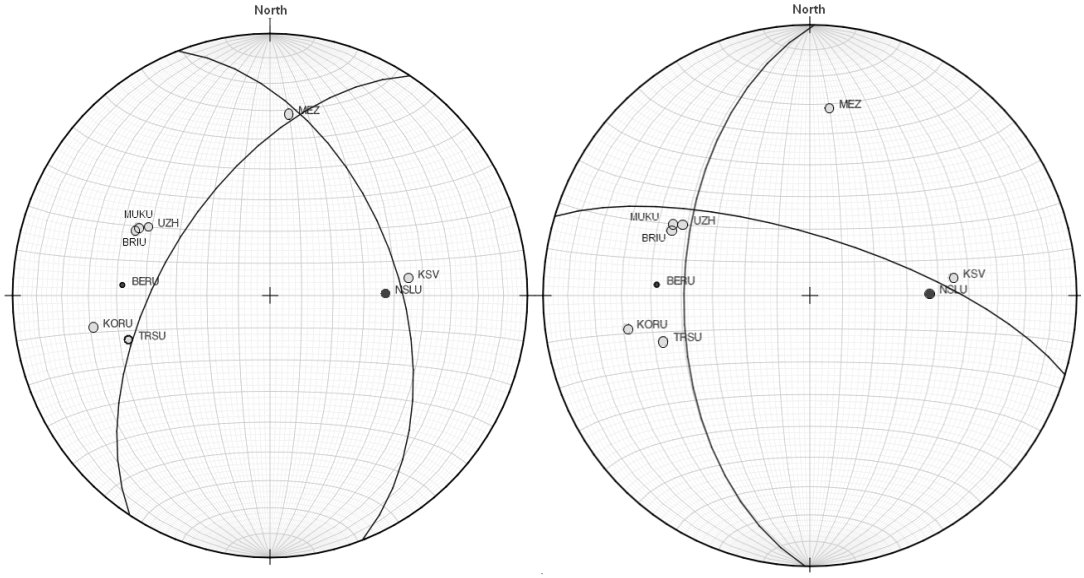


Рис. 13. Возможные варианты расположения нодальных плоскостей

С учетом того факта, что на станции BERU зафиксировано нечеткое вступление P-волны на z компоненте, то выбран вариант, когда нодальная линия проходить через точку BERU и разделяет точки NSLU и KSV (рис. 14).

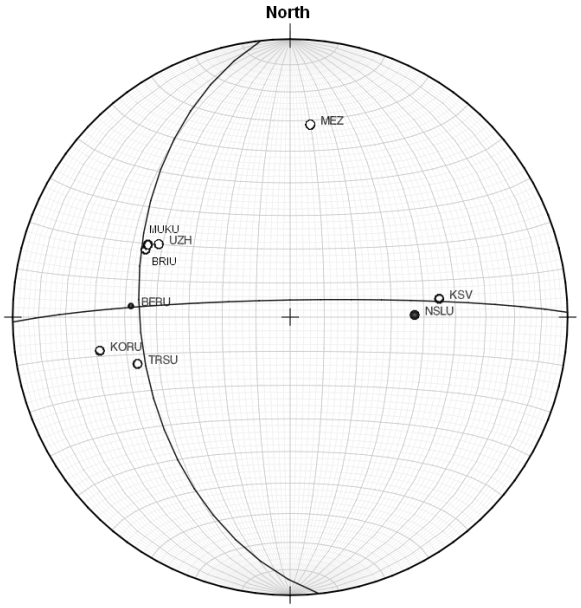


Рис. 14. Разделение нодальными линиями точек сжатия и растяжения

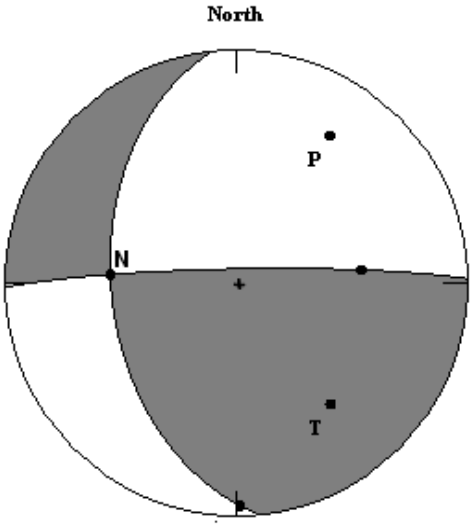


Рис. 15. Механизм источника землетрясения 04.04.2013г с. Н. Селище

Таким образом, для события 4.04.2013 с. Н. Селище удалось построить механизм источника землетрясения (рис. 15) и определить его параметры (табл. 5).

Таблица 5. Параметры механизма источника землетрясения 04.04.2013г. с. Н.Селище

Нодальная плоскость1			Нодальная плоскость 2			Ось P		Ось T		Ось N	
Strike	Dip	Slip	Strike	Dip	Slip	Azm	Plunge	Azm	Plunge	Azm	Plunge
174˚	45˚	173˚	269˚	85˚	45˚	33˚	27˚	142˚	34˚	274˚	44˚

Для данного землетрясения определен сейсмический момент за формулой (1) [Baumbach, 2011]

$$M_0 = 4\pi r v_p^3 \rho u_0 / (\theta S_a) \quad (1),$$

где r - это гипоцентральное расстояние, v_p - скорость P-волны, ρ - плотность, u_0 - низкочастотный уровень (плато) спектра перемещения, θ - среднее значение диаграммы излучения, S_a - поверхностное усиление для P-волн. Для значение сейсмического момента M_0 взято среднее значение по всех станциях, которое равно : $M_0 = 6.68784 * 10^{12}$ Нм.

Имея сейсмический момент и параметры механизма источника землетрясения, определен тензор момента M согласно (2) [Аки и др., 1983]

$$\begin{aligned}
M_{xx} &= -M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\phi_s + \sin 2\delta\sin\lambda\sin^2\phi_s),\\
M_{xy} &= M_0(\sin\delta\cos\lambda\cos 2\phi_s + \frac{1}{2}\sin 2\delta\sin\lambda\sin 2\phi_s) = M_{yx},\\
M_{xz} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\cos\phi_s + \cos 2\delta\sin\lambda\sin\phi_s) = M_{zx},\\
M_{yy} &= M_0(\sin\delta\cos\lambda\sin 2\phi_s - \sin 2\delta\sin\lambda\cos^2\phi_s),\\
M_{yz} &= -M_0(\cos\delta\cos\lambda\sin\phi_s - \cos 2\delta\sin\lambda\cos\phi_s) = M_{zy},\\
M_{zz} &= M_0\sin 2\delta\sin\lambda
\end{aligned} \quad (2)$$

$$M = \begin{pmatrix} -9.847944852081170 * 10^{11} & -4.675926005006976 * 10^{12} & -4.668054689523883 * 10^{12} \\ -4.675926005006976 * 10^{12} & 1.697518156094357 * 10^{11} & 4.906323183207624 * 10^{11} \\ -4.668054689523883 * 10^{12} & 4.906323183207624 * 10^{11} & 8.150426695986815 * 10^{11} \end{pmatrix}$$

ВЫВОДЫ

Точность построения механизма очага любым методом зависит от точности и количества исходных данных. Когда имеется недостаточно данных (что характерно для Закарпатского региона) следует использовать графический метод. Применение этого метода разрешает проблему построения механизмов источников для малых землетрясений. Сравнив ориентацию плоскостей с ориентацией активизированных разломов в области очага землетрясения, можно получить более точный механизм, что будет показано в последующих работах.

ЛИТЕРАТУРА

Аки К. Количественная сейсмология. Теория и методы: в 2 т/ Аки К., Ричардс П. М.: Мир. 1983. 520 с.

Балакина Л.А., Введенская А.В., Голубева Н.В., и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука. 1972. 198 с.

Воронина Е.В. Механика очага землетрясения. Спецкурс. М.: Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. 2004. 92 с.

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.

Сейсмологический бюллетень Украины за 2006 год / Ред. Б.Г. Пустовитенко. Севастополь: НПЦ «Экоси-Гидрофизика». 2008. 295с.

Чекунов А.В., Ливанова Л.П., Гейко В.С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба // Сов. геология. 1969. С. 57-69.

Baumbach Michael. Determination of source parameters from seismic spectra / Baumbach Michael, Bormann Peter /DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_EX_3.4 Potsdam. 2011.

Cronin Vince. A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists. Baylor University. 2004.

9.http://grinikkos.com/view_post.php?id=153

10.http://www.isc.ac.uk/ 11.http://www.seismology.hu/index.php/en/seismicity/earthquake-bulletins.

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРОВИНЦИИ БАССЕЙНОВ И ХРЕБТОВ

А.А. Добрынина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В работе представлены результаты исследования затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Затуханием сейсмических волн называют уменьшение амплитуды (или энергии) сейсмической волн при прохождении ее в геологической среде вследствие геометрического расхождения, рассеяния на неоднородностях, потерь на тепло и др. [Aki, Chouet, 1975]. Для описания затухания обычно используется безразмерный параметр Q – добротность, который определяется как отношение энергии волны к энергии, потерянной за один цикл колебания. К настоящему времени разработан ряд методов оценки затухания сейсмических волн, при этом сейсмическая добротность может быть оценена как по прямым волнам (*P*- и *S*-волны), так и по коде. В представленной работе приведены результаты расчета эффективной сейсмической добротности объемных поперечных (Q_S) и продольных (Q_P) волн, а также кода-волнам (Q_C) региональных землетрясений и взрывов северной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Также была сделана попытка разделить две компоненты затухания – затухание вследствие рассеяния на неоднородностях среды (Q_{sc}) и затухание вследствие внутреннего поглощения (Q_i). К настоящему времени опубликован ряд работ, посвященных исследованию сейсмической добротности в литосфере Провинции Бассейнов и Хребтов на основе анализа поверхностных Lg-волн (Q_{Lg}) и их коды (Q^C_{Lg}) [Singh, Herrmann, 1983; Chavez, Priestey, 1986; Xie, Mitchell, 1990; Benz et al., 1997; Baqer, Mitchell, 1998; Erickson, McNamara, Benz, 2004; Aleqabi, Wyssessin, 2006]. Но использование различных подходов при определении характеристик затухания делает сопоставление полученных данных с аналогичными параметрами для других регионов затруднительным. Ранее автором с коллегами по кода-волнам местных землетрясений были сделаны оценки эффективной сейсмической добротности Q_C, частотного параметра n, коэффициента затухания δ и их вариаций с глубиной для Байкальского и Кенийского рифтов [Добрынина, Чечельницкий, Саньков, 2011; Dobrynina, 2011; Dobrynina et al., 2012]. Целью настоящего исследования является получение информации о параметрах затухания сейсмических волн в коре и верхней мантии Провинции Бассейнов и Хребтов для дальнейшего сопоставления с аналогичными параметрами других рифтовых систем мира.

Провинция Бассейнов и Хребтов расположена в пределах Северно-Американской литосферной плиты и является типичным представителем континентальных рифтовых систем. Она состоит из системы поднятий и впадин и отличается от других рифовых систем высокой степенью растяжения литосферы. Исследуемая в настоящей работе область включает в себя северо-западную часть Провинции Бассейнов и Хребтов и центральную часть Сьерра-Невады. Изучаемый район находится в активном тектоническом окружении: с юга-запада расположен разлом Сан-Андреас, на востоке и на западе проходят границы сейсмических поясов – Межгорного и Волкер Лейн, через центр проходит Центрально-Невадский сейсмический пояс. Провинция Бассейнов и Хребтов характеризуется высоким тепловым потоком [Lay, Wallace, 1988]. Результаты геофизических исследований [Bensen, Ritzwoller, Yang, 2009; Wagner et al., 2012; Shen et al., 2012 и др.] показали, что под Провинцией Бассейнов и Хребтов наблюдается утонение континентальной коры до 30–35 км, а также выявили наличие низкоскоростной верхней мантии (V_P~7.8 км/с).

В работе использовались данные, полученные в рамках сейсмического эксперимента 1988–1989 PASSCAL Basin and Range Passive Seismic Experiment [Owens, Randall, 1989]. В ходе эксперимента на территории Стилватер Рэйндж (штат Невада, США) с 17 августа 1988 г. по 29 апреля 1989 г. действовала сеть из семи 3-компонентных среднепериодных сейсмических станций. Для расчета эффективной сейсмической добротности из каталога сейсмических событий были отобраны 66 землетрясений и взрывов с магнитудами M_b = 1.1–5.0 (M_b – магнитуда по объемным волнам), произошедших на территории Провинции Бассейнов и Хребтов. Эпицентральные расстояния варьировали от 10 до 385 км, глубины землетрясений в среднем оцениваются в 3 км. Использованные в работе данные (записи и каталоги землетрясений) предоставлены IRIS Data Management System (Seattle, Washington, США).

Выполнялся расчет затухания сейсмических волн в литосфере для разных типов волн – для прямых продольных (*P*) и поперечных (*S*) волн и для коды. Расчет эффективной добротности для

кода волн (Q_C) выполнялся с использованием модели однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975], расчет добротности для *P*- и *S*-волн (Q_P и Q_S) – по максимальным амплитудам прямых волн. Также была сделана попытка оценить затухание вследствие рассеяния на неоднородностях среды (Q_{sc}) и вследствие потерь внутренней энергии (Q_i), для чего была рассчитана величина общего затухания Q_T.

Для расчета эффективной сейсмической добротности по коде использовалась модель однократного рассеяния К. Аки [Aki, Chouet, 1975]. Эта модель рассматривает кода-волны как суперпозицию объемных волн, отраженных от случайно распределенных в среде неоднородностей. Уменьшение амплитуды коды со временем происходит вследствие затухания энергии и геометрического расхождения и не зависит от характеристик очага землетрясения, эффектов пути и усиления на сейсмостанции [Aki, 1969].

Амплитуда кода-волны A_C в момент времени t от времени в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте f, связывается с добротностью следующим соотношением [Aki, Chouet, 1975]:

$$A_N(f,\ t) = S(f)\cdot t^{-\gamma}\cdot \exp\left|\frac{-\pi f t}{Q_C(f)}\right|, \qquad (1)$$

где γ – характеристика геометрического расхождения, $S(f)$ – временная функция источника. Прологарифмировав (1), получим:

$$\ln\left(A_N(f,\ t)\cdot t^{\gamma}\right) = \ln(S(f)) - \frac{-\pi f t}{Q_C(f)}, \qquad (2)$$

Наклон графика зависимости $\ln(A_C(f, t)\cdot t^{\gamma})$ от времени t определяет значение Q для рассматриваемой частоты f. Согласно [Rautian, Khalturin, 1978], приведенные выше соотношения действительны для времен больших, чем удвоенное время пробега *S*-волны, т.к. для этих времен очаговым процессом можно пренебречь.

Расчет значений Q_C выполнялся для 18 значений длины окна обработки коды W – от 10 до 95 секунд с шагом 5 секунд на 6 центральных частотах f: 0.3±0.1, 0.75±0.25, 1.5±0.5, 3.0±1.0, 6.0±2.0 и 12.0±4.0 Гц. Расчет значений добротности для прямых волн Q_P и Q_S выполнялся методом максимальных амплитуд. Для анализа использовались записи только прямых *P*- и *S*-волн. Отрезок выбирался от момента вступления волны на сейсмограмме, длина участка – не более 10 секунд (рис. 1). Записи фильтровались пропускающим фильтром Поттера в частотных диапазонах: 0.5–1.0, 1.0–2.0, 2.0–4.0 и 4.0–8.0 Гц. На отфильтрованной записи находились максимальные амплитуды смещений в продольной и поперечной волнах (A_{Pmax} и A_{Smax}) и соответствующие им частоты (f_{max}), амплитуды смещений для разных землетрясений приводились к одной магнитуде и исправлялись на геометрическое расхождение. Геометрическое расхождение задавалось трехсегментной функцией вида:

$$G(\Delta) = \begin{cases} R_{ij}^{-b1}, & R_{ij} \le R_{01} \\ R_{01}^{-b1}\cdot\left(\dfrac{R_{ij}}{R_{01}}\right)^{-b2}, & R_{01} < R_{ij} \le R_{02} \\ R_{01}^{-b1}\cdot\left(\dfrac{R_{ij}}{R_{01}}\right)^{-b2}\cdot\left(\dfrac{R_{ij}}{R_{02}}\right)^{-b3}, & R_{ij} > R_{02} \end{cases}, \qquad (3)$$

здесь $R_{ij} \le R_{01}$ – для прямых волн, $R_{01} < R_{ij} \le R_{02}$ – для волн, отраженных от Мохо и $R_{ij} > R_{02}$ – после многократных отражений и преломлений [Burger et al., 1987]. Значения R_{01} и R_{02}, как правило, берутся равными 1.5 и 2.5 от глубины Мохо, коэффициенты b: $b1$=1, $b2$=0 и $b3$=0.5. По данным [Bensen et al., 2009; Shen et al., 2012 и др.] граница Мохо под Провинцией Бассейнов и Хребтов проходит на глубине 30–35 км, таким образом, R_{01} и R_{02} равны 50 и 90 км соответственно.

По полученным исправленным значениям $A_{P, Smax}$ для каждого частотного диапазона строились графики зависимости $\ln(A_{P, Smax}(f, t)\cdot\Delta^{\gamma})$ от эпицентрального расстояния Δ и находились значения $Q_{P, S}$ на четырех центральных частотах.

Для оценки величин добротности Q_{sc} и Q_i использовался метод Веннерберга [Wennerberg, 1993], который рассматривает возможность реинтерпретации полученного значения Q_C в терминах многократного рассеяния [Zeng, 1991]. В основе метода [Wennerberg, 1993] лежит предположение о том, что добротность, определенная по прямым поперечным волнам в объеме среды, эквивалентом объему формирования коды, описывает общее затухание Q_T. Значение добротности Q_T

рассчитывается по аналогии с Q_S (см. предыдущий раздел), но при этом эпицентральные расстояния не должны превышать 75 км [Wennerberg, 1993].

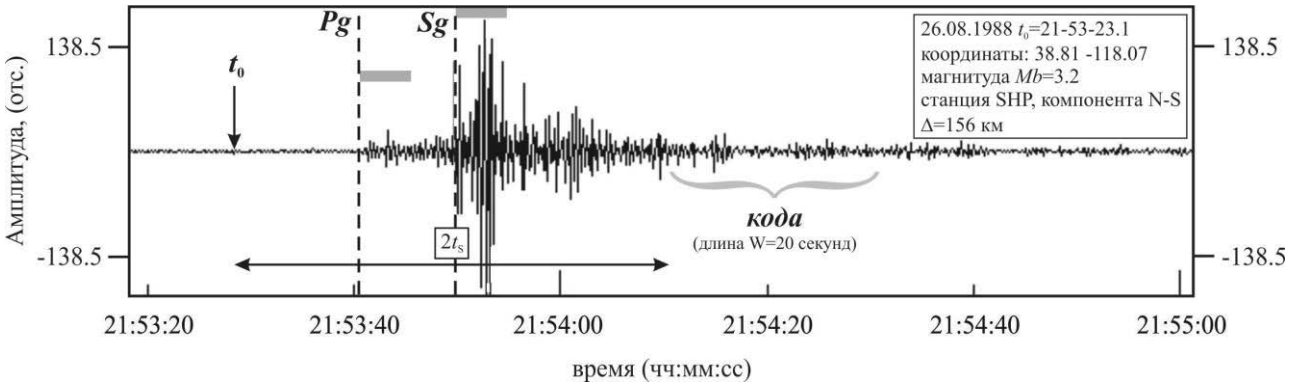


Рис. 1. Пример типичной сейсмограммы землетрясения исследуемого региона (землетрясение 26 августа 1988 г., время в очаге t_0=21-53-23.1, магнитуда Mb = 3.2). Сейсмограмма записана на станции SHP, эпицентральное расстояние Δ=156 км, компонента N-S. Запись отфильтрована пропускающим фильтром с полосой 1–5 Гц. Стрелкой показано время в очаге, пунктирными линиями – вступления P- и S-волн соответственно. Серыми отрезками выделены части сейсмограммы (длина 5 секунд), содержащие прямые продольные (*P*) и поперечные (*S*) волны, использованные для расчета величин Q_P и Q_S, скобкой показана кода (время начала коды равно удвоенному времени пробега *S*-волны)

Согласно [Zeng, 1991] мы можем представить полученное значение Q_C в виде:

$$\frac{1}{Q_C} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1-2\cdot\delta(\tau)}{Q_{sc}}, \tag{4}$$

где $1-2\cdot\delta(\tau) = \frac{-1.44}{4.44+0.738\cdot\tau}$ и $\tau = \frac{\omega\cdot W}{Q_{sc}}$, W – длина окна обработки коды, ω – угловая частота. По [Wennerberg, 1993] значения Q_{sc} и Q_i могут быть рассчитаны из величин Q_T и Q_C, следуя формулам:

$$\frac{1}{Q_{sc}} = \frac{1}{2\cdot\delta(\tau)}\cdot\left(\frac{1}{Q_T} - \frac{1}{Q_C(\tau)}\right), \tag{5}$$

$$\frac{1}{Q_i} = \frac{1}{2\cdot\delta(\tau)}\cdot\left(\frac{1}{Q_C(\tau)} + \frac{2\cdot\delta(\tau)-1}{Q_T}\right). \tag{6}$$

В результате эффективная сейсмическая добротность Q_C литосферы севера Провинции Бассейнов и Хребтов рассчитана по записям 66 региональных землетрясений и взрывов, зарегистрированных на 7 среднепериодных временных сейсмических станциях, на 6 центральных частотах и для 18 временных окон. Всего было выполнено 7776 индивидуальных измерений Q_C, при этом в расчетах использовались записи, для которых отношение полезного сигнала к помехе было не менее 3. Для расчета добротности Q_C использовалась программа CodaQ, входящая в состав пакета программ SEISAN [Havskov, Ottemoller, 2003].Сейсмическая добротность по прямым продольным и поперечным волнам (Q_P и Q_S) оценена по 524 индивидуальным измерениям для четырех частотных диапазонов. Также для оценки величин Q_{sc} и Q_i в четырех частотных диапазонах на базе 76 отдельных измерений были рассчитаны значения добротности по прямым поперечным волнам, характеризующие общее затухание Q_T.

Наблюдается сильная зависимость добротности от частоты и длины окна обработки коды: Q_C возрастает от 12±6 до 359±17 для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды W = 10 секунд и от 87±6 до 1177±87 на тех же частотах при W = 95 секунд. На базе полученных значений Q_C для всех длин окна W были рассчитаны эмпирические зависимости добротности от частоты согласно закону [Mitchell, 1981]:

$$Q_C(f) = Q_0\cdot\left(\frac{f}{f_0}\right)^n, \tag{7}$$

где $Q_C(f)$ – добротность среды по коде, Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, f_0=1 Гц) и n – частотный параметр, который близок к 1 и меняется от региона к региону в

зависимости от неоднородности среды [Aki, 1981]. При сопоставлении характеристик затухания сейсмических волн для различных регионов, авторами работы [Mak et al., 2004] сделан вывод о том, что низкие значения добротности ($Q < 200$) наблюдаются для тектонически активных регионов мира, высокие ($Q > 600$) – для стабильных областей и промежуточные значения ($Q = 200–600$) – для районов с умеренной тектонической активностью. Показатель зависимости добротности от частоты n (или частотный параметр) в уравнении (7) также характеризует среду и увеличивается с интенсивностью тектонической активности региона [Aki, 1980]. Значения частотного параметра варьируют от $n < 0.5$ для стабильных регионов до $n = 0.3–0.8$ для областей с умеренной тектонической активностью и $n > 0.8$ для тектонически активных регионов [Mak et al., 2004].

Полученные в настоящей работе значения Q_0 меняются от 60±8 до 222±17 и значения частотного параметра варьируют от 0.57±0.04 до 0.84±0.05 в зависимости от длины окна W. Такие величины параметров Q_0 и n характерны для районов с высокой тектонической активностью [Mak et al., 2004]. Рассчитанные значения добротности и частотного параметра для больших длин окон хорошо согласуются с данными, полученными другими авторами для поверхностных волн Lg (Q_{Lg}) и коды (Q^C_{Lg}) (табл. 1):

Таблица 1. Значения Q_0 и n для Провинции Бассейнов и Хребтов по результатам разных авторов.

Литературный источник	Q_{Lg}	Q^C_{Lg}	Q_0	n
1	2	3	4	5
Singh, Herrmann, 1983		200-300		0.40-0.60
Chavez, Priestey, 1986	214±15			0.54
Xie, Mitchell, 1990	267±56	275±26		
Benz et al., 1997	235±11			0.56±0.04
Baqer, Mitchell, 1998		250-300		0.40-0.60
Erickson, McNamara, Benz, 2004			234-312	0.40-0.80
Aleqabi, Wyssessin, 2006			200±77	0.69±0.16

Примечание: в графе 1 дана ссылка на литературный источник; 2, 3 – значения эффективной сейсмической добротности по поверхностным Lg волнам и коде; 4 – значение добротности на частоте 1 Гц; частотный параметр.

Помимо расчета эффективной сейсмической добротности и ее частотной зависимости для каждого значения W были получены коэффициенты затухания δ. Коэффициент затухания δ определяется по формуле:

$$\delta = \frac{\pi \cdot f}{V \cdot Q} \tag{8}$$

и меняется от 0.015 до 0.004 км$^{-1}$ в зависимости от W (здесь V – скорость кода-волн, берется равной скорости прямых поперечных волн; скорость поперечных волн в коре равна 3.4 км/с, в литосфере 4.2 км/с согласно [Bensen et al., 2009; Shen et al., 2012].

На рисунке 2 приведены вариации значений Q_0 и n в зависимости от длины окна обработки коды. Видно, что за исключением небольших колебаний для малых и больших значений W величина добротности на частоте 1 Гц возрастает, а частотного параметра убывает с увеличением длины окна обработки коды. В рамках модели однократного рассеяния такое поведение параметров затухания может быть объяснено с позиций глубины формирования коды.

Согласно [Pulli, 1984], значение добротности, полученное для трассы «источник–приемник», характеризует некоторый объем среды (предположительно, эллипсоид), в фокусах которого расположены очаг и сейсмическая станция. Размеры эллипсоида (a, b – длина полуосей эллипсоида, c – глубина нижней границы эллипсоида) определяются следующими соотношениями:

$$a = \frac{Vt}{2};\ b = \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}};\ c = h + \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}, \tag{9}$$

где V – скорость объемных волн, r –расстояние «источник – приемник», h – глубина очага землетрясения, t – средняя длина временного окна, которая определяется как:

$$t = t_{start} + \frac{W}{2}, \tag{10}$$

где t_{start} – начальное время для окна обработки коды. То есть, размеры исследуемой области зависят, во-первых, от длины окна обработки коды и, во-вторых, от расстояния «источник – приемник». Таким образом, меняя длину окна W, можно проследить характер изменения $Q(f)$ с глубиной. Другими словами, увеличение добротности Q_C с увеличением длины окна может быть интерпретировано как увеличение добротности с глубиной, так как волны, прибывающие на сейсмограмме позже, могут быть отражены от более глубоких частей литосферы, чем волны, прибывающие раньше.

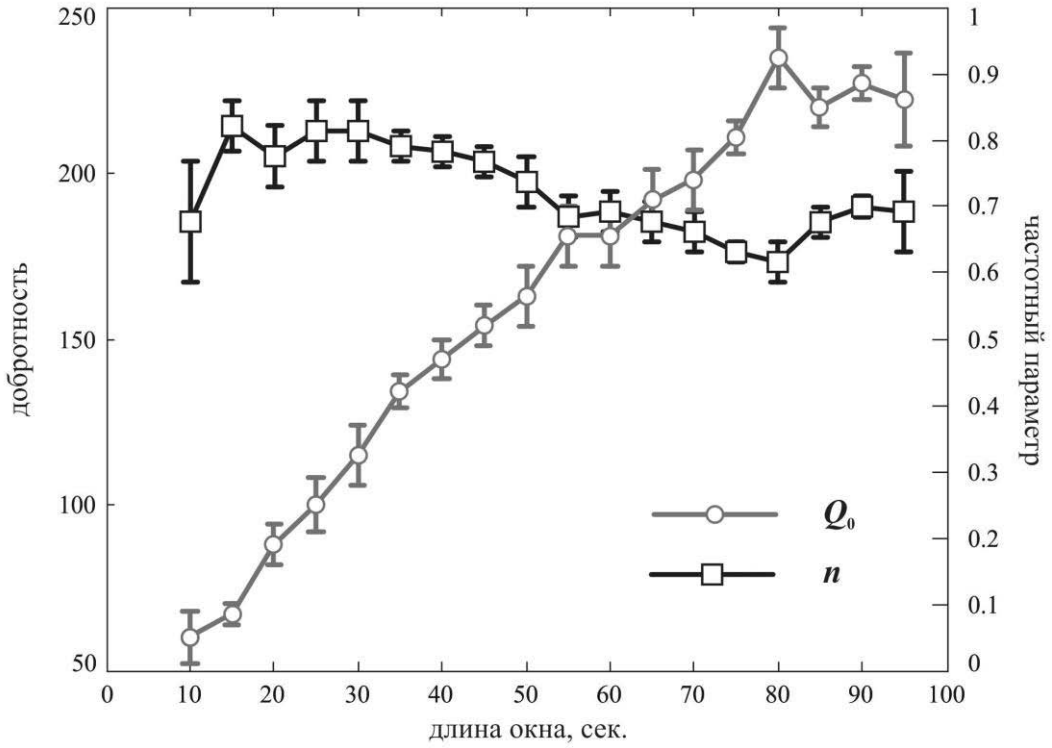


Рис. 2. Зависимость добротности на частоте 1 Гц (Q_0) и частотного параметра (n) от длины окна обработки коды (W). Для каждого значения показано среднеквадратичное отклонение

Для рассматриваемых событий среднее расстояние r равно 140 км, среднее значение t_{start} = 50 сек, а значения глубин землетрясений брались из отчета [Owens, Randall, 1989]. При расчете объема эллипсоида использовались две модели: однослойная модель среды с постоянной скоростью сейсмических волн (V = 3.8 км/с) и двухслойная модель (V = 3.4 км/с в коре для диапазона глубин 0-35 км и V = 4.2 км/с для литосферной мантии). При сопоставлении параметров эллипсоида для разных моделей среды его размеры меняются незначительно – в среднем на 16 км. На рисунке 3 показаны зависимости коэффициента затухания δ и частотного параметра n от глубины для обеих используемых моделей среды. Оба параметра неравномерно уменьшаются с увеличением глубины. Видно, что на глубинах от 130 км (для однослойной модели) до 150 км (для двухслойной модели) наклон графика изменения коэффициента затухания меняется. В дальнейшем для интерпретации будет использоваться двухслойная модель. В верхней части графика (глубины до 150 км) наблюдается резкое изменение δ с глубиной (рис. 3, 4), особенно хорошо это видно на графике градиента коэффициента затухания (рис. 4), подобное поведение характерно и для частотного параметра (рис. 3, 4). Также на глубине около 140 км отмечается скачок параметра n. В средней части (на глубинах 150–200 км) наклон графика δ(c) увеличивается (рис. 3), градиенты коэффициента затухания и частотного параметра значительно уменьшаются (рис. 4). И в нижней части разреза (> 200 км) значение коэффициента затухания становится практически постоянным (рис. 3, 4), также отмечается резкое скачкообразное увеличение значения частотного параметра (рис. 3).

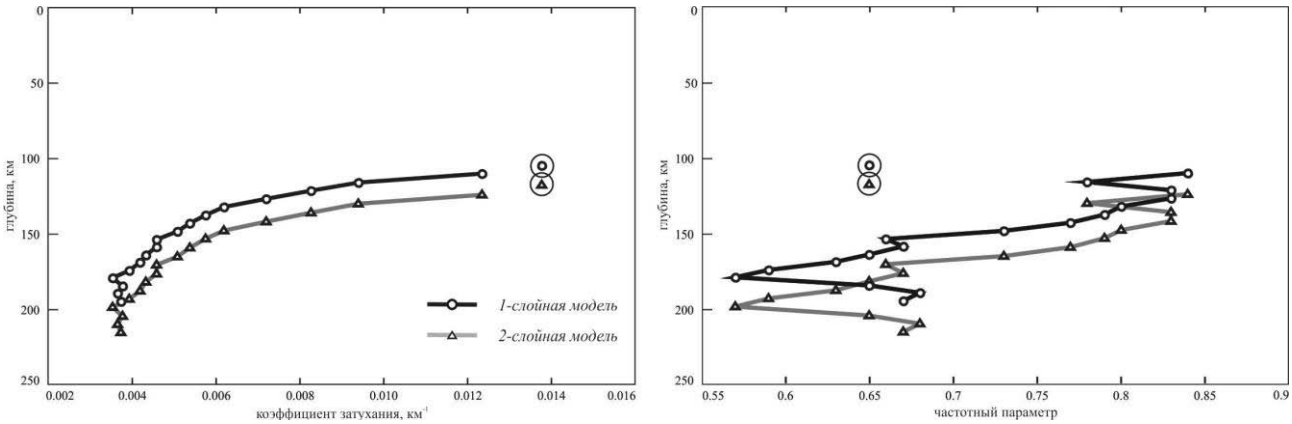


Рис. 3. Зависимость коэффициента затухания (δ) и частотного параметра (*n*) от глубины

На рисунке 4 приведен скоростной разрез исследуемого региона, полученный в работе [Wagner et al., 2012]. На разрезе видно, что под Провинцией Бассейнов и Хребтов расположена низкоскоростная мантийная аномалия, начинающаяся практически под границей Мохо (на глубине 50–60 км). Нижняя граница аномальной мантии находится на глубине 130–160 км (рис. 4). Таким образом, можно заключить, что изменение угла наклона графика зависимости коэффициента затухания от глубины связано с глубинным строением среды. При этом резкие изменения коэффициента затухания и частотного параметра приурочены к границам аномальной и нормальной мантии. Высокие значения затухания и частотного параметра, характерные для верхней части разреза, свидетельствуют о высокой степени неоднородности среды, что подтверждается также низкими скоростями сейсмических волн в данной области (рис 4, [Wagner et al., 2012]). Уменьшение параметров δ и *n* в средней и нижней частях разреза говорит о более однородной структуре среды на больших глубинах.

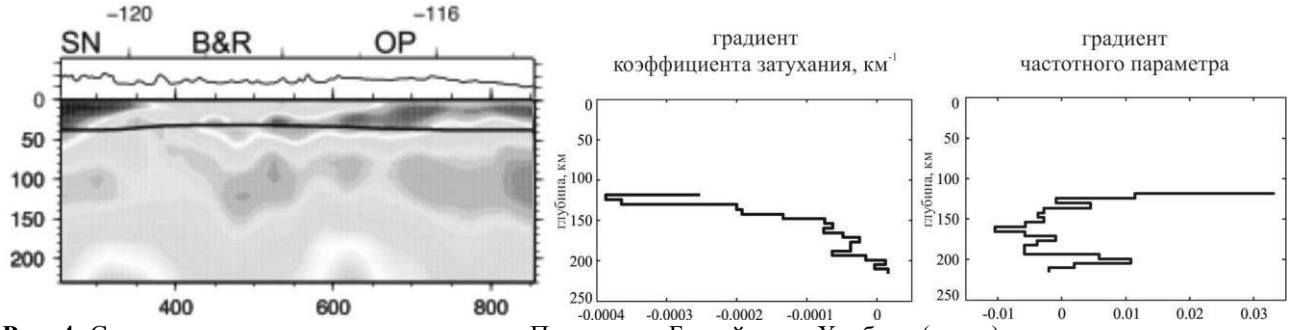


Рис. 4. Сопоставление скоростного строения Провинции Бассейнов и Хребтов (слева) исследуемого региона и градиентов коэффициента затухания (посередине) и частотного параметра (справа) глубинного строения. Черной линией показана граница Мохо

Значения эффективной сейсмической добротности Q_P и Q_S получены для прямых объемных волн (*P*- и *S*-волны, соответственно) для частотного диапазона 0.5–8 Гц. Значения Q_P увеличиваются с частотой от 60 до 279 и значения Q_S – от 42 до 298 (табл. 2). Также было рассчитано значение добротности Q_T, характеризующее общее затухание сейсмических волн (табл. 2). Для каждого типа сейсмических волн получены эмпирические зависимости от частоты согласно уравнению (7) (табл. 2). Высокие значения частотного параметра (n = 0.78–1.08) говорят о сильной зависимости затухания прямых объемных волн от частоты. Соотношение между затуханием продольных и поперечных волн Q_P^{-1}/Q_S^{-1} меняется с частотой в пределах 0.70÷1.27, т.е. в области частот от 0.5 до 4 Гц $Q_P > Q_S$, в то время как для более высоких частот наблюдается относительное увеличение Q_S.

Затухание сейсмических волн обычно связывается с двумя механизмами – внутренним поглощением и рассеянием на неоднородностях. Рассеивание перераспределяет энергию сейсмической волны в среде, не уничтожая ее, в то время как внутренне затухание конвертирует энергию колебаний в тепло вследствие трения, вязкости и др. В настоящей работе с помощью метода Веннебергера [Wennerberg, 1993] были получены оценки внутреннего затухания и затухания на неоднородностях. Разделение параметров Q_{sc} и Q_i основано на независимом одновременном расчете значений общего затухания Q_T и затухания кода-волн Q_C на малых эпицентральных расстояниях (до

75 км). Результаты расчетов добротностей Q_{sc} и Q_i на разных частотах и для разных длин окна обработки коды приведены в таблице 3.

Таблица 2. Значения добротности прямых продольных и поперечных волн.

$10 \le \Delta < 315$ км		$10 \le \Delta < 315$ км		$10 \le \Delta \le 45$ км	
Q_S		Q_P		Q_T	
F	*Q*	*f*	*Q*	*F*	*Q*
0.84	42	0.84	60	0.82	4
1.72	94	1.82	108	1.67	8
3.28	223	3.19	175	3.17	18
5.52	298	6.05	279	5.69	39
$Q_S(f) = 53 \cdot f^{1.08}$		$Q_P(f) = 69 \cdot f^{0.78}$		$Q_T(f) = 5 \cdot f^{1.14}$	

Примечание: в верхней строке дан диапазон эпицентральных расстояний, на которых измерялись значения эффективной сейсмической добротности; в трех колонках показаны значения добротности Q_S, Q_P и Q_T на соответствующих центральных частотах *f*; в нижней строке даны эмпирические зависимости добротности от частоты.

Таблица 3. Значения добротности Q_S, Q_C, Q_{sc} и Q_i на разных частотах для различных длин окна обработки коды.

W	*f*	Q_T	Q_C	Q_{sc}	Q_i	*W*	*f*	Q_T	Q_C	Q_{sc}	Q_i
1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
10	0.82	4	53	11	7	55	0.82	4	159	49	5
10	1.67	8	84	21	13	55	1.67	8	254	100	9
10	3.17	18	127	43	32	55	3.17	18	388	191	20
10	5.69	39	186	82	75	55	5.69	39	570	346	44
15	0.82	4	57	15	6	60	0.82	4	158	53	5
15	1.67	8	103	30	11	60	1.67	8	255	108	9
15	3.17	18	177	59	26	60	3.17	18	392	207	20
15	5.69	39	289	110	61	60	5.69	39	580	375	44
20	0.82	4	75	19	6	65	0.82	4	169	58	5
20	1.67	8	131	39	10	65	1.67	8	268	117	9
20	3.17	18	216	75	24	65	3.17	18	406	224	20
20	5.69	39	342	139	55	65	5.69	39	594	405	43
25	0.82	4	85	23	5	70	0.82	4	175	62	5
25	1.67	8	153	47	10	70	1.67	8	274	126	9
25	3.17	18	261	92	23	70	3.17	18	410	240	20
25	5.69	39	423	168	51	70	5.69	39	592	435	43
30	0.82	4	98	28	5	75	0.82	4	188	66	5
30	1.67	8	176	56	9	75	1.67	8	286	134	8
30	3.17	18	300	108	22	75	3.17	18	417	257	20
30	5.69	39	487	197	49	75	5.69	39	589	465	43
35	0.82	4	114	32	5	80	0.82	4	210	71	5
35	1.67	8	202	65	9	80	1.67	8	315	143	8
35	3.17	18	337	125	21	80	3.17	18	454	273	19
35	5.69	39	539	227	47	80	5.69	39	633	494	43
40	0.82	4	123	36	5	85	0.82	4	193	75	5
40	1.67	8	216	73	9	85	1.67	8	307	152	8
40	3.17	18	358	141	21	85	3.17	18	466	290	19
40	5.69	39	569	257	46	85	5.69	39	681	524	42
45	0.82	4	132	41	5	90	0.82	4	198	79	5
45	1.67	8	229	82	9	90	1.67	8	322	161	8
45	3.17	18	374	158	21	90	3.17	18	497	306	19
45	5.69	39	587	286	45	90	5.69	39	740	553	42
50	0.82	4	141	45	5	95	0.82	4	194	83	5

50	1.67	8	237	91	9	95	1.67	8	313	169	8
50	3.17	18	378	174	20	95	3.17	18	481	323	19
50	5.69	39	580	316	45	95	5.69	39	712	583	42

Примечание: в графе 1 дана длина окна для обработки коды W, сек; 2 – центральная частота f, Гц; 3–6 – добротность: 3 – по прямым поперечным волнам Q_T; 4 – по коде Q_C; 5 – вследствие рассеяния на неоднородностях Q_{sc}; 6 – вследствие внутреннего затухания Q_i.

При сопоставлении затухания для разных длин окна обработки коды видно, что внутреннее затухание преобладает над затуханием на неоднородностях среды в рассматриваемом частотном диапазоне. Причем, с увеличением глубины вклад Q_{sc} в общее затухание уменьшается, что свидетельствует об уменьшении неоднородности среды с глубиной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе была сделана попытка оценить механизм затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Значения эффективной сейсмической добротности Q_P, Q_S и Q_C (для прямых объемных волн и коды), а также Q_{sc} и Q_i показывают зависимость от частоты в частотном диапазоне 0.5–16 Гц.

(1) в результате получены эмпирические соотношения $Q(f)$: $Q_C(f) = 115 \cdot f^{0.83}$ (для $W = 30$ сек); $Q_S(f) = 53 \cdot f^{1.08}$; $Q_P(f) = 69 \cdot f^{0.78}$; $Q_T(f) = 5 \cdot f^{1.14}$;

(2) показано, что значение эффективной сейсмической добротности на данной частоте увеличивается с увеличением длины окна обработки коды, что может быть интерпретировано как проявлением уменьшения затухания с глубиной;

(3) сопоставление значений затуханий Q_{sc} и Q_i для разных глубин показывает, что в рассматриваемом частотном диапазоне внутреннее затуханием преобладает над затуханием на неоднородностях среды.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-31038_мол-а.

ЛИТЕРАТУРА

Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2011. № 5. С. 712–724.

Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74. p. 615–631.

Aki K. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz // Phys. Earth Planet. Inter. 1980. Vol. 21. P. 50–60.

Aki K. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes // BSSA. 1981. Vol. 71. P. 1687–1700.

Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects. // J. Geophys. Res. 1975. №80. P. 3322–3342.

Aleqabi G.I., Wysession M.E. Distribution Q Lg in the Basin and Range Province of the Western United States // BSSA. 2006. Vol. 96. P. 348–354.

Baqer S., Mitchell B.J. Regional variation of L g coda Q in the continental United States and its relation to crustal structure and evolution // Pure Appl. Geophys. 1998. Vol. 153. P. 613–638.

Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Yang Y. A 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise // Geophys. J. Int. 2009. Vol. 177. P. 1177–1196. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04125.x

Benz H., Frankel A., Boore D. Regional Lg attenuation of the continental United States // BSSA. 1997. Vol. 87. P. 606–619.

Burger R.W., Somerville P.G., Barker J.S., Herrmann R.B, Helmberger D.V. The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern North America // BSSA. 1987. Vol. 77(2). P. 420-439.

Chavez D., Priestley K. Measurement of frequency dependent Lg attenuation in the Great Basin // Geophys. Res. Lett. 1986. Vol. 13. P. 551–554.

Dobrynina A.A. Coda-wave attenuation in the Baikal rift system lithosphere // Phys. Earth&Planet. Int. 2011. Vol. 188. P. 121–126.

Dobrynina A.A., Albaric J., Deschamps A., Perrot J., Ferdinand R.W., Deverchere J., Sankov V.A., Chechelnitsky V.V. Seismic waves attenuation in continental lithosphere under extensional condition: comparison of the East African and Baikal rift systems // Book of abstracts 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), 19-24 August 2012, Moscow and Young Seismologist Training Course (YSTC 2012), 25-30 August 2012, Obninsk – M., PH "Poligrafiqwik", 2012. P. 32–33.

Erickson D., McNamara D.E., Benz H.M. Frequency-Dependent Lg Q within the Continental United States // BSSA. 2004. Vol. 94. P. 1630-1643.

Havskov J., Ottemoller L. SEISAN: The earthquake analysis softwares for Windows, Solaris and Linux, Version 8.0. 2003. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway. 348 p. http://www.geo.uib.no/seismo/software/software.html

Lay T., Wallace T.C. Multiple ScS attenuation and travel times beneath western North America // BSSA. 1988. Vol. 78. P. 2041–2061.

Lee J., Garwood J., Stockli D.F., Gosse J. Quaternary faulting in Queen Valley, California-Nevada: Implications for kinematics of fault slip transfer in the Eastern California Shear Zone-Walker Lane Belt // Geological Society of America Bulletin. 2009. Vol. 121. P. 599–614. doi:10.1130/B26352.1.

Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R. CodaQ estimates in the Hong Kong region // J Asian Earth Sci. 2004. Vol. 24. P.127–136.

Mitchell B. Regional variation and frequency dependence of Qb in the crust of the United States // BSSA. 1981. Vol. 71. P. 1531–1538.

Owens T.J., Randall G.E. Data report for «The 1988-89 PASSCAL Basin and Range Passive-Source Seismic Experiment. Part I: Large Aperture Array Data» for the project science team // IRIS data Management system. PASSCAL Data Report 90-001. 1989. 21 p.

Pulli J.J. Attenuation of coda waves in New England // BSSA. 1984. Vol. 74. P. 1149–1166.

Rautian T.G., Khalturin V.I. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum // BSSA. 1978. Vol. 68. P. 923–948.

Shen W., Ritzwoller M.H., Schulte-Pelkum V., Lin F.-C. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: A Bayesian Monte-Carlo approach // Geophys. J. Int. 2012. in press.

Singh S., Herrmann R. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 527–538.

Wagner L. S., Fouch M. J., James D. E., Hanson-Hedgecock S. Crust and upper mantle structure beneath the Pacific Northwest from joint inversions of ambient noise and earthquake data // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. Vol. 13. Q0AN03. doi:10.1029/2012GC004353.

Wennerberg L. Multiple-scattering interpretation of coda-Q measurements // BSSA. 1993. Vol. 83. P. 279–290.

Xie J.K., Mitchell B.J. Attenuation of multiphase surface waves in the Basin and Range province, part I: Lg and Lg coda // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 102. P. 121–137.

Zeng Y. Compact solutions for multiple scattered wave energy in time domain // BSSA. 1991. Vol. 81. P. 1022–1029.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВРЕМЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

А.А. Долгая, А.В. Викулин, Д.Р. Акманова

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

Одной из наиболее страшных бед человечества, которая ежегодно уносит десятки тысяч человеческих жизней, являются землетрясения и извержения вулканов. Для того чтобы свести к минимуму ущерб, наносимый этими внезапными стихийными бедствиями современная наука настойчиво пытается найти ответы на два вопроса: где и когда случится очередное землетрясение или извержение.

Благодаря существующим сетям сейсмических станций и методам анализа получаемых с их помощью данных на вопрос «Где произойдет сильное землетрясение в ближайшие годы – десятилетие?» ученые с высокой точностью могут дать ответ.

Однако на второй вопрос «Когда произойдет сильное землетрясение?» не всегда можно ответить определенно. Имеется много различных методов, с помощью которых на основе тех или иных признаков приближающегося землетрясения можно предсказать его время, но их надежность не позволяет дать точный ответ на вопрос «когда?».

При исследовании закономерностей вулканического процесса место извержения не вызывает сложностей, всё же сами вулканические постройки не перемещаются в пространстве. Но время следующего извержения зачастую остается для ученых-вулканологов загадкой. Известны случаи, когда вулкан, считавшийся долгое время потухшим, внезапно начинал извергаться, и наоборот – активный вулкан затихал на долгие годы или навсегда. Таким образом, задача исследования временных закономерностей сейсмического и вулканического процессов является весьма актуальной.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Исходными данными при исследовании временных закономерностей сейсмической и вулканической активности являются каталоги событий. Они содержат информацию как обо всех событиях в целом, так и о событиях определенных временных диапазонов и географических регионов.

В лаборатории геодинамики переходных зон Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН составлен электронный каталог, который содержит данные о более чем 12000 сейсмических событиях планеты, происшедших за последние 4.1 тыс. лет: все известные данные о землетрясениях за 2150 г. до н.э. – 1899 г. и данные о сильных с $M \geq 6$ землетрясениях за 1900 – 2012 гг. [Vikulin et al, 2012b]. С использованием мировых списков извержений вулканов также был составлен наиболее полный каталог, включающий данные о 627 вулканах мира, извергавшихся 6850 раз за последние 12 тыс. лет: 9650 г. до н.э. – 2010 г. [Викулин, Мелекесцев, Акманова, 2012].

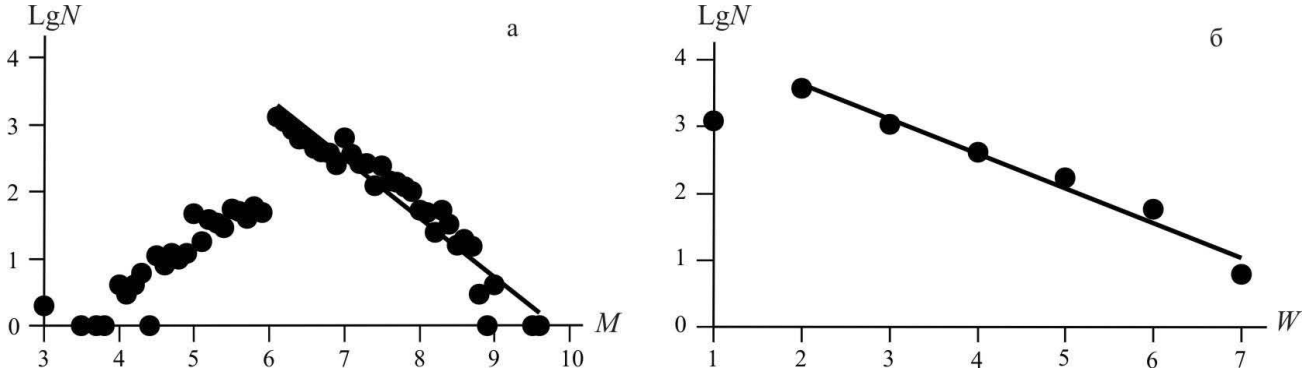


Рис. 1. Графики повторяемости землетрясений (а) и извержений вулканов мира (б); N – числа землетрясений и извержений вулканов.

Как видно из рис. 1, а, используемый в исследованиях каталог сейсмических событий наиболее полон для землетрясений с магнитудой $M \geq 6$. В качестве энергетической характеристики вулканических извержений в каталоге выступает индекс вулканической активности W, значения которой W = 1, 2, …, 5, …, 7 в соответствии с [Siebert et al, 2010] определяются следующими

объемами выброшенного материала: $10^{-(4-5)}$, 10^{-3}, …, 1, …, 10^{2} км^3. Приведенный на рис. 1, б график повторяемости извержений вулканов показывает, что параметр W может использоваться в качестве энергетической характеристики вулканического процесса. Анализируемый каталог вулканических событий наиболее полон для $W \geq 2$ [Vikulin et al, 2012 a].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование временных закономерностей сейсмического и вулканического процессов проводится с помощью трех методов.

Первым используемым методом является разработанная авторами методика исследования квазипериодичности сейсмического процесса, впервые описанная в работе [Викулин, 2003]. Эта методика апробирована на массивах сейсмических событий и подразумевает построение фазового пространства. Под фазовым понимается пространство, на котором представлено множество всех состояний системы, так, что каждому возможному состоянию системы соответствует точка фазового пространства в координатах магнитуда M – временной диапазон T. Каждая точка характеризуется определенным значением вычисленного в ней уровня значимости. Анализ взаиморасположения точек с различными уровнями значимости и позволяет в результате судить о наличии или отсутствии каких бы то ни было временных закономерностей в исследуемой совокупности событий. Проведение исследований по данной методике включает в себя пять этапов.

Формирование совокупности землетрясений. Из всего массива научные сотрудники составляют список событий, которые относятся к определенной области и имеют выбранную глубину и магнитуду.

Построение экспериментальной последовательности. Из полученного списка землетрясений выбираются события определенного магнитудного диапазона и между каждыми соседними событиями определяются интервалы времени в днях. Затем строятся группы, границы значений которых определяются по выбранному периоду времени. Далее рассчитывается количество интервалов, попадающих в границы каждой группы, и определяются частоты для данной последовательности.

Расчет теоретической последовательности. Строится на основе выбранного теоретического закона распределения (распределения Пуассона, Парето, Вейбулла). Распределение Пуассона является классическим распределением, которое используют при анализе временных потоков. Распределение Парето используется при сравнении с распределениями с тяжелым хвостом [Писаренко, 2007], так как выборки из таких распределений не эффективно характеризовать выборочным средним и дисперсией. Также для катастрофических событий весьма типичен характер распределения, соответствующий теоретическому закону распределения Вейбулла [Писаренко, 2007]. По выбранному закону распределения находятся вероятности появления одного события в разные периоды времени. Полученные вероятности суммируются по группам. Эти суммы являются частотами для теоретической последовательности. Зная эти частоты, рассчитывается теоретическая последовательность.

Сравнение экспериментальной и теоретической последовательности. Полученные теоретическая и экспериментальная последовательности сравниваются путем расчета критерия Пирсона. Для его нахождения в каждой группе рассчитываются величины, сумма которых и является наблюдаемым значением. Также для данной совокупности определяется количество степеней свободы в зависимости от теоретического закона распределения. Полученные значения (критерий Пирсона и количество степеней свободы) используются для расчета уровня значимости.

Повторяя предыдущие этапы при разных периодах времени и выборках с другими магнитудными диапазонами получают итоговые таблицы, содержащие общие данные по формируемым совокупностям и значения критерия Пирсона со степенями свободы, распределенные по периодам времени и магнитудам. На основе таблицы со значениями уровня значимости строится фазовое пространство, где по оси ординат откладываются периоды, а по оси абсцисс – магнитуда.

Вторым методом, применяемым для исследования временных закономерностей сейсмического и вулканического процессов, является метод спектрального анализа временных рядов, известный также как Фурье-анализ.

Спектральный анализ временных рядов – это один из методов обработки результатов экспериментов. Теория спектрального анализа основана на равносильности представления функций во временной и частотной областях с помощью преобразований Фурье [Витязев, 2001]. Это обстоятельство позволяет построить эффективные методы получения характеристик исследуемого

сигнала в частотной области в тех случаях, когда во временной области это сделать трудно. В настоящее время методы спектрального анализа временных рядов широко применяются в различных областях знаний.

Третий метод, спектрально-корреляционный анализ временных рядов (СКАВРя) также содержит в себе функции преобразований Фурье, однако при этом выявляемые периоды проверяются на достоверность посредством проверки гипотезы о «белом шуме».

После выполнения ряда вычислительных экспериментов с различными параметрами формирования временных рядов получают список периодов. Эти периоды группируют, например, по 10 лет, и находят, сколько выявленных периодов попало в ту или иную группу. По сформированным таким образом итоговым спискам периодов и иллюстрирующим их графикам делают вывод о наиболее часто встречаемых, то есть наиболее вероятных периодах, характерных для изучаемой совокупности событий.

Сопоставление периодов, выявленных различными методами, представляет собой отдельное интересное направление исследований.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Для автоматизации исследований перечисленными методами были разработаны программные продукты «KPeriod» (исследование квазипериодичности сейсмического процесса [Николаев, 2012]) и «Period» (автоматизация проведения спектрального и спектрально-корреляционного анализа временных рядов сейсмических и вулканических событий [Анкваб, 2012]).

Для апробации разработанной автоматизированной системы «KPeriod» описанная методика моделирования квазипериодичности сейсмического процесса была применена для анализа совокупности данных о землетрясениях северо-западной окраины Тихого океана и побережья Южной Америки. К первому исследуемому региону относится тихоокеанское побережье Японии, Курило-Камчатская дуга и пояс Алеутских островов.

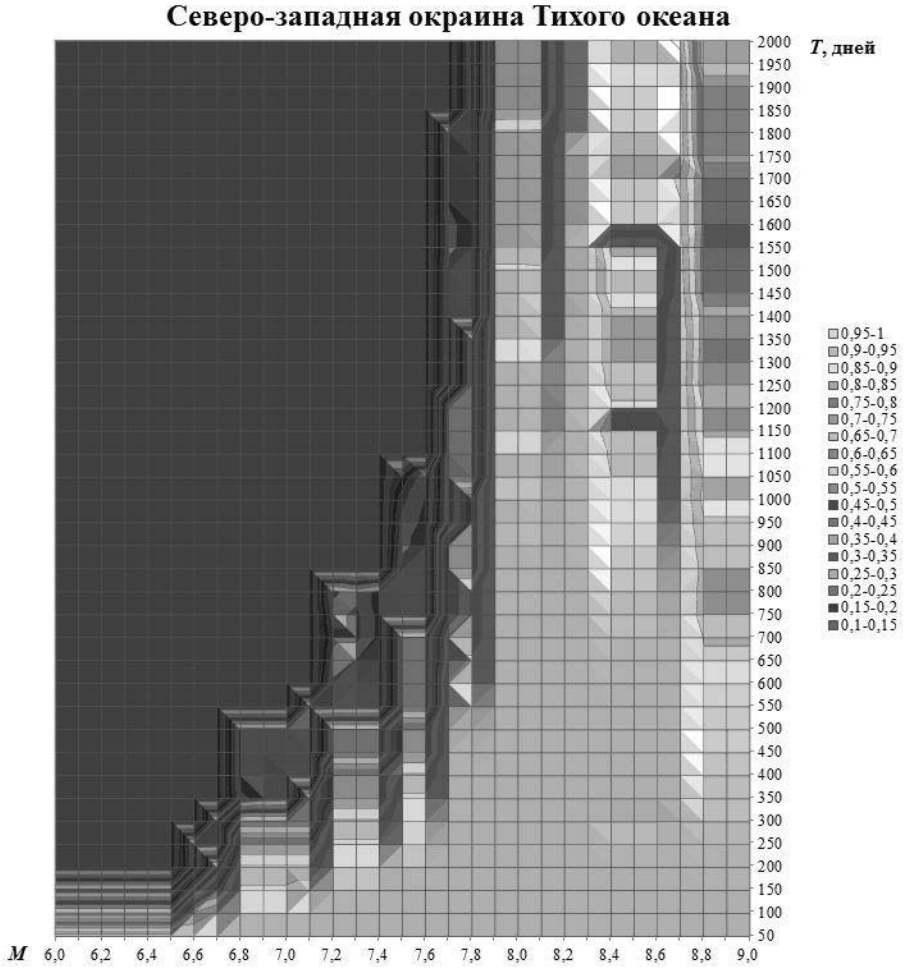


Рис. 2. Фазовое пространство, построенное по данным для Северо-Западной окраины Тихого океана

Ко второму – тихоокеанское побережье Центральной и Южной Америки. Обе выборки формировались по землетрясениям с магнитудой $M \geq 6.0$ и глубинами гипоцентра до 100 км, произошедшим в период с 1900 по 2012 год. Первая проверяемая совокупность данных содержит сведения о 2950 землетрясениях с магнитудами $6.0 \leq M \leq 9.1$. Во вторую выборку вошли данные о 751 событии с магнитудами $6.0 \leq M \leq 9.5$.

Моделирование квазипериодичности проводилось с использованием распределения Пуассона в качестве проверяемого теоретического распределения. На рис. 2 и 3 показаны фазовые пространства, построенные с помощью разработанного программного продукта на основании сформированных итоговых таблиц.

Проведенные вычислительные эксперименты показали, что соотношение магнитудных диапазонов и проверяемых периодов подчиняется некоторым правилам, которые выразились в том, что для небольших магнитуд ($M \leq 6.5$) проверяемые периоды ограничивались 6-12 месяцами, далее критерий Пирсона не вычислялся. В то же время для сильных и очень сильных событий наибольший интерес представляют периоды в несколько лет, на меньших периодах значения Критерия Пирсона либо не вычисляются, либо не изменяются.

Средствами MS Excel построенное фазовое пространство можно проверять на точность, меняя шаг построения. На рис. 2 представлен пример итогового пространства с шагом разброса соседних значений 0.05. Такая точность позволяет с уверенностью говорить о том, что для событий магнитудного диапазона $8.4 \leq M \leq 8.6$ существуют некие периодичности для временного диапазона T = 3-4 года, так как на рисунке на пересечении этих параметров отчетливо видны замкнутые области.

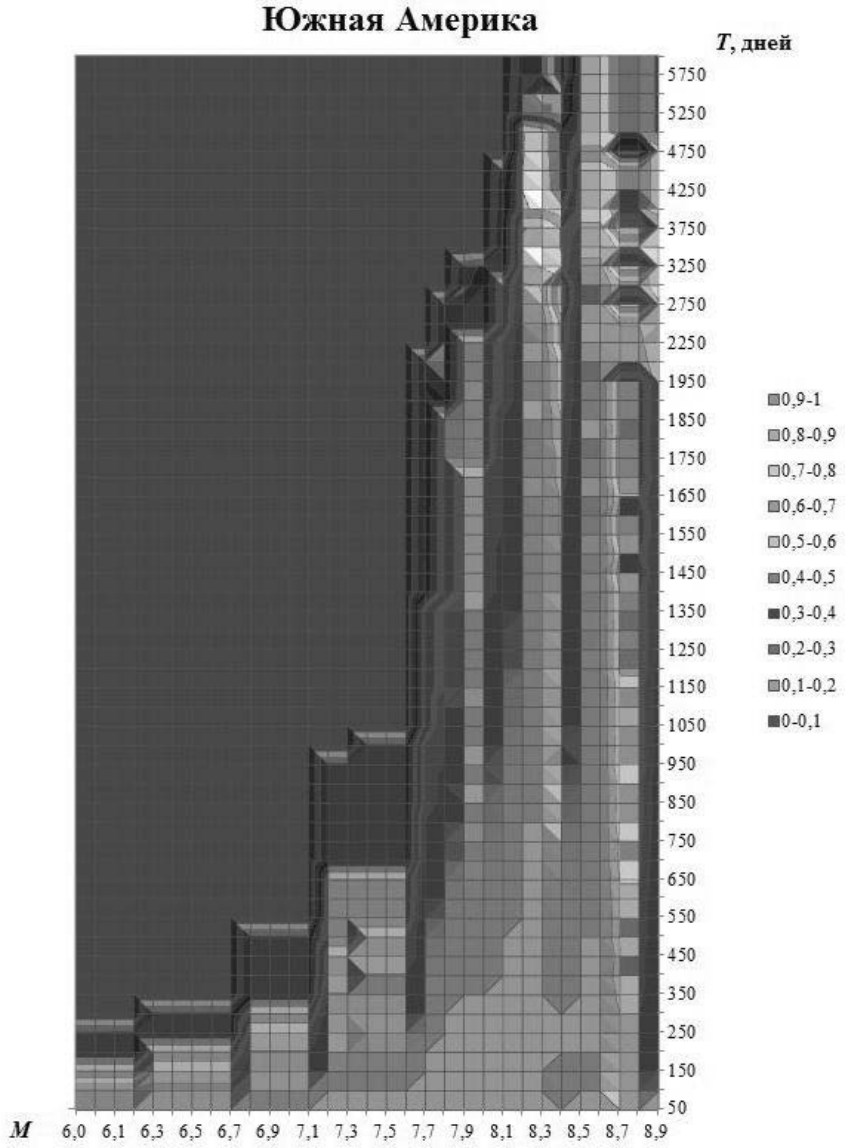


Рис. 3. Фазовое пространство, построенное по данным для побережья Южной Америки

Также представляет интерес некие концентрические области, наблюдаемые для магнитудных диапазонов $6.8 \le M \le 7.1$, $7.1 \le M \le 7.4$ и $7.4 \le M \le 7.6$ для диапазонов периодов T = 350-500, 550-700 и 750-1000 дней соответственно.

Фазовое пространство, построенное по сейсмическим событиям Южной Америки (рис. 3) имеет схожие черты, что и проанализированное выше. Здесь также имеет место ограничения, касающиеся того, какие периоды могут быть проверены для различных магнитудных диапазонов. Также наблюдаются схожие концентрические области для магнитудных диапазонов $6.8 \le M \le 7.2$, $7.2 \le M \le 7.6$ и период T = 300-500 и 700-950 дней соответственно.

Замкнутые линии, характеризующие периодичности, наблюдаются здесь для магнитуд M = 8.4 на периодах примерно 7-9 лет. Также наблюдается целый ряд замкнутых линий для магнитуд $8.7 \le M \le 8.8$ на временном интервале от 200 до 5000 дней. Анализ этих особенностей полученного фазового пространства является предметом дальнейших научных исследований.

При исследовании временных закономерностей распределения очагов землетрясений и извержений вулканов методами Фурье-анализа и СКАВРя с помощью разработанной автоматизированной системы «Period» описанные выше методы были применены для анализа сейсмического и вулканического каталогов Северо-Западной окраины Тихого океана. Анализируемый сейсмический каталог содержит данные о 3008 событиях, произошедших за 1500 лет с магнитудами $6 \le M \le 9.1$ и глубинами очагов до 100 км. Каталог вулканических извержений содержит сведения о 1708 событиях за 12000 лет, индекс вулканической активности W которых варьируется от 1 до 6.

Из-за различий в продолжительности исследуемых каталогов методы формирования исходных временных рядов для сейсмического и вулканического каталога различались. В обоих случаях использовался метод построения ряда по годам. Для сейсмического каталога также использовались методы группировки по 5, 10, 20 и 30 лет. Временные закономерности также тестировались на устойчивость посредством анализа каталога без последних 50, 100, 150 и 200 лет. Это обусловлено тем, что с развитием инструментальных наблюдений в XX веке количество зарегистрированных землетрясений резко возросло.

К вулканическому каталогу применялись группировки по году, 50, 100, 150, 200 и 250 лет, а также анализировались каталоги без последних 100, 150, 200, 250 и 300 лет.

К перечисленным выборкам применялись методы Фурье-анализа и спектрально-корреляционного анализа, в результате чего появилась возможность сопоставить результаты, получаемые разными методами.

В результате моделирования закономерностей сейсмических событий методом Фурье-анализа были выявлены следующие вероятные периоды: 10, 24, 48 и 78 лет (рис. 4).

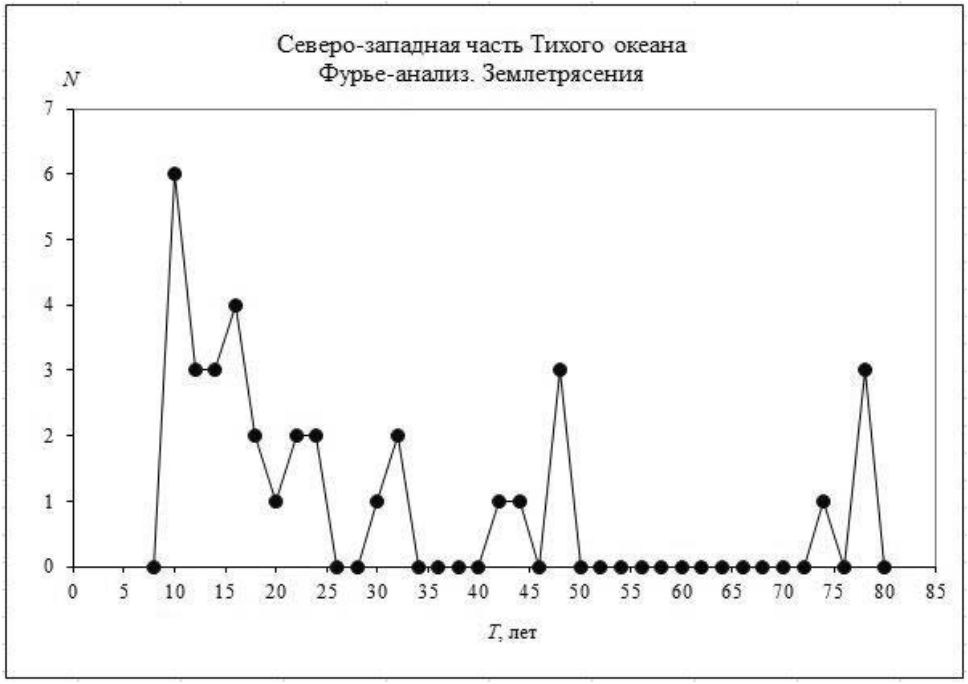


Рис. 4. Периоды сейсмической активности северо-западной части Тихого океана, выявленные в результате Фурье-анализа

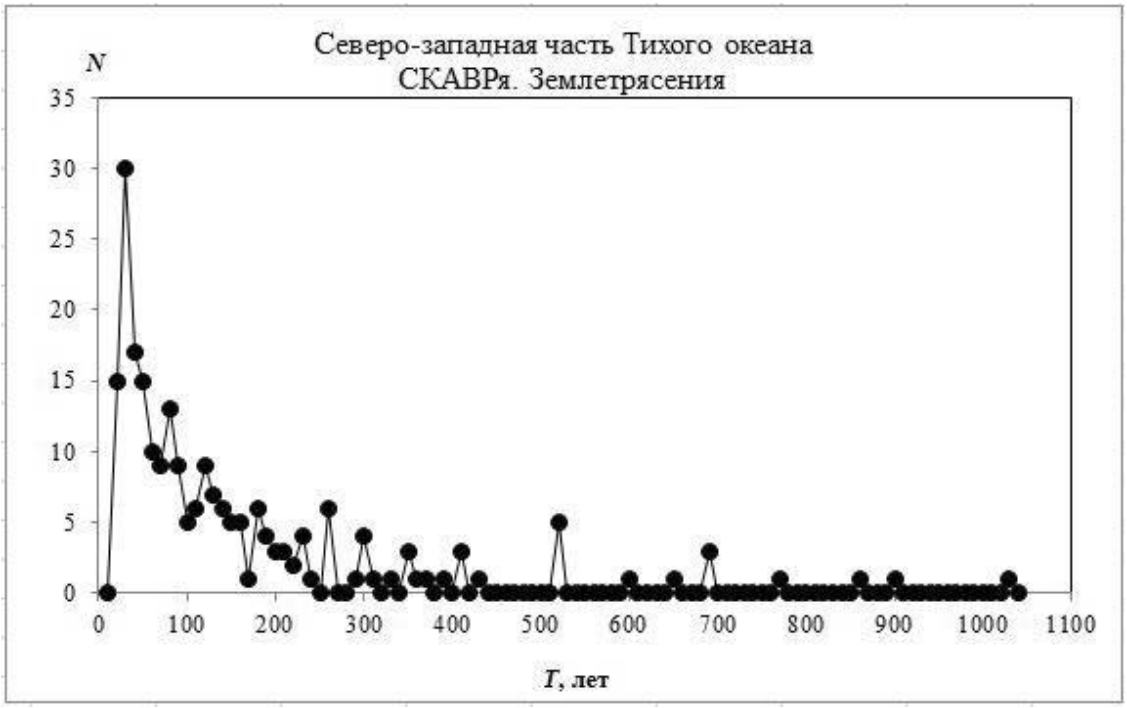


Рис. 5. Периоды сейсмической активности северо-западной части Тихого океана, выявленные в результате СКАВРя

Необходимо отметить, что при данном методе получаемые периоды варьировались от 2 до 80 лет, а группировка свыше 30 лет формировала ряд, в котором периодичность не выявлялась вовсе.

Периоды, выявленные посредством СКАВРя для сейсмического процесса, имеют больший разброс значений (рис. 5). Максимумы соответствуют периодам в 25, 75, 115, 265, 305, 355, 415, 525 и 695 лет.

Предварительный анализ показал, что периоды в примерно 25 и 80 лет выявляются в результате применения к сейсмическому каталогу обоих методов.

Моделирование периодичности вулканического процесса методом Фурье-анализа показало, что выявляются периоды 15, 110, 215 и 560 лет (рис. 6).

В результате моделирования временных закономерностей вулканической активности методом спектрально-корреляционного анализа выявленные наиболее вероятные периоды составили 15, 255 и 365 лет (рис. 7). Таким образом, предварительный анализ показал, что обоими методами выделяются периоды вулканической активности, равные примерно 15 и 235 лет.

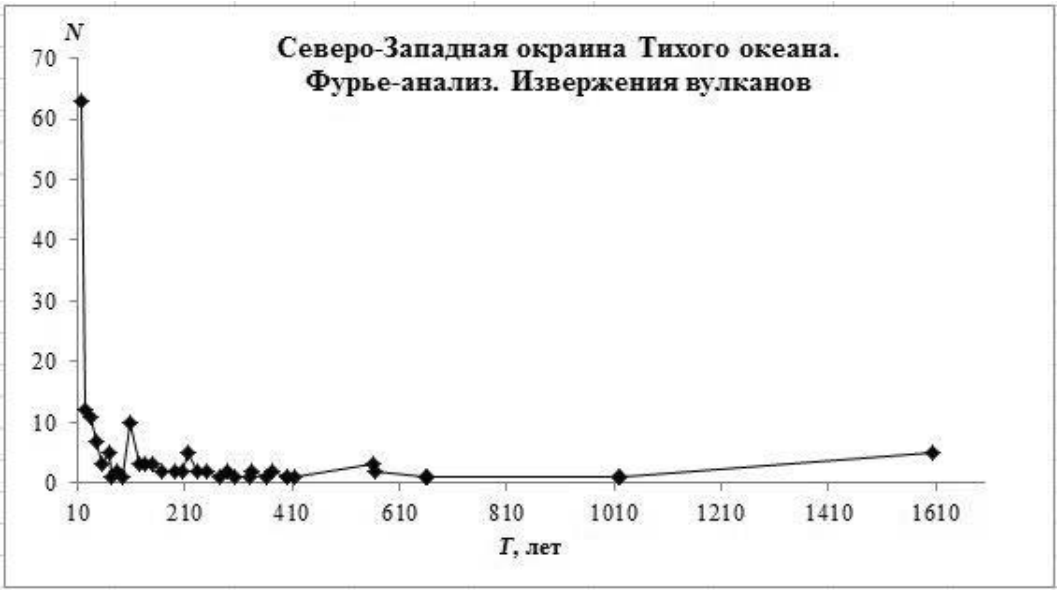


Рис. 6. Периоды вулканической активности северо-западной части Тихого океана, выявленные в результате Фурье-анализа

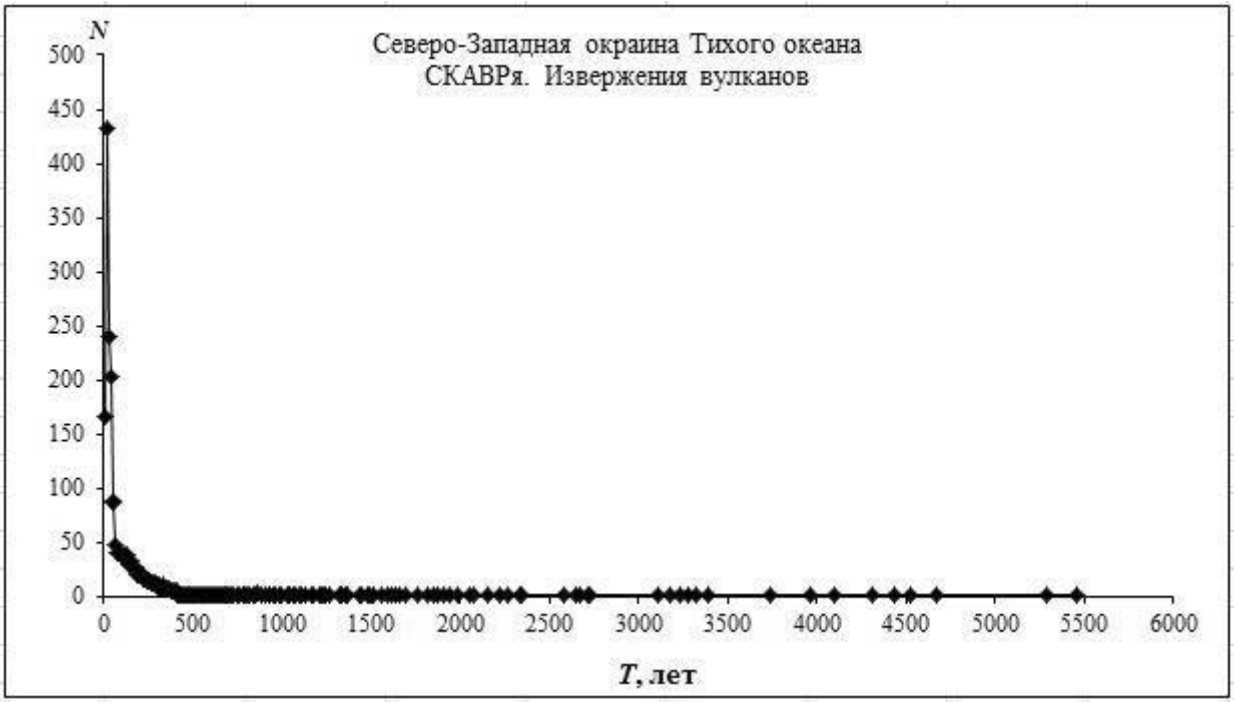


Рис. 7. Периоды вулканической активности северо-западной части Тихого океана, выявленные в результате СКАВРя

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время исследование временных закономерностей распределения очагов землетрясений и извержений вулканов находится на начальном этапе. Формализованы методы, разработаны и апробированы специальные программные продукты, определены исходные данные.

Важным результатом, полученным на текущем этапе исследований, является тот факт, что разработанный ранее метод исследования квазипериодичности сейсмической активности позволил получить данные, дающее возможность с уверенностью говорить о его принципиальной применимости для различных регионов. Наблюдаемые на построенных фазовых пространствах изолинии говорят о том, что сейсмический процесс является неоднородным в своем энергетическом диапазоне, то есть для событий различных магнитуд наблюдаются различные вероятные характерные периоды. Направлением исследований, представляющим отдельный интерес, является применение данного метода при анализе временных закономерностей вулканического процесса.

Дальнейшее моделирование и исследование временных закономерностей сейсмического и вулканического процессов предполагает также проведение вычислительных экспериментов для массивов данных других географических областей и энергетических диапазонов, что позволит тщательно протестировать разработанные программные продукты и методы моделирования, а также даст возможность ответить на вопрос, существуют ли периодичности сейсмической и вулканической активности, характерные для всей Земли, а не только для отдельных ее регионов.

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

ЛИТЕРАТУРА

Анкваб А.А. Модернизация автоматизированной системы «Периодичность» // Наука, образование, инновации: пути развития: материалы III всероссийской научно-практической конференции (24–26 апреля 2012 г.) Ч. I. Петропавловск-Камчатский КамчатГТУ, 2012. С. 17-20.

Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПИ. 2003. 150 с.

Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17, № 3. С. 34-54.

Витязев В.В. Спектрально-корреляционный анализ равномерных временных рядов: учеб. пособие. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та. 2001. 48 с.

Николаев А.Н. Автоматизированная система «Квазипериодичность» // Наука, образование, инновации: пути развития: материалы III всероссийской научно-практической конференции (24–26 апреля 2012 г.) Ч. I. – Петропавловск-Камчатский КамчатГТУ. 2012. С. 45-51.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. М.: ГОЕС. 2007. 242 с. (Вычислительная сейсмология; Вып. 38).

Siebert L., Simkin T., Kimberly P. Volcanoes of the World. Third edition. Smithsonian Institution. Washington DC. University of California Press. 2010. 551 p.

Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. Vol. 3, Issue 1. 2012. P. 1-18.

Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A. Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // New Concepts in Global Tectonics. No. 64, September, 2012. P. 94-110.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

М.О. Еремин, А.Ю. Перышкин, П.В. Макаров

Институт проблем прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск

ЕВРАЗИЙСКАЯ ПЛИТА И ОБРАМЛЯЮЩИЕ СЕЙСМОАКТИВНЫЕ ПОЯСА

Большое число исследований по различным направлениям наук о Земле в настоящее время посвящено Центральной Азии, которая занимает значительную часть Евразийской тектонической плиты и включает в себя целый ряд сейсмоактивных поясов. Все сейсмоактивные пояса обусловлены контактным взаимодействием по границам тектонических плит - Северо-Американской, Тихоокеанской, Индийской и Аравийской плит с Евразийской плитой.

Важнейшими сейсмоактивными поясами являются Арктико-Азиатский, зона субдукции Тихоокеанской плиты, Альпийско-Гималайский сейсмоактивный пояс и внутриконтинентальный Байкало-Становой, а также Алтае-Саянская складчатая область. Взаимодействие плит в зонах их контактного сопряжения определяет геодинамические процессы внутри плит, что отмечается многими авторами [Имаева и др., 2012; Стеблов и др., 2005; Копп, 2005], в связи с чем, значительное число работ посвящено изучению кинематики движения блоков Земной коры, а также сейсмического процесса, как отражения геодинамического состояния региона, в вышеперечисленных сейсмоактивных поясах.

Так, например, анализ механизмов очагов землетрясений в Лаптево-морском сегменте Арктической сейсмоактивной зоны показал, что из-за спрединга по одну сторону от оси сочленения Евразийской и Северо-Американской плит наблюдается транстенсия по шельфу моря Лаптевых, а по другую сторону вдоль хребта Гаккеля наблюдается транспрессия, как реакция на спрединг [Имаева и др., 2012].

В зоне Черского сегмента, также на границе Евразийской и Северо-Американской плит, механизмы очагов землетрясений отвечают взбросо-сдвигам, сдвигам и надвигам, что связано с действием Колымо-Омолонского блока, как индентора, порождающего правосторонние и левосторонние сейсмодислокации вдоль контактной границы. По границам Охотоморской плиты механизмы очагов землетрясений указывают на сдвиговый характер горизонтальных смещений [Имаев и др., 2012].

На рис. 1 представлена карта схема горизонтальных перемещений блоков Земной коры по границе сопряжения Евразийской и Северо-Американской плит по данным GPS, представленным в работе [Стеблов и др., 2005].

Анализ результатов измерений горизонтальных перемещений блоков Земной коры в области сопряжения трех литосферных плит по данным космической геодезии GPS показал, что Северо-Американская плита вращается по часовой стрелке вокруг Евразийской плиты с угловой скоростью порядка 0.2° за миллион лет с полюсом вращения, находящимся вблизи границы сопряжения плит [Стеблов и др., 2005]. Данный скоростной режим соответствует современным движениям блоков Земной коры и ответственен за характер напряженно-деформированного состояния, сформировавшегося в сейсмоактивном сегменте Черского, который, по-видимому, характеризуется сдвигом с небольшим поджатием. Однако, как отмечают авторы, из-за близости полюса взаимного вращения, область влияния коллизионного пояса на деформационные процессы внутри плит ограничиваются первой сотней км.

В районе Японской островной дуги, по GPS - данным той же работы, по обе стороны от области сопряжения Евразийской и Тихоокеанской плит амплитуды перемещений блоков земной коры близки по абсолютным значениям и противоположны по направлению, что свидетельствует о квазистабильном погружении Тихоокеанской плиты под Евразийскую.

Граница сопряжения Индийской и Евразийской плит и влияние коллизии на характер напряженно-деформированного состояния внутри Евразийской плиты, пожалуй, является наиболее изученными. В работах [Копп, 2005; Кучай и др., 2009; Дядьков и др., 2006] проводится анализ влияния жесткого штампа в виде Индийской плиты на характер геодинамических процессов во внутриконтинентальных складчатых областях, в том числе напряженно-деформированного состояния (по результатам реконструкции природных напряжений в горных массивах), тектонических течений (по данным GPS) и сейсмического процесса (по сейсмологическим данным).

В работе [Семинский, 2008] представлены результаты комплексного тектонофизического анализа строения литосферы Центральной Азии, позволившего выделить крупнейшие жесткие блоки лито-

сферы (супертеррейны), а также обрамляющие мобильные зоны, характеризующиеся различной степенью мобильности. На рис. 2, а приведена карта-схема зонно-блоковой делимости литосферы Центральной и Восточной Азии. Как отмечается в работе [Дядьков и др., 2006] подобное деление литосферы на жесткие блоки и мобильные зоны можно принять в первом приближении. На региональном уровне осреднения физико-механических характеристик блоков и мобильных зон ранжирование приходится проводить с использованием большего числа параметров, определяющих свойства среды, например, параметр кумулятивной плотности сейсмогенных разрывов.

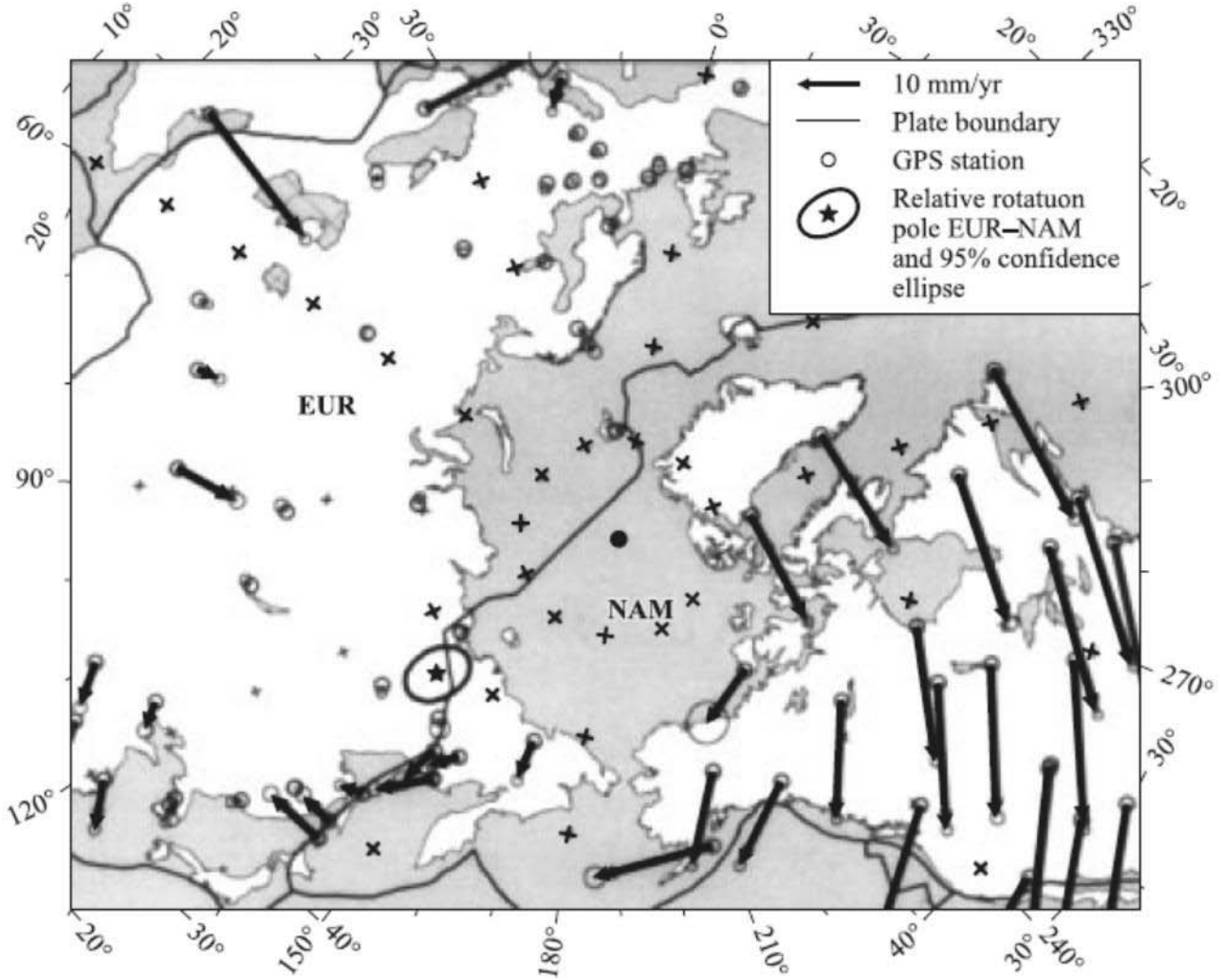


Рис. 1. Карта схема горизонтальных перемещений блоков Земной коры по границе сопряжения Евразийской и Северо-Американской плит по данным GPS

В монографии [Копп, 2005] собран большой объем инструментальных геологических наблюдений за геодинамикой складчатых областей, в том числе в области коллизии Индийской и Евразийской плит. Многими авторами поддерживается точка зрения об определяющей силе Индо-Евразийской коллизии в формировании обширной территории орогенов к северу от области коллизии – Гималаи, Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань и т.д. По данным GPS из разных работ, например [Парфеевец и др., 2006], внедрение Индийской плиты в Евразийскую, начавшееся около 30 млн. лет назад продолжается в настоящее время со скоростями до 1 см/год. В работе [Копп, 2005], по геологическим данным, а в работе [Стеблов и др., 2005], по данным GPS, также отмечается, что Аравия перемещается в север-северо-восточном направлении со скоростями до 2 см/год. Все приведенные выше данные из литературы представляют собой опорные точки при моделировании тектонических течений и сейсмического процесса в Центральной Азии. За основу структурной модели принята карта-схема, представленная на рис. 2 из работы [Семинский, 2008].

В настоящей работе на основе развиваемой авторами эволюционной методологии деформационных процессов и процессов разрушения проведено численное изучение геодинамики складчатых областей Центральной Азии. А именно – численное изучение эволюции напряженно-деформированного состояния Евразийской плиты, как результата взаимодействия с обрамляющими

плитами в коллизионных поясах, современных тектонических течений, а также сейсмического процесса во внутриконтинентальной Алтае-Саянской складчатой области.

В рамках эволюционной концепции изучаемый участок геологической среды рассматривается как нелинейная динамическая система, эволюционирующая в поле приложенных сил по законам нелинейной динамики. Т.е. система обладает рядом свойств, присущих нелинейным динамическим системам. Прежде всего, это свойство самоорганизованной критичности, выражающееся в стремлении системы к некоторому квазиравновесному метастабильному состоянию, в том числе через катастрофические землетрясения, а также степенному характеру распределений параметров системы (например, закон Гуттенберга-Рихтера) и наличие двух стадий эволюционного процесса – сравнительно медленной квазистационарной фазы (подготовки катастроф) и режима с обострением, собственно, самой катастрофы.

Ранее было показано, что численные решения уравнений механики деформируемого твердого тела демонстрируют базовые свойства нелинейных динамических систем, если задача поставлена как эволюционная, в том числе явно прописаны положительные и отрицательные обратные связи [Макаров, 2008]. Это позволило смоделировать сейсмический процесс [Макаров и др., 2013].

Целью настоящей работы является моделирование тектонических течений и сопровождающего его сейсмического процесса.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ЧИСЛЕННОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Для изучения эволюции напряженно-деформированного состоянию внутри Евразийской плиты, как результата взаимодействия с обрамляющими плитами в областях сопряжения, численно решалась полная система уравнений механики деформируемого твердого тела в 2D (в постановке плоской деформации) и 3D (в сферической системе координат), в зависимости от задачи.

Полная система уравнений включает:

1. фундаментальные законы сохранения:

$$\frac{d\rho}{dt}+\rho div\bar{\upsilon}=0,\ \rho\frac{d\upsilon_i}{dt}=\frac{\partial\sigma_{ij}}{\partial x^j}+\rho F_i,\ \frac{dE}{dt}=\frac{1}{\rho}\sigma_{ij}\frac{d\varepsilon_{ij}}{dt} \tag{1}$$

2. Эволюционные уравнения первой группы, записанные в релаксационной форме:

$$\dot{\sigma}_{ij}=\lambda\left(\dot{\theta}^T-\dot{\theta}^P\right)\delta_{ij}+2\mu\left(\dot{\varepsilon}_{ij}^T-\dot{\varepsilon}_{ij}^P\right),$$

$$\sigma_{ij}=\left(-P\delta_{ij}+S_{ij}\right)\ \ \dot{P}=-K\frac{\dot{V}}{V},\qquad \frac{DS_{ij}}{Dt}=2\mu\left(\dot{\varepsilon}_{ij}-\frac{1}{3}\dot{\theta}\delta_{ij}\right),\qquad \frac{DS_{ij}}{Dt}=\dot{S}_{ij}-S_{ik}\dot{\omega}_{jk}-S_{jk}\dot{\omega}_{ik}, \tag{2}$$

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^T=\frac{1}{2}\left(\frac{\partial\upsilon_i}{\partial x^j}+\frac{\partial\upsilon_j}{\partial x^i}\right),\qquad \dot{\omega}_{ij}=\frac{1}{2}\left(\frac{\partial\upsilon_i}{\partial x^j}-\frac{\partial\upsilon_j}{\partial x^i}\right),$$

здесь D/Dt – коротационная производная Яумана, учитывающая поворот элементов среды при деформировании.

3. Задачей эволюционных уравнений второй группы является определение скоростей неупругих деформаций в уравнениях (2). В общем случае это кинетические уравнения, задающие скорости неупругой деформации и обеспечивающие релаксацию упругих напряжений в (2) [Макаров, 2008]. В настоящей работе компоненты тензора скоростей неупругой деформации определим в соответствии с теорией пластического течения и мгновенной релаксации напряжений на каждом временном шаге.

Предельная поверхность напряжений записана в форме Мизеса-Шлейхера (3) и является обобщением критерия текучести Кулона-Мора. За основу взята модель Друккера-Прагера-Николаевского с неассоциированным законом течения, позволяющая описывать процесс дилатансии как независимый от внутреннего трения. В этом случае уже неассоциированного закона неупругого течения пластический потенциал не совпадает с функцией текучести и для предельной поверхности (3) записывается в виде (4) [Макаров и др., 2007; Гарагаш и др., 1989; Стефанов, 2005].

$$f\left(\sigma_{ij}\right)=\frac{\alpha}{3}J_1+J_2^{1/2}-Y \tag{3}$$

$$g(\sigma_{ij}) = J_2 + \frac{\Lambda}{3} J_1 \left(2Y - \frac{\alpha}{3} J_1 \right) + const, \tag{4}$$

компоненты тензора скоростей неупругой деформации определятся следующим образом [Макаров и др., 2007; Гарагаш и др., 1989]:

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^{p} = \dot{\lambda} \frac{\partial g}{\partial \sigma_{ij}} = (s_{ij} + \frac{2}{3}\Lambda(Y - \frac{\alpha}{3} I_1)\delta_{ij})\dot{\lambda}, \qquad \dot{I}_1^P = 2\Lambda(\dot{I}_2^P)^{1/2}, \tag{5}$$

что позволяет установить связь между объёмной и сдвиговой составляющими пластической деформации (второе уравнение в (5)), где Λ имеет смысл коэффициента дилатансии. Однако модель пока не связана с видом напряжённого состояния. Эта зависимость будет прописана при задании скорости накопления повреждений.

4. Разрушение материла в развиваемом подходе описано как процесс обвальной деградации прочности материала до нуля при формировании трещины на сверхбыстрой катастрофической стадии эволюции НДС, являющейся завершающим этапом предразрушения.

Функцию деградации среды D=D(t, μ_σ, ε), в её простейшем варианте, представим в виде зависимости от накапливаемой средой неупругой деформации $\varepsilon_{тек}$ и вида напряжённого состояния.

$$D = \int_{t_0}^{t} \frac{[H(\mu_\sigma)(\varepsilon_{тек} - \varepsilon_0^{C})^2 + (1 - H(\mu_\sigma))(\varepsilon_{тек} - \varepsilon_0^{T})^2]dt}{\varepsilon_*^2 [H(\mu_\sigma) t_*^{C} + (1 - H(\mu_\sigma)) t_*^{T}]}, \; \varepsilon_* = \varepsilon_{0*}(1.01 + \mu_\sigma)^2, \; \mu_\sigma = 2\frac{S_2 - S_3}{S_1 - S_3} - 1. \tag{6}$$

Здесь $H(x)$ – функция Хевисайда, $\varepsilon_{тек} = \varepsilon_{инт} + \alpha\theta$, $\varepsilon_{инт}$ – интенсивность тензора полных деформаций, ε_0^{C}, ε_0^{T} – начальные степени деформации на упругой стадии, по достижении которых в материале начинается накопление повреждений в областях сжатия и растяжения соответственно, μ_σ - коэффициент Лоде – Надаи, ε_{0*} – параметр модели, t_* имеет смысл характерного времени процесса. S_1, S_2, S_3 – главные значения девиатора тензора напряжений. Более подробно использованная модель обсуждена в работе [Макаров и др., 2013].

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

За основу структурной модели принята карта-схема зонно-блоковой делимости литосферы Центральной Азии по данным работы [Семинский, 2008], представленная на рис. 2, а. В работе развита идея Садовского об иерархическом строении литосферы. Выявлена иерархия зонно-блоковой делимости состоящая из 11 уровней, в соответствии с которой литосфера представлена разноранговыми подвижными (мобильными) зонами. Границы мобильных зон определялись по «высокой плотности разломов, а также по количеству землетрясений и других проявлений деструкции литосферы» в каждой конкретной зоне. Аналогичная работа по выявлению иерархического строения литосферы в Алтае-Саянской складчатой области проведено Дядьковым П.Г. с коллегами в рамках интеграционного проекта СО РАН №114. Как уже отмечалось выше, в первом приближении структура литосферы в регионе может быть представлена в виде 2 типов неотектонических единиц: жестких доменов и подвижных зон, обрамляющих домены. По параметру кумулятивной плотности сейсмогенных разрывов, а также сейсмическому режиму удается выявить относительную мобильность зон и доменов коры – а именно, более поврежденные зоны, где параметр плотности имеет повышенные значения и велико количество землетрясений являются наиболее поврежденными и податливыми. Деформациями этих зон (скольжение по разломам мобильных зон) обеспечиваются наблюдаемые тектонические течения. В расчетах для учета различной степени мобильности зон и блоков проводилось варьирование жесткости (упругих) и прочностных характеристик. В результате проведенного анализа литературных данных, а также численного эксперимента (2D моделирование) была создана уточненная структурная модель, в которой имеется три пояса блоков и зон, различающихся по упругим и прочностным характеристикам, представленная на рис. 2, б.

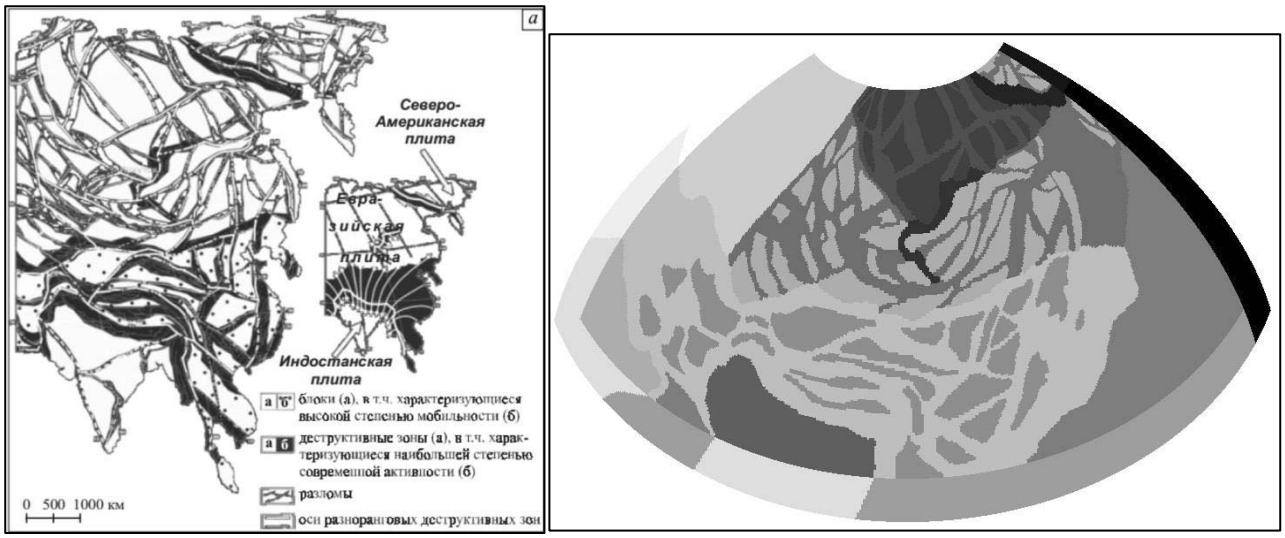


Рис. 2. Карта-схема зонно-блоковой делимости литосферы Центральной Азии (а), уточненная структурная модель (б)

Далее в сферической системе координат в расчетах моделировалось воздействие жесткого штампа Индийской плиты, а также поворота Северо-Американской плиты относительно Евразийской, в соответствующих областях задавались кинематические граничные условия в виде скорости смещений узлов расчетной сетки. Учет Тихоокеанской зоны субдукции на востоке, а также влияния участка литосферы не введенного явно в расчетную модель проведен посредством упругих демпферов. Варьирование жесткости демпферов позволило моделировать необходимую степень стеснения, чтобы рассчитанные тектонические течения, а также НДС внутри Евразийской плиты соответствовали наблюдаемым. На рис. 3 представлены результаты моделирования – распределение неупругих деформаций и вид тензора напряжений по параметру Лоде – Надаи.

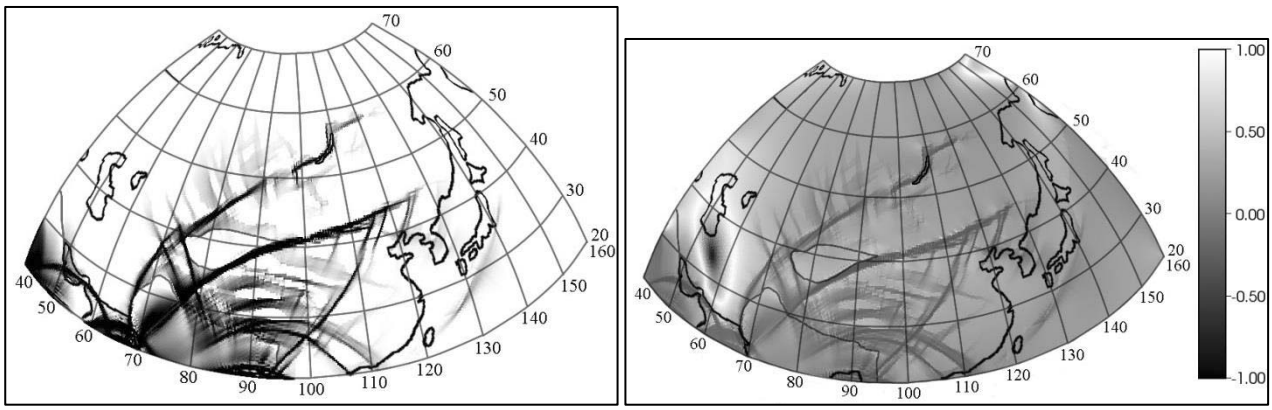


Рис. 3. Распределение неупругих деформаций (а) и вид тензора напряжений по параметру Лоде – Надаи (б)

Распределение параметра Лоде – Надаи (рис. 3, б) свидетельствует о том, что пликативные деформации (рис. 3, а), вызванные квазипластическим течением горных масс вдоль мобильных зон с пониженными упругими и прочностными параметрами, в основном соответствуют сдвиговому и взбросовому характеру деформирования, т.е. $\mu_\sigma \approx +0$, что коррелирует с данными о механизмах очагов землетрясений, происходящих на активных разломах Памира, Гиндукуша и Тянь-Шаня по данным из работ [Кучай и др., 2009]. В то же время, слабо-затронутые неупругой деформацией асейсмичные жесткие блоки – Таримский, Джунгарский становятся концентраторами сжимающих напряжений. По границам жестких доменов, ориентированных ортогонально оси сжатия, параметр Лоде – Надаи $\mu_\sigma \approx 0{,}5$, что соответствует сжатию со сдвигами, наиболее вероятными механизмами землетрясений в этих областях являются взбросы и взбросо-сдвиги. Мобильная зона Большого Алтая и Западного Саяна практически полностью охвачены неупругой деформацией, а котловина Больших озер слабо охвачена неупругой деформацией, что коррелирует с данными, приведенными П.Г. Дядьковым о сейсмическом процессе и разломной сети в Алтае-Саянской складчатой области.

На рис. 4 представлены результаты моделирования тектонического течения в Центральной и Восточной Азии. Сравнение рассчитанного поля смещений блоков Земной коры с данными GPS из работы [Парфеевец и др., 2006] свидетельствуют о хорошем согласии результатов моделирования с наблюдаемыми смещениями.

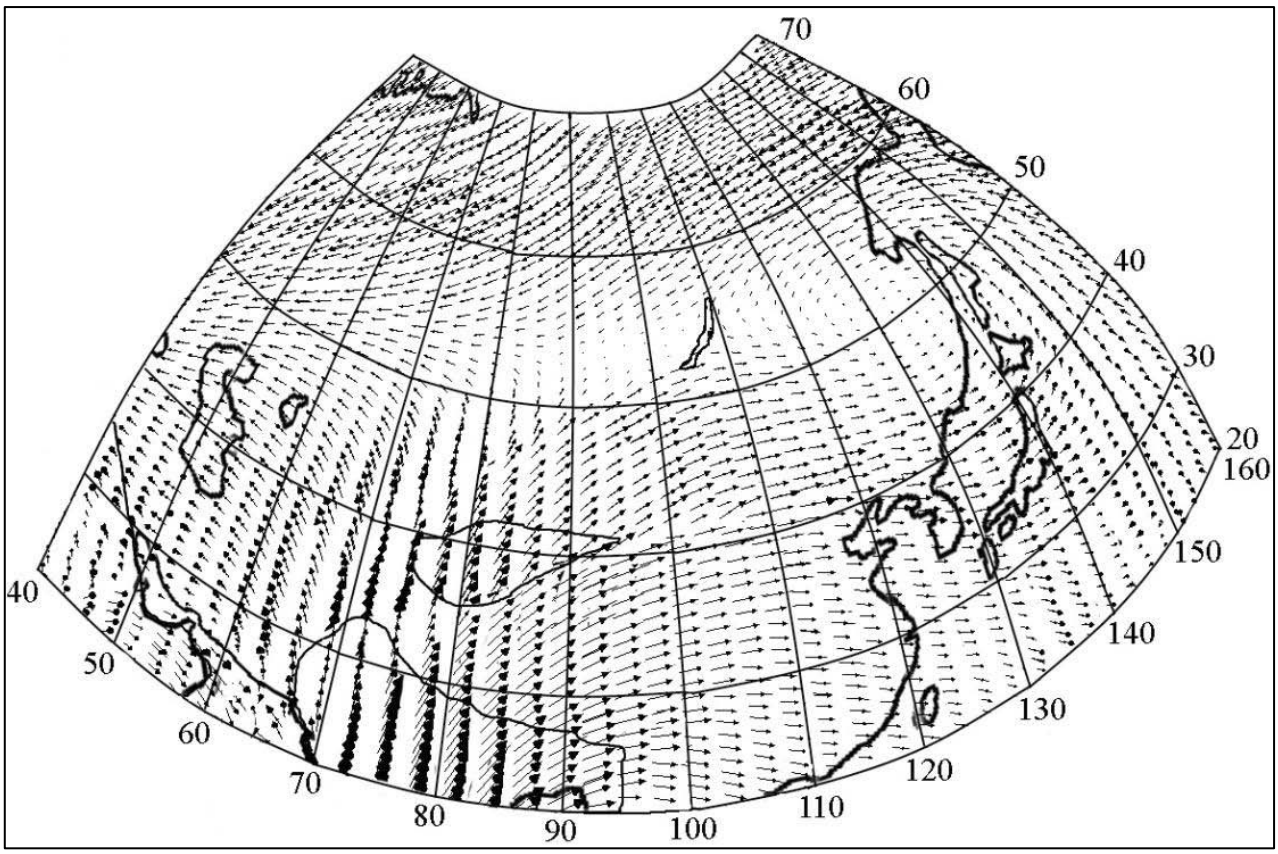


Рис. 4. Рассчитанное тектоническое течение в Центральной и Восточной Азии

Сильным деформациям от Индо-Евразийской коллизии оказалась подвержена Байкальская рифтовая зона. По распределению параметра Лоде – Надаи $-0{,}3 < \mu_\sigma < 0$, а также рассчитанному тектоническому течению, построенному относительно центра озера Байкал (рис. 4), характер деформаций на современном этапе в БРЗ соответствует сдвигу с растяжением, что отвечает состоянию раскрытия рифтовой зоны. Эволюция полей смещений, а также распределения параметра Лоде-Надаи во времени свидетельствуют об инверсии геодинамического режима в Байкальской рифтовой зоне, на начальных этапах формирования рифтовой зоны характер деформирования соответствовал сдвигам со сжатием. Затем в результате изменения степени стеснения за счет дилатансионных эффектов ослабилось сцепление по бортам разломной зоны, произошла смена сценария эволюции. Характер деформации сменился на «рифтовый». По данным работы [Солоненко и др., 1994] механизмы очагов землетрясений в основном демонстрируют сбросовый и сбросо-сдвиговый характер деформаций до 1990 года, затем как отмечается в работе [Мельникова, 2008] количество землетрясений с взбросовым и сдвиговым характером деформаций увеличивается на Юго-Западном фланге БРЗ. Данные работы [Дядьков, 2006] подтверждают, что в Байкальской рифтовой зоне происходила инверсия геодинамического режима в 1992-1996 годах, за счет деформаций на активных окраинах Евразийской плиты, связанные с сейсмическим циклом, затем механизмы очагов землетрясений вновь приобрели «рифтовый» характер.

В области сегмента Черского, где Евразийская плита взаимодействует с Северо-Американской, неупругая деформация слабо выражена и локализована в узкой области вдоль границы сопряжения, что, по-видимому, объясняется значительной жесткостью системы блоков на прилегающих территориях (Сибирский кратон) и мощной стесненностью деформаций, что привело к изолированности очага разрушения геосреды в данной области.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ЧУЙСКО-КУРАЙСКОЙ ЗОНЕ

Ряд исследований посвящен сейсмическому процессу в Алтае-Саянской складчатой области, как области, обладающей значительным сейсмическим потенциалом, а также на сопредельных территориях Северного Тибета, Тянь-Шаня, Джунгарии и Байкальской рифтовой зоны, как областей, связанных между собой общим региональным полем напряжений Центральной Азии.

Анализ крупных сейсмических активизаций в Алтае-Саянской складчатой области, проведенных в работе [Дядьков, 2008] при крупных землетрясениях – Урэг-Нурском, Зайсанском и Чуйском, показал, что очаговые зоны этих землетрясений находятся в изолированном состоянии, так как отсутствует реакция сейсмического режима на внешние возмущения в отличии от Северного Тибета, Тянь-Шаня. Это свидетельствует о жесткости блоков, окружающих зону подготовки очагов этих землетрясений. В первом приближении область подготовки Чуйского землетрясения может рассматриваться как область мягкого включения в жестком включении.

Чуйско-Курайская зона расположена в центральной части Большого Алтая, мобильной зоны с развитой разломной сетью и сейсмичностью. Особый интерес к ней вызван Чуйским землетрясением, 27.09.2003, достаточно мощным для территории Русского Алтая, который хорошо изучен в ряде работ [Еманов и др., 2005, 2009; Лескова и др., 2006; Гольдин и др., 2008]. За основу структурной модели зоны принята уточненная карта из работы [Лескова и др., 2006] о зонно-блоковом строении литосферы в Чуйско-Курайской зоне и данным о разломах, обновленных в неоген-четвертичное время по работе [Рогожин, 2004]. На рис. 5 представлены уточненная карта-схема зонно-блоковой делимости литосферы Чуйско-Курайской зоны (а) и карта-схема расположения разломов (б).

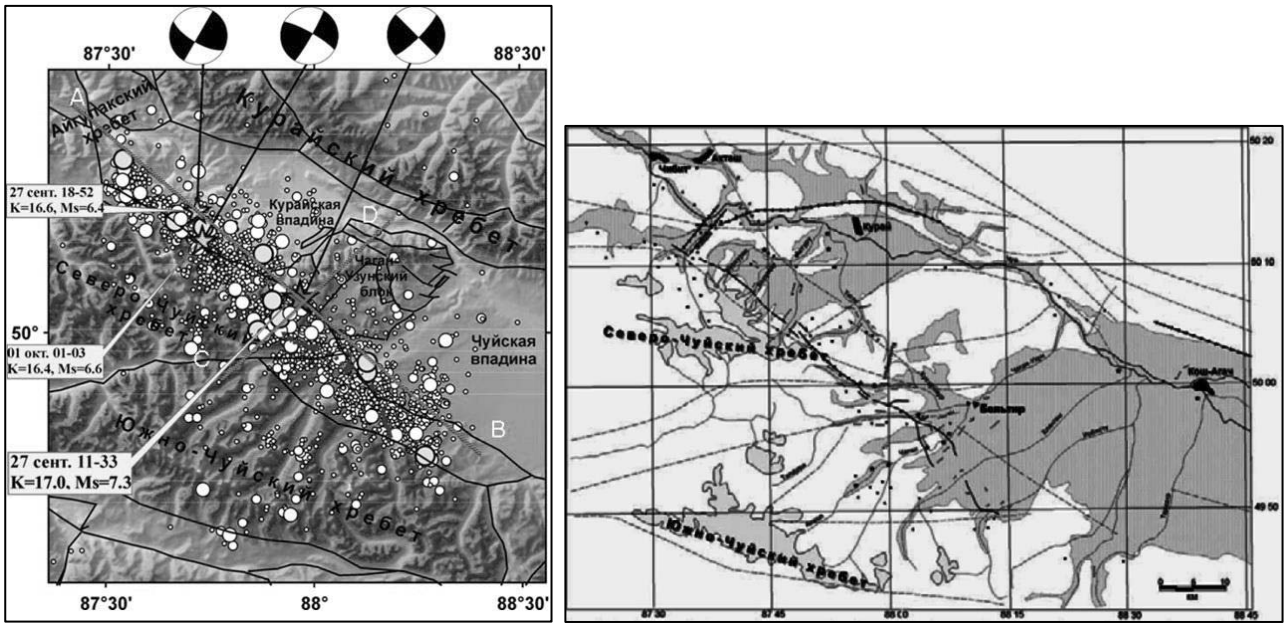
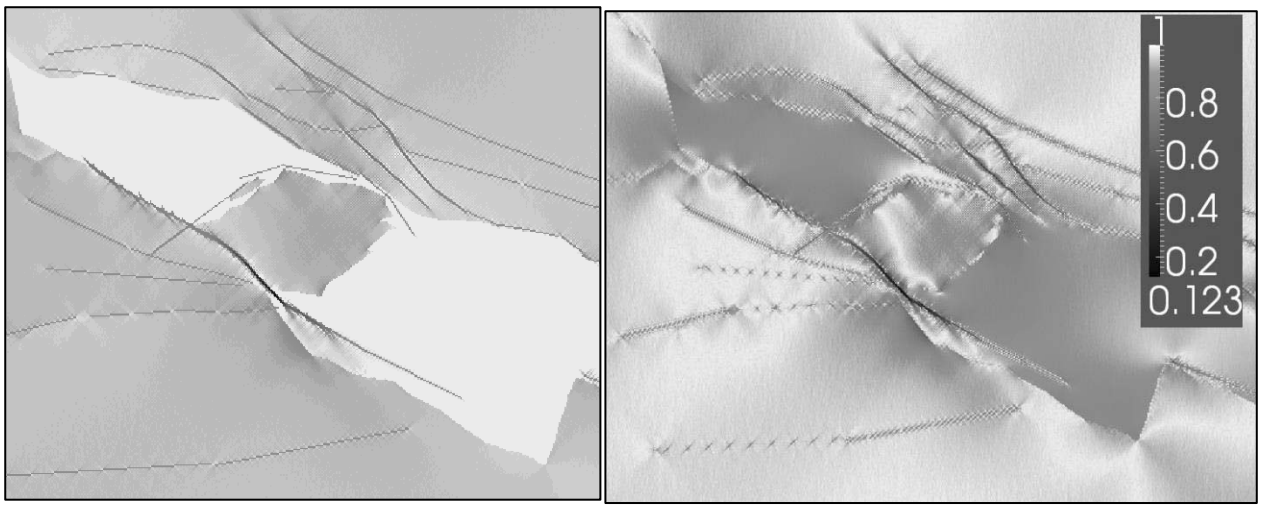


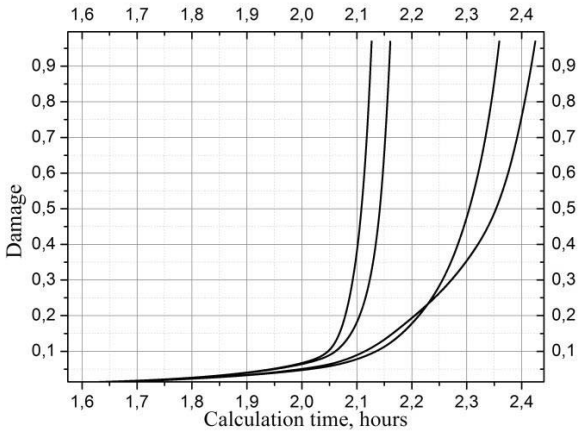
Рис. 5. Уточненная карта-схема зонно-блоковой делимости литосферы (а) и карта-схема расположения обновленных разломов (б)

В качестве граничных условий по направлению субмеридионального сжатия коры, вызванного Индо-Евразийской коллизией, прикладывались кинематические граничные условия в виде скорости смещений узлов расчетной сетки. Наличие участков геологической среды не введенных явно в расчетную модель учитывалось посредством упругих демпферов, определяющих степень стесненности деформаций. Прочностные характеристики блоков и зон литосферы определялись в соответствии с данными о распределении параметра кумулятивной плотности сейсмогенных разрывов по данным работы [Дядьков, 2010]. Одно сейсмическое событие моделировалось, как стадия сверхбыстрого смещения в режиме с обострением, когда сдвиговая прочность (сцепление) деградировало до нуля в результате накопления повреждений на конкретном участке геосреды. Фактически это означает, что плотность сейсмогенных разрывов постепенно растет и консолидированная среда становится разрыхленной, что приводит к автокаталитическому процессу уменьшения сцепления по берегам разломной зоны и крупномасштабному смещению, сопровождающемуся эмиссией сейсмических волн. Энергия одного расчетного сейсмического события подсчитывалась как работа, совершенная упругими напряжениями на соответствующих деформациях на закритической стадии эволюции геосреды. На

рис. 6 представлены результаты моделирования – распределение неупругой деформации (а), вид напряженно-деформированного состояния по параметру Лоде – Надаи (б), а также эволюция поврежденности среды на нескольких участках геосреды (в).



а б



в

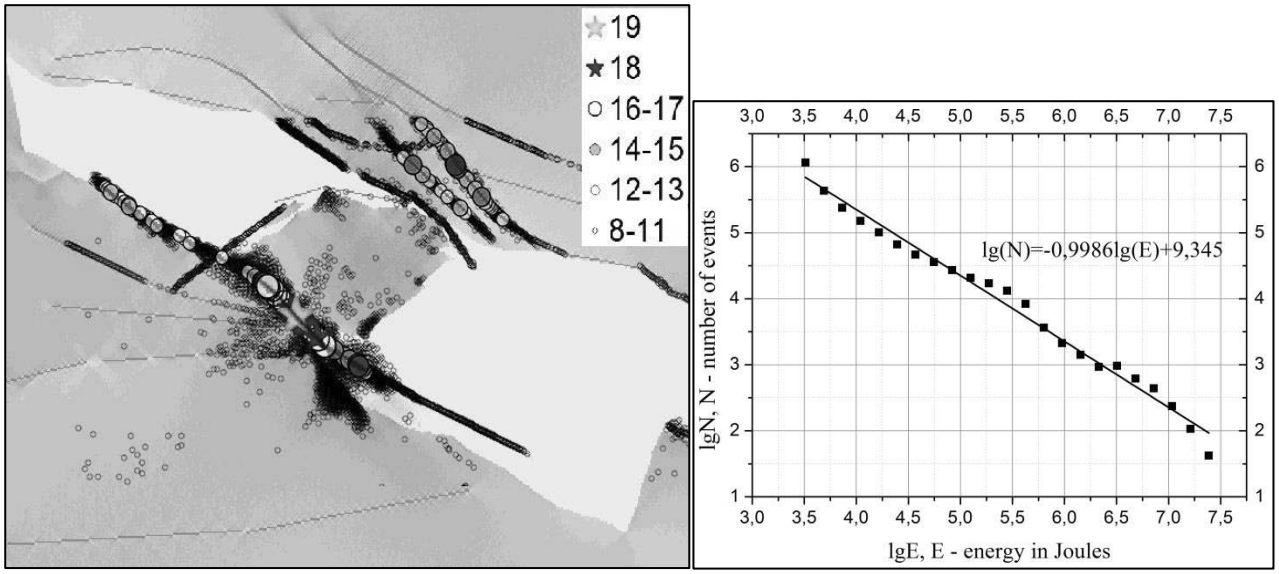
Рис. 6. Распределение неупругой деформации (а), вид напряженно-деформированного состояния по параметру Лоде – Надаи (б), эволюция поврежденности среды на нескольких участках (в)

Как показывают расчеты, пространственная ориентация разлома Кускуннур, по которому произошла катастрофическая подвижка в 2003 году, при данных параметрах структурной модели, а также соответствующих физико-механических характеристиках блоков и зон, наиболее соответствует ориентации максимальных касательных напряжений от субмеридионального сжатия. Распределение неупругой деформации показывает, что вблизи Чаган-Узунского блока произошло наибольшее смещение по берегам разлома Кускуннур. Кроме активизации разлома Кускуннур, происходит активизация остальных разломов структурной модели Чуйско-Курайской зоны.

Сравнение распределения параметра Лоде – Надаи с данными о реконструкции вида НДС по методу катакластического анализа, выполненного в работе [Лескова и др., 2011], свидетельствует о хорошем согласии результатов моделирования с наблюдаемым полем природных напряжений. Разломы, ориентированные по направлению максимальных касательных напряжений, подвержены сдвигу со сжатием ($\mu_\sigma \approx 0.12$), в остальной области блоки литосферы находятся в сжатом состоянии ($\mu_\sigma > 0.5$). По данным той же работы, механизмы очагов землетрясений афтершоковой последовательности Чуйского землетрясения в подавляющем большинстве случаев отвечают взбросам и сдвигам, что соответствует ситуации общего регионального сжатия. Лишь небольшое число афтершоков имело сбросовый механизм очагов.

Мониторинг поврежденности среды на нескольких участках (рис. 6, в) указывает, что процесс является самоускоряющимся (автокаталитическим) и на заключительной стадии поврежденность растет в режиме с обострением, что приводит к катастрофе на данном участке.

Особый интерес представляет изучение пространственно-временно́й структуры сейсмического процесса в Чуйско-Курайской зоне. Наиболее полно структура и фазы афтершокового процесса Чуйского землетрясения изучены в работе [Еманов и др., 2009]. По данным этой работы, Чуйское землетрясение имело 2 крупных афтершока в течение нескольких дней после самого события. Пространственно-временная структура сейсмического процесса указывает на миграцию 2 сильнейших афтершоков из очаговой зоны главного толчка к Северо-Западу, которые произошли на границе Курайской впадины и Северо-Чуйского хребта. После второго афтершока все облако афтершокового процесса вытянулось вдоль магистрального сместителя (около 90 км вдоль линии активизации и около 40 км поперек). На рис. 7 представлено пространственное распределение всех расчетных сейсмических событий, наложенное на структурную модель Чуйско-Курайской зоны, а также график повторяемости для этих событий.



а б

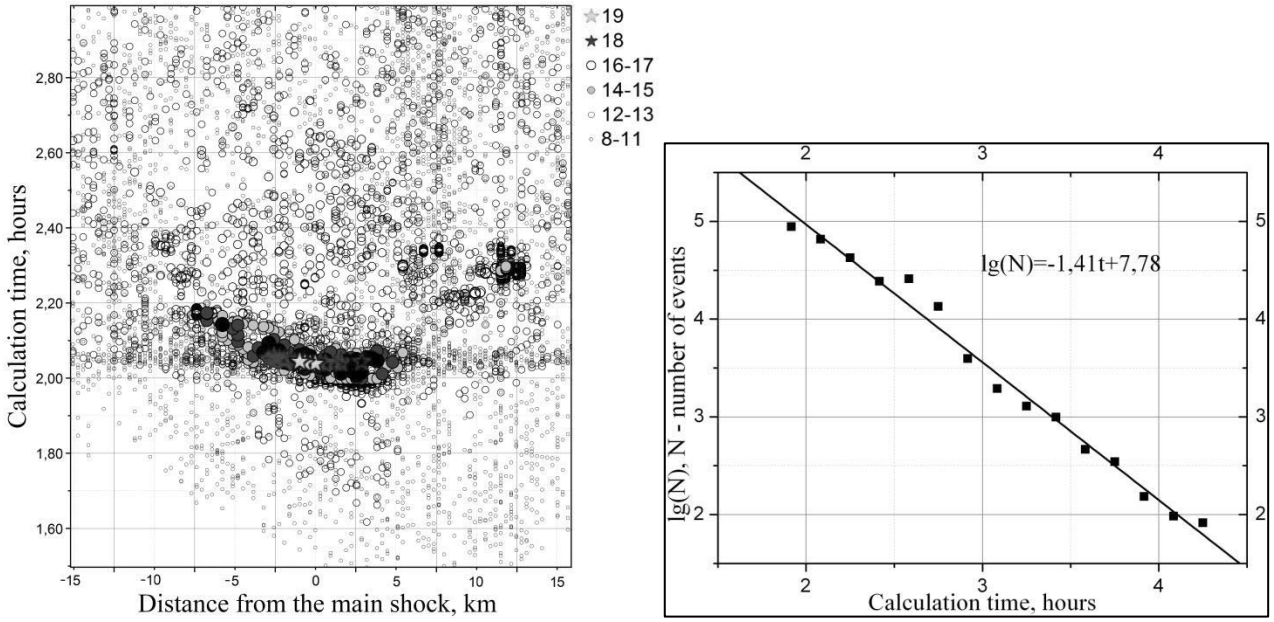
Рис. 7. Пространственное распределение расчетных сейсмических событий в Чуйско-Курайской зоне (а), график повторяемости для этих событий (б)

Распределение очагов расчетных землетрясений свидетельствует об активизации большинства разломов, в том числе и разлома Кускуннур, где наблюдаются сильнейшие события, что коррелирует с данными приведенными в работе [Рогожин, 2004] об активизации разломов ближней зоны подготовки Чуйского землетрясения в неоген-четвертичное время. Весь спектр событий был разбит на 19 условных классов, в соответствии с известной формулой сейсмологов $K = lgE$, где E – сейсмическая энергия, выделившаяся при одном событии. На рис. 8 нанесены все расчетные сейсмические события старше 8 класса, в связи с чем, достаточно сложно проследить эволюцию сейсмического режима во времени. На рис. 8 представлена пространственно-временна́я структура расчетного сейсмического процесса (в проекции на ось Ох) и закон Омори для афтершокового процесса на разломе Кускуннур. Пространственно-временная структура, а также расчетный закон Омори показывают, что наблюдается короткая форшоковая последовательность, затем происходит главное событие, в афтершоковой последовательности происходит миграция расчетных землетрясений вдоль разлома Кускуннур вначале к Юго-Западному окончанию Северо-Чуйского хребта, а затем к Южно-Чуйскому хребту. Затем афтершоковый процесс, в соответствии с законом Омори, постепенно затухает, переходя к фоновой сейсмичности, хотя на разломе Кускуннур наблюдается достаточно плотный рой расчетных землетрясений. Сравнение расчетного сейсмического режима с данными инструментальных наблюдений, приведенных в ряде работ [Еманов и др, 2009], свидетельствует о хорошем согласии результатов моделирования с современным сейсмическим процессом в Чуйско-Курайской зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для настоящей работы важным является не только совпадение результатов моделирования с инструментальными наблюдениями, но также и то, что следуя развиваемой авторами эволюционной концепции землетрясений [Макаров и др., 2010], в расчетах удается воспроизвести фундаментальные

свойства нелинейных динамических систем, каковыми являются все нагружаемые твердые тела и среды, в том числе и геосреды. К таким базовым свойствам относятся самоорганизованная критичность – выражающаяся в степенной статистике системных параметров – закон повторяемости сейсмических событий Гуттенберга – Рихтера и закон Омори для временной последовательности афтершоков. Наличие свойства самоорганизованной критичности означает стремление системы к некому метастабильному квазиравновесному состоянию, не исключая переход к такому состоянию через катастрофы различных масштабов, что и приводит к степенной статистике. Для нагружаемых геосред, как иерархически организованных многомасштабных систем это означает, что процесс разрушения выйдет на максимально возможный масштабный уровень. За счет существенной нелинейности процесса разрушения во времени разрушение развивается в режиме с обострением на закритической стадии эволюции, в соответствии с терминологией [Курдюмов, 2006] и это еще одно фундаментальное свойство процесса эволюции нелинейных динамических систем. Подобный эволюционный подход позволил также провести моделирование медленной динамики, выражающейся в миграции расчетных землетрясений.



а б

Рис. 8. Пространственно-временна́я структура расчетного сейсмического процесса (в проекции на ось Ox) (а) и закон Омори для афтершокового процесса на разломе Кускуннур (б)

В результате проведенного моделирования удалось численно воспроизвести эволюцию тектонических течений, напряженно-деформированного состояния складчатых областей Центральной Азии, как результата взаимодействия Евразийской плиты в сейсмоактивных обрамляющих поясах. А также численно воспроизвести сейсмический процесс в Чуйско-Курайской зоне, как результата субмеридионального сжатия, вызванного Индо-Евразийской коллизией. Результаты численного моделирования находятся в хорошем согласии с инструментальными наблюдениями.

Все полученные результаты убедительно подтверждают, что численные решения системы уравнений в частных производных механики деформируемого твердого тела воспроизводят эволюцию напряженно-деформированного состояния элементов Земной коры в полном соответствии с фундаментальными законами эволюции нелинейных динамических систем и являются важным инструментом анализа сейсмического и тектонического режимов.

ЛИТЕРАТУРА

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации.// Успехи механики, 1989. Т. 12, № 1. С. 131-183.

Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая // Физическая мезомеханика, 2008. Т. 11, №1. С. 5-13.

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

Дядьков П.Г., Кучай О.А и др. Стадии подготовки Алтайского землетрясения (27.09.2003 Г., MW = 7.3) и связанные с ними состояния сейсмогенной среды // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13, № S1. С. 78-82.

Дядьков П.Г., Назаров Л.А., Назарова Л.А. и др. Возможное влияние землетрясений в северном Тибете (2001 г.) и близ о. Хокайдо (2003 г.) на процесс подготовки Алтайского землетрясения 2003 года // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9, № 1. С. 67-72.

Еманов А.А., Лескова Е.В. Структурные особенности афтершокового процесса Чуйского (*Горный Алтай*) землетрясения // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1065-1072.

Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.В. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Физическая мезомеханика, 2009. Т. 12, № 1. С. 29-36.

Имаева Л.П., Имаев В.С. и др. Закономерности сейсмотектонической деструкции сейсмического пояса Черского (СПЧ) / Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике. В 2-х т. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2012. Т. 2. С. 31-33.

Копп М.Л. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы / М.Л. Копп, отв. ред. академик Ю.Г. Леонов. М.: Наука. 2005. 340 с. с ил.

Курдюмов С.П. Режимы с обострением: эволюция идеи / С.П. Курдюмов. Под ред. Г.Г. Малинецкого. 2-е изд., испр. и доп. М.: Физматлит. 2006. 312 с.

Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Механизмы очагов землетрясений Центральной Азии // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 17-24.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Напряжённо-деформированное состояние Чуйско-Курайской зоны (Горный Алтай) // Современная тектоника. Методы и результаты. Материалы Второй молодёжной школы-семинара. М.: ИФЗ. 2011. Т. 1. С. 154-160.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Характер деформаций в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (27 сентября 2003 г., К=17, Горный Алтай) по данным анализа фокальных механизмов афтершоков // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 51-55.

Макаров П.В. Математическая теория эволюции нагружаемых твердых тел и сред // Физ. мезомех. 2008. Т. 11, № 3. С. 19–35.

Макаров П.В., Еремин М.О. Модель разрушения хрупких и квазихрупких материалов и геосред // Физическая мезомеханика. 2013. Т. 16, № 1. С. 5-26.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П. и др. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. Новосибирск: Академич. изд-во «Гео». 2007. 235 с.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Евтушенко Е.П., Перышкин А.Ю. Модель землетрясения как сверхбыстрый катастрофический этап эволюции нагружаемой геосреды // Физ. мезомех. 2010. Т. 13, № S1. С. 29–35.

Мельникова В.И. Деформационные параметры Земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным / Авфтореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск: 2008. 19 с.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряжённое состояние земной коры и геодинамика западной части Байкальской рифтовой системы. от ред. К.Г. Леви. Институт земной коры СО РАН. Новосибирск: «Гео». 2006. -151. С. 5-9747-00562 (в пер.).

Рогожин Е.А. Сильнейшие сейсмические события 2003 года // Е.А. Рогожин, ИФЗ РАН. М.: Науки о Земле. 2004. 14 с.

Семинский К.Ж. Иерархия зонно-блоковой структуры литосферы Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 10. С. 1018-1030.

Солоненко Н.В., Мельникова В.И. Механизмы очагов землетрясений Байкальской рифтовой зоны за 1981 – 1990 гг. // Геология и геофизика. - 1994. - Т.35, №11. С. 99-107.

Стеблов Г.М., Фролов Д.И., Куксенко В.С. Кинематика движения материков Земли // Физика твёрдого тела. 2005. Т. 47, вып. 6. С. 1009–1014.

Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика, 2005. Т. 8, № 3. С. 129-142.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ АРДОН – ЦХИНВАЛ (ТРАНСКАМ)

Н.В. Зайцева, Ф.В. Передерин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, znv@ifz.ru, crash@ifz.ru

В докладе приводится ряд результатов полевых исследований, сочетающих в себе геологическое картирование и геофизическое профилирование на территории Северного Кавказа в 2010, 2012 гг. и Южного Кавказа в 2013 г. Одной из задач являлось сопоставление геологических особенностей, получаемых на поверхности, с глубинным строением Большого Кавказа. Летом 2012 г. авторы в составе экспедиции ИФЗ РАН участвовали в сборе данных для геологического профиля (северная часть рис. 1) и получении данных для построения разреза по методу микросейсмического зондирования (рис. 2).

Полевой сбор данных для геологического профиля проходил вдоль Военно-Осетинской дороги, от подножья северного склона Б. Кавказа с захватом Скалистого, Бокового и Главного хребтов Кавказа. Длина профиля полевой съемки составила 50 км. На рис. 1 видно, что по особенностям строения Северный Кавказ можно поделить на 3 зоны: первая с моноклинальным залеганием слоев, вторая – с блоковой структурой, а породы третьей зоны смяты в складки. Первая зона сложена известняками палеогена, мела и верхней юры, которые залегают в виде слоев мощностью 0,5 до 2 м, падающих на север под углом 30°. Разломы в этой части выражены изменением углов наклона слоев в крыльях, мраморизацией известняков, увеличением растительности в ослабленных зонах. Местами по разломам выработаны долины ручьев или небольших горных рек. Вторая зона представлена нижнеюрскими аргиллитами, андезитами, габбро, гранитами, палеозойскими гранитами и гранодиоритами, кремнями, сланцами. Породы слагают крупные блоки, относительно приподнятые и опущенные по близвертикальным разломам. В эту часть входит и зона «Главного надвига», обозначенная метаморфизованными магматическими разновидностями пород. Третья зона представлена переслаивающимися нижнеюрскими аргиллитами и алевролитами, смятыми в многочисленные наклонные к югу складки.

К южной части транс-Кавказского профиля был подстроен уже имеющийся геологический профиль Е.А. Рогожина, пройденный им по той же дороге. (южная часть рис. 1).

Особенностью полевой геологической съемки явилось то обстоятельство, что координаты точек геологического профиля привязывались к точкам геофизического профиля измерений, по результатам которого строился разрез методом микросейсмического зондирования. Такая постановка работ дала возможность точной пространственной привязки реперных геологических объектов и особенностей глубинного строения.

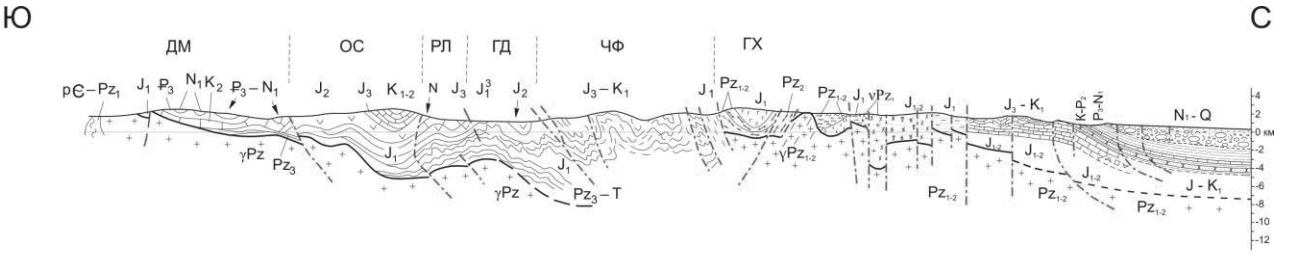


Рис. 1. Структурно-геологический профиль вкрест Осетинского сектора Б.Кавказа. Северная часть профиля построена авторами по результатам полевых исследований 2012г. и собранным данным Ю. В. Харазовой, южная часть построена Е.А. Рогожиным. Разными знаками показаны породы, слагающие три структурные зоны; индексы – возраст пород, красные штрих-пунктиры – разломы; ГХ- зона Главного хребта

Летом 2013 года работа над построением геофизического профиля была продолжена силами геофизиков Владикавказского научного центра Геофизических Исследований РАН. Профиль микросейсмического зондирования был доведен до Цхинвала. Следует отметить, что как в северной,

так и в южной части профиля наблюдается хорошее соответствие геологических данных с геофизическими: крупные разломы, изменения состава пород находят свое отражение на глубине.

Кроме того, сопоставление профилей показало, что сложное складчато-блоковое строение в трех зонах на поверхности находится в хорошем согласии с глубинной структурой земной коры.

Повторим, что в геологическом профиле выделяются три зоны в строении Кавказа - с моноклинальным залеганием слоев, с блоковой структурой и зона с породами, смятыми в складки, куда вошла южная часть профиля. На микросейсмическом профиле под зоной с блоковой структурой, соответствующей максимальным высотам гор Кавказа, на глубине 9 км ниже уровня моря наблюдается массивный объем с пониженными сейсмическими скоростями, напоминающий по форме большой корень, протягивающийся на 30 км на юг, не поднимаясь при этом выше указанной глубины. В этой части разреза ввиду крупноблочной структуры поверхности естественно предположить вертикальный характер движений над этим массивом. С другой стороны, наличие складчатости с южной стороны профиля и задирание слоев, наличие местами кулисообразных складок в его северной части говорит о сжатии. Таким образом, на основе сопоставления геологических и геофизических данных можно предложить схему развития Большого Кавказа на современном этапе, сочетающую в себе сжатие с последующим поднятием измененных пород и проявляющимся на поверхности в виде глыбовых построек.

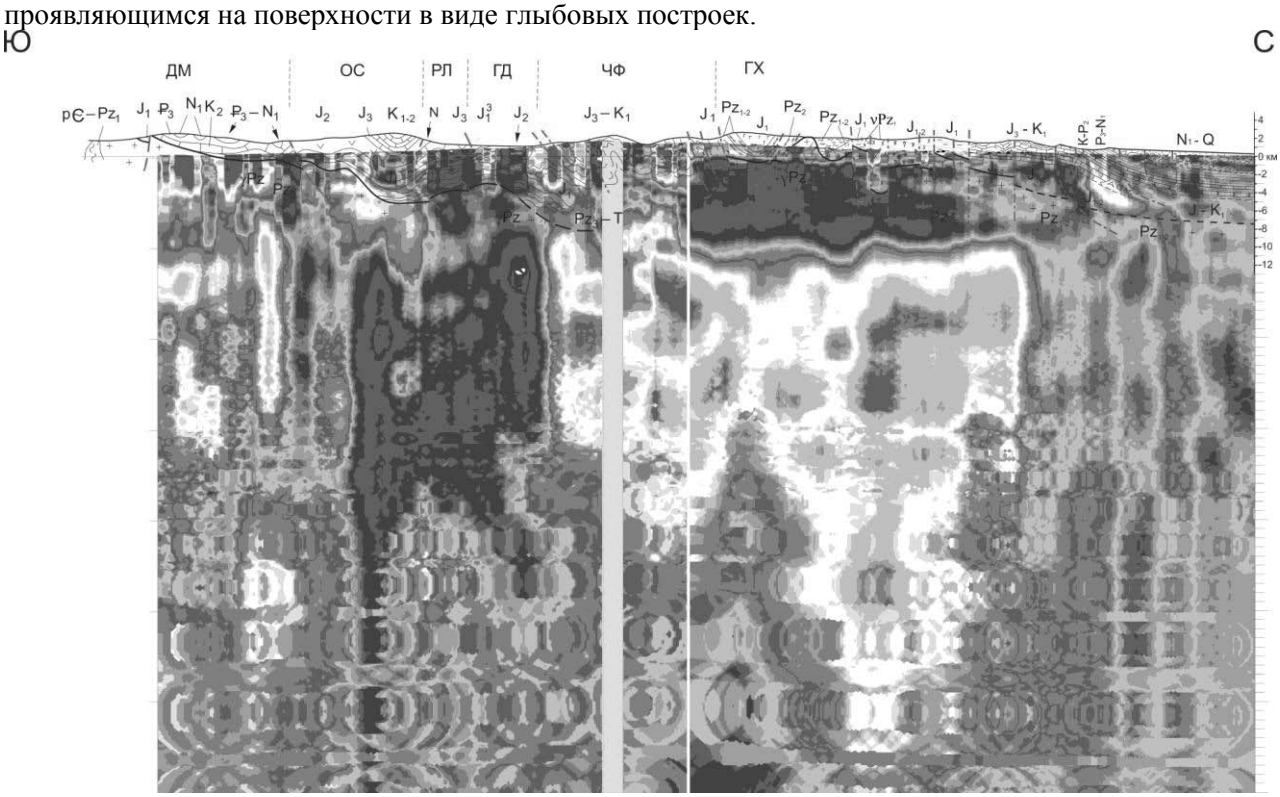


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль вкрест Большого Кавказа в районе Ардон-Цхинвал

То есть, вопрос об основном механизме горообразования (складкообразование ввиду горизонтального сжатия или вертикальное поднятие), видимо, решается в рамках представлений об их совместном проявлении.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РЕГИОНАХ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ЖЕТЫСУЙСКОГО АЛАТАУ

А.Б. Кайранбаева, А.Ж. Бибосынов, А.В.Иванчукова

ДТОО «Институт ионосферы» Казахстан. г. Алматы Kairanbaeva_A@mail.ru, bybred@mail.ru, iva8807@mail.ru

Лаборатория геодинамики активно проводит исследования современные движения земной поверхности, геологические, геофизические и геодинамические особенности строения земной коры и литосферы сейсмоопасных регионов Северного Тянь-Шаня и Жетысуйского Алатау, мониторинг электрического поля Земли с целью выявления ионосферных предвестников землетрясений. В результате этого построена трехмерная модель распределения параметров напряженно-деформированного состояния для регионов Северного Тянь-Шаня и Жетысуйского Алатау различных масштабов, в зависимости от рельефа территории, геотектоники, геомеханических свойств горных пород, геодинамических, в том числе сейсмических, и геофизических процессов, произведена оценка данных землетрясений на Северо-Тянь-Шаньском регионе, проведена оценка влияния сейсмической активности на геомеханические свойства и геодинамическое состояние горных пород. Расширена база геолого-геофизических данных информацией о влиянии сейсмической активности региона на геомеханические свойства горных пород, получены данные напряжений основного предкритического состояния при сфероидальных колебаниях модели Земли.

Результаты работы непосредственно используются для ведения геодинамического мониторинга, определения напряженно-деформированного состояния земной коры в регионах Северного Тянь-Шаня и Жетысуйского Алатау.

Ключевые слова: геодинамика, сейсмическая активность, наземно-космический мониторинг геодинамических и геофизических явлений, напряженно-деформированное состояние, геомеханическая модель.

ВВЕДЕНИЕ

За последние 15-20 лет на территориях ряда государств непрерывно проводятся GPS-наблюдения, и особое внимание уделяется территориям со значительным сейсмическим риском. Передовыми в этом направлении являются такие государства, как США, ряд стран Европы, на Азиатском континенте подобные работы проводятся в Японии, Китае, Индии и других государств. В используемой технологии много общих черт, а различия определяются лишь местными условиями и техническими возможностями. В настоящее время Лаборатория геодинамики продолжает наблюдения в непрерывном режиме на Северном Тянь-Шане вблизи г. Алматы и сосредотачиваются они вблизи линии критической скорости деформирования поверхности. Существующие сейсмические риски в регионах Северного Тянь-Шаня и Жетысуйского Алатау продолжают возрастать, что обусловлено углублением урбанизации этих регионов и практическим отсутствием прогноза сейсмической опасности во всем энергетическом спектре известных здесь сейсмических событий. Появление новых технологий изучения геодинамических процессов, в частности, уже проведенные в Центрально Азиатском регионе исследования современных движений земной поверхности средствами космической геодезии и их интерпретация позволили установить четко выраженную пространственную приуроченность расположения эпицентров сильных землетрясений и находимых экспериментально параметров деформационных проявлений на поверхности. Использование новейших средств расчета моделей земной коры на примере региона Северного Тянь-Шаня и Жетысуйского Алатау дает возможность оценить новейшие идеи о георезонансах собственных колебаний Земли и вынуждающих приливных воздействиях как о ранее неизвестном спусковом механизме сильных землетрясений. В работе предусматривается также изучение физических механизмов литосферно-атмосферно-ионосферных связей и разработка методов выделения отклика ионосферы на сейсмические события на фоне ионосферных вариаций, обусловленных космической погодой, на базе глобального и регионального мониторинга ионосферы.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

При проведении исследований были выполнены следующие задачи:

- разработаны элементы системы интерпретационной обработки данных GPS;

- проведена оценка элементов прогностических возможностей технологии GPS на основе расчетов и анализа данных по скорости деформационных процессов земной коры,

- смоделировано напряженно-деформированное состояние (НДС) земной коры регионов Северного Тянь-Шаня и Жетысуйского Алатау,

- построены модели объемного распределения критических значений НДС,

- проводился непрерывный мониторинг ионосферы с целью поиска предвестников землетрясений.

Исследования в данном направлении в рамках программы «Прикладные научные исследования в области космической деятельности» ведутся с 2009 года. За эти годы создан центр сбора полевой информации и аппаратурно-программный комплекс на основе развертывания сети GPS. Создана специализированная база комплексных данных для построения трехмерных моделей НДС земной коры Северо-тянь-шаньского региона. Данная работа является продолжением многолетних исследований. В настоящее время в исследовании медленных современных движений земной поверхности технологии GPS-мониторинга являются преобладающими, поскольку они в совокупности с современной методикой обработки его результатов обладает наибольшей чувствительностью к медленным движениям. Для выполнения работы используется не только данные глобальных GNSS-сетей, а также созданная вблизи г. Алматы функционирующая локальная сеть непрерывных GPS-наблюдений, состоящая из 10 станций. Причем, 5 станций принадлежат ГУ «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция» (СОМЭ), и 5 станций АО «НЦКИТ». По результатам GPS-наблюдений на станциях локальной сети определяются особенности напряженно-деформированного состояния отдельных блоков земной коры для выявления связи между процессами деформирования и особенностями строения земной коры.

Для выполнения поставленных задач используется следующая экспериментальная база:

- Ионосферная обсерватория, оснащенная современным ионозондом и системой компьютерной регистрации и обработки данных вертикального зондирования ионосферы;

- действует сеть из 10-ти GPS- приемных станций непрерывного режима наблюдений (5- ГУ «СОМЭ», 5- АО «НЦКИТ»);

- рабочие места и компьютерное оборудование с необходимым периферийным оснащением;

- современные версии программных комплексов GAMIT/GLOBK, Flac3D;

- комплекс спутниковой связи SKY-EDJ-PRO используемый для обмена данными;

- обеспеченность высокоскоростным интернетом;

- программный комплекс для проведения численных расчетов моделей земной коры;

- подготовлен штат сотрудников, владеющих на высоком методическом уровне технологией моделирования геодинамических явлений для сред высокой сложности в 2-х и 3-х- мерном вариантах.

Для метрологического обеспечения выполнения НИР использовались результаты GPS-наблюдений, выполненные на международном Центрально Азиатском геодинамическом полигоне с использованием современной аппаратуры, а также геолого-геофизические данные, обработанные и систематизированные в АО «НЦКИТ» и «Институте сейсмологии» МОН РК в течение последних лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Непрерывно действующий мониторинг в регионах Северного Тянь-Шаня и Жетысуйского Алатау сможет значительно продвинуть проблему прогноза, тем более, что используются новейшие средства расчета моделей земной коры и на примере этого региона оценены новейшие идеи о георезонастных собственных колебаний Земли и вынуждающих приливных воздействиях как о ранее неизвестном спусковом механизме сильных землетрясений на фоне деформационных процессов в земной коре под действием внутренних тектонических и сейсмических факторов. [Cloetingh Sierd, Negendank, 2010; Jaeger et al., 2007; Жантаев, Егоров, 2011] В реализации этого эксперимента использованы данные спутниковой геодезии, ДЗЗ и других геофизических методов.

Обработанные данные скоростей движения пунктов GNSS-наблюдений позволили определить трендовое направление для сеточной модели исследуемого региона, для каждой ячейки сетки значение было получено путем линейной интерполяции.

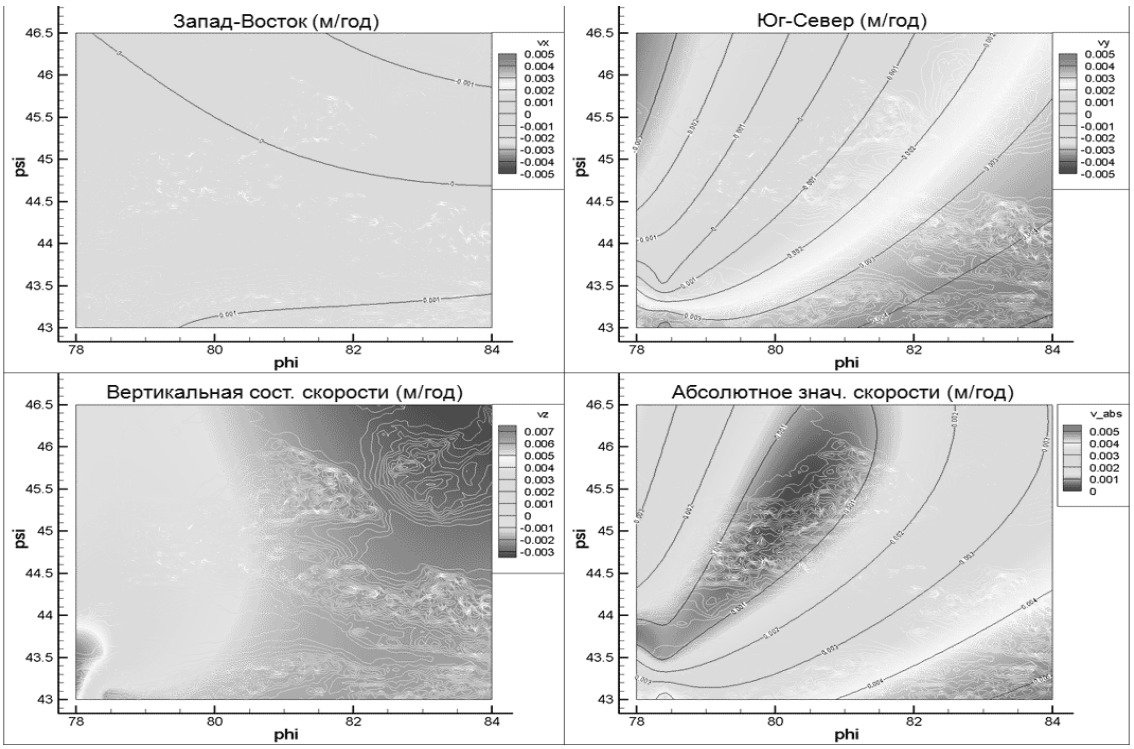


Рис. 1. Трендовые движения земной поверхности исследуемого региона 2011 г. (Интерполированные данные скоростей с использованием глобальной и локальной сетей GNSS станции за 2011 год)

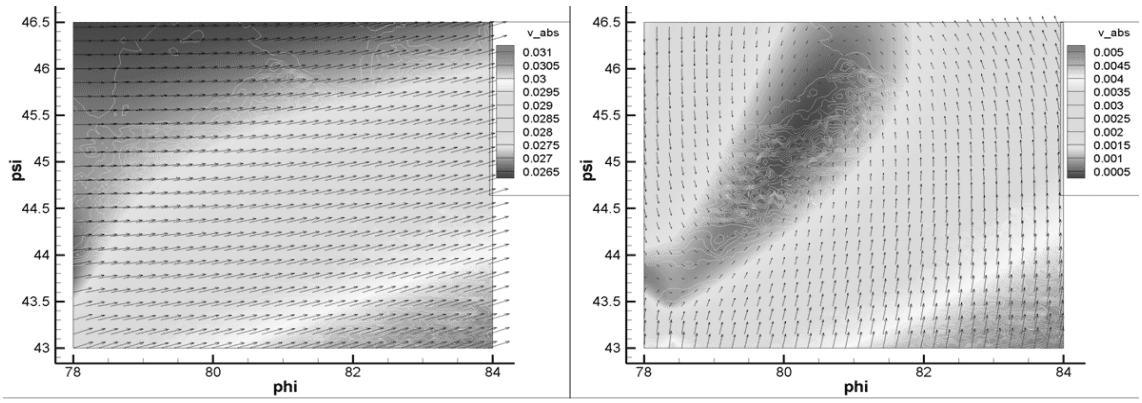


Рис. 2. Движение земной поверхности, относительно центра земли (слева) и относительно Евразийского континента (справа) - Абсолютные значения скоростей в м/год.

По полученным обработанным GPS-данным с глобальной и локальной сети видны зоны сжатия и относительного растяжения земной коры исследуемого региона. Данные о скорости движения земной поверхности относительно Евразийского континента показывают, что горные хребты попадают на зоны кручения, что не отражается в абсолютных скоростях (рис. 1, 2).

Для необходимости и удобства вычисления рельеф дневной поверхности оцифрован и имеет двумерный сеточный вид. Точность исходных данных рельефа дневной поверхности равна 300 метрам. Сеточная модель земной коры является основой для созданной структуры базы геолого-геофизических, картографических данных для исследуемого региона.

Созданная база данных привязана к географическим координатам и глубине, включает следующие данные исследуемого региона:

- рельеф поверхности (единица измерения в метрах);
- компонента скорости поверхности земли Запад-Восток (метры в год);
- компонента скорости поверхности земли Юг-Север (метры в год);
- вертикальная компонента скорости (метры в год);
- абсолютная величина скорости (метры в год);
- дивергенция скорости (1/сек);
- осредненные геомеханические параметры.

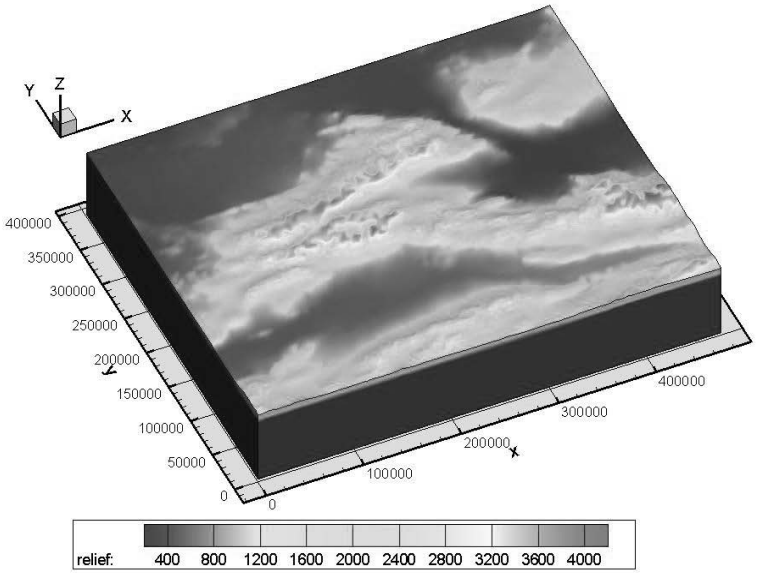


Рис. 3. Построение 3D геометрической модели земной коры – область (43.0° – 46.5°) С.Ш., (78.0° – 84.0°) В.Д. и до глубин 40 км, охватывающей горные системы – хребты Жетысуйского Алатау, Боро-Хоро, Кетмень

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследована геотектоническая и сейсмическая активность земной коры территории Северного Тянь-Шаня и определение их влияния на геомеханические свойства и геодинамическое состояние горных пород

Обработан каталога землетрясений с выделением однотипных групп по регистрации и по энергетическому классу

Исследована сейсмоактивность земной коры территории Северного Тянь-Шаня за период с 1929 г. по 2010 г., выделены однотипные по энергетическому классу группы землетрясений. Энергетический класс землетрясений принят как основной параметр, влияющий на геомеханические свойства грунтов, и учитывается в сеточной 3D модели земной коры Северного Тянь-Шаня.

Каталог землетрясений в регионе выглядит следующим образом:

Таблица. Каталог землетрясений за 1929-2010гг

Год / Месяц / День / Час / Минута / Секунда / координаты / глубина / Энергетический класс								
1929	1	10	11	24	0	40 30 77 30	-1	10.0
1929	2	15	0	6	0	40 18 72 06	-1	10.0
1929	2	17	5	17	0	42 42 74 18	-1	11.0
…….								
2010	12	31	19	52	418	40 52 74 53	5	8.1
2010	12	31	23	11	502	41 01 75 21	5	6.6

Каталог землетрясений за 1929-2010 гг. был обработан по времени регистрации и выделением сильнейших землетрясений по энергетическому классу. Землетрясения, не имеющие зарегистрированные данные о глубине, были усреднены по всему каталогу.

Область очага землетрясений определяется как часть пространства, содержащая как основной разрыв, вызвавший землетрясение, так и непосредственно связанные с ним во времени вторичные разрывы, а также быстрые непрерывные движения среды – пластичные и другие, имеющие необратимый или медленно обратимый характер. В данной работе размеры очага землетрясений были приняты пропорциональными выделившейся энергии, что характеризуется энергетическим классом землетрясений.

Совершенно очевидно, что процесс изменения параметров НДС в земной коре под воздействием сейсмичности происходит по меркам геологического масштаба времени и «увидеть» его даже на протяжении 80 лет, представляется не простой задачей. Кроме того, определенную сложность представляет способ учета воздействия сейсмичности на параметры НДС среды. Распределения параметров напряженно-деформированного состояния земной коры в соответствии с

сейсмической активностью региона. Приняв за первое приближение напряженно-деформированное состояние от собственного веса проведен перерасчет параметром НДС с учетом сейсмичности (с помощью распределения параметров поврежденности) для территорий Северного Тянь-Шаня по различным периодам.

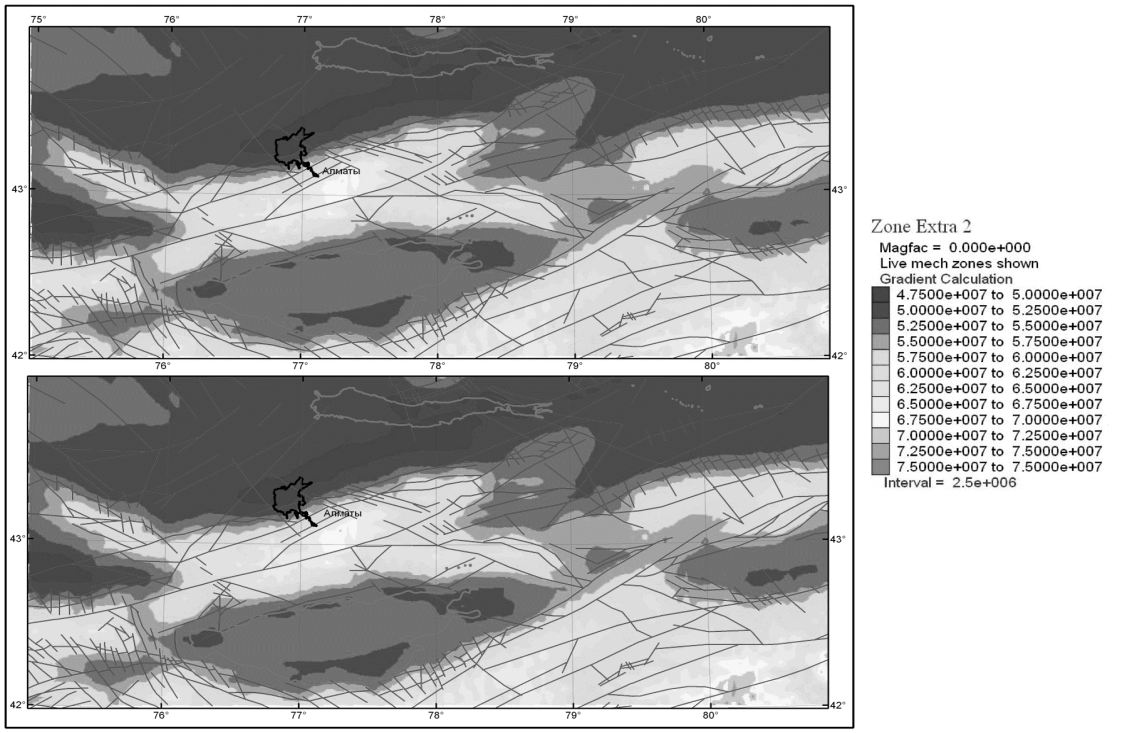


Рис. 4. Пространственно-временное изменение параметров НДС Северного Тянь-Шаня (1929-2010 гг.). Интенсивности касательных напряжений в Па на уровне 10-15 км

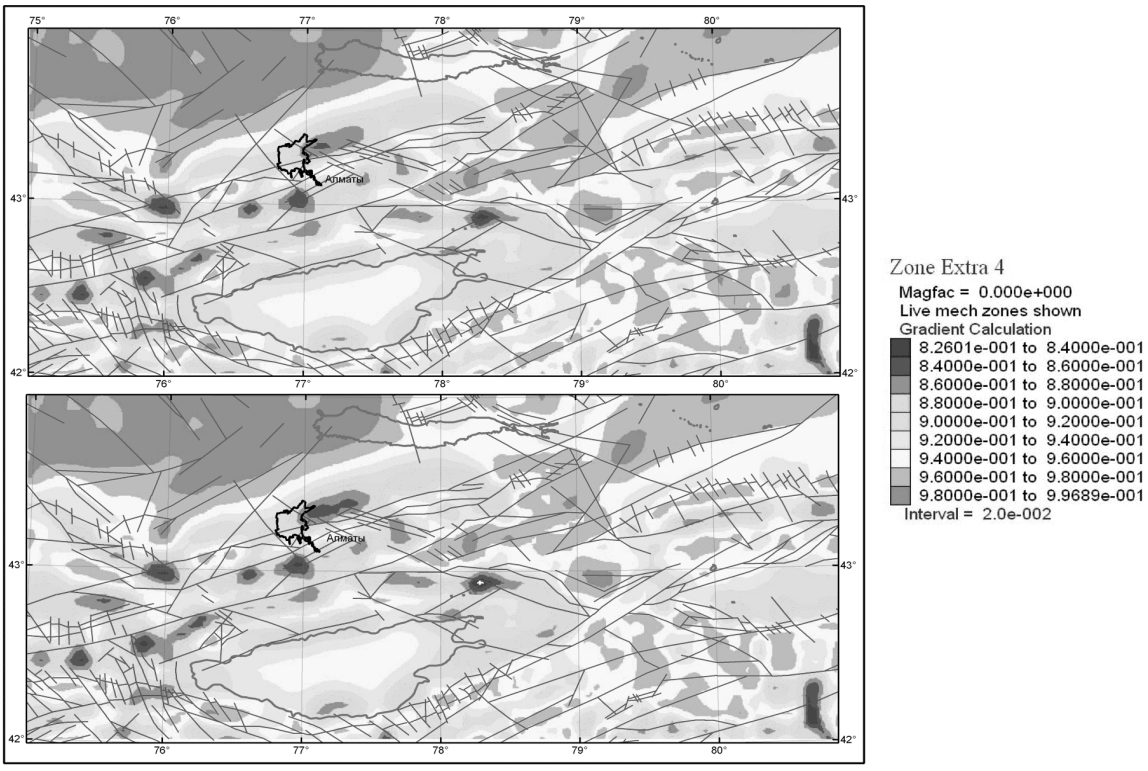


Рис. 5. Пространственно-временное изменение параметров НДС Северного Тянь-Шаня (1929-2010 гг.). Параметра Лоде - Надаи на уровне 10-15 км

Наиболее интересным в этом отношении представляется слой земной коры, ограниченный глубинами от 10 до 15 км. Это связано с тем, что в Северном Тянь-Шане локализация гипоцентров сильных землетрясений приурочена именно к этому слою. Как видно из рис. 4, 5 распределение интенсивности касательных напряжений, что пропорционально потенциальной энергии среды за счет деформации происходящих в ней, хорошо коррелирует с расположением очагов землетрясений, что говорит о корректности расчетов.

Качественные сравнения не дают больших изменений в значениях интенсивности касательных напряжений и параметра Лоде-Надаи за период 1929-2010 гг. Числовым сравнением можно выделить зоны потери энергии, что соответствует сейсмически активным участкам и выделяет аномальные зоны. Такая картина изменчивости параметров НДС не является неожиданностью, поскольку процесс разрушения геологической среды от воздействия сейсмичности является длительным и остается относительно постоянным на протяжении геологических этапов развития.

ВЫВОДЫ

Построена 3D модель земной коры области [(43.0° – 46.5°) С.Ш., (78.0° – 84.0°) В.Д.] и до глубин 40км, охватывающей горные системы – хребты Жетысуйский Алатау, Боро-Хоро, Кетмень. Сеточная модель адаптирована под кривизну рельефа дневной поверхности. Сеточная модель земной коры является основой для созданной структуры базы геолого-геофизических, картографических данных для исследуемого региона. В созданную базу данных включены осредненные значения геофизических параметров. Обработаны данные с глобальной сети GPS-станции для дальнейшего определения трендовых движений земной поверхности для территорий Жетысуйского Алатау. Для построенной компьютерной модели земной коры территорий Жетысуйского Алатау области расширена структура базы геолого-геофизических, картографических данных. База данных 3D геомеханической модели территории Жетысуйского Алатау дополнена данными цифровой топографии Земли высокого разрешения (SRTM), что позволило учесть особенности геоморфологии исследуемого района. Данные о скорости движения земной поверхности относительно Евразийского континента показывают, что горные хребты попадают на зоны кручения.

Создана геомеханическая модель территории Жетысуйского Алатау с учетом особенности рельефа исследуемой области, геолого-геофизических свойств грунтов и трендового направления движений земной поверхности. Получены объемные распределения параметров напряженно-деформированного состояния земной коры для территории Жетысуйского Алатау с использованием накопленной информации с базы геолого-геофизических и картографических данных. Исследована геотектоническая и сейсмическая активность земной коры территории Северного Тянь-Шаня за период с 1929 г. по 2010 г., выделены однотипные по энергетическому классу группы землетрясений. Энергетический класс землетрясений принят как основной параметр, влияющий на геомеханические свойства грунтов и учитывается в сеточной 3D модели земной коры. Получена оценка влияния сейсмической активности на геомеханические свойства и геодинамическое состояние горных пород. Расширена база геолого-геофизических данных для территорий Северного-Тянь-Шаня информацией о влиянии сейсмической активности региона на геомеханические свойства горных пород. Представлены результаты обработки и анализа данных станции вертикального зондирования г. Алматы [43.38N; 77.38E] за периоды, включающие 10 землетрясений с магнитудами ≥ 4 балла, произошедшие в радиусе не более 500 км от г. Алматы на фазе роста солнечной активности (2009-2011 гг). Выявлены следующие региональные ионосферные эффекты, предшествующие землетрясениям с магнитудой $M = 4$: отдельные выбросы в вариациях минимальных частот отражения; аномальное увеличение электронной концентрации в максимуме слоя F2; увеличение высоты основания слоя hF1; образование слоя Es-спорадического.

Результаты работ могут быть использованы для развития системы мониторинга в регионе в целях прогноза геодинамического состояния земной коры и крупных сейсмических событий. Основным отличием от традиционных подходов является выявление аномальных зон по распределению геодинамических параметров, как результат геомеханического моделирования с использованием базы геолого-геофизических данных, готовившихся к неизбежному сейсмическому событию. Возможность и продуктивность предлагаемого подхода экспериментально подтверждена обнаруженной связью особенностей эволюционирующих деформационных процессов с распределением уже состоявшихся крупных землетрясений региона, наличием выраженных особенностей в деформировании поверхности, контролирующих сосредоточенность всех крупных землетрясений исследуемых регионов.

ЛИТЕРАТУРА

Cloetingh Sierd, Negendank Jörg. New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences // Springer Science+Business Media B.V. 2010. 424 p.

Jaeger J.C., Cook N. G.W., Zimmerman R.W. Fundamentals of Rock Mechanics, Fourth Edition, - Blackwell Publishing. 2007. 489 p.

Жантаев Ж.Ш., Егоров А.К. Вынужденные крутильные колебания Земли, вращающейся в ньютоновом силовом поле Луны и Солнца // Международная конференция «Независимый Казахстан: 20 лет развития космических исследований». Тезисы докладов. Алматы. 2011. С. 24-26.

ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ОЦЕНКАМ ПАРАМЕТРОВ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД САХАЛИНА, ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО КАРОТАЖА И БУРЕНИЯ

П.А. Каменев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, kamepav@rambler.ru

ВВЕДЕНИЕ

Падение продуктивности нефтегазовых месторождений разрабатываемых со времен Советского Союза а также активное развитие азиатско-тихоокеанского региона, ставит перед промышленностью задачу освоения новых месторождений со сложными геологическими и климатическими условиями. Примером таких месторождений может являться о. Сахалин. Сахалинская нефтегазоносная область является одной из старейших в России. Разработка и добыча нефти здесь была начата еще в 1918°г. Новым этапом в развитии нефтегазового сектора на Сахалине стало освоение шельфа. На сегодняшний день накоплен уникальный опыт разработки месторождений со сложными геологическими и климатическими условиями. Данный опыт представляет ценность как для отечественной, так и для мировой нефтегазовой отрасли. На протяжении нескольких лет за Сахалином остаются мировые рекорды в горизонтальном бурении. Одна из самых сверхпротяженных горизонтальных скважин ОР-11 с забоем 12345°м пробурена на месторождении Одопту на севере Сахалина, всего за 60 дней [Walker, 2012].

Бурение и эксплуатация горизонтальных сверхпротяженных скважин в условиях высокой тектонической активности сопряжено со значительными трудностями, связанными со стабильностью стенок скважины. По данным экспертов нефтегазовая промышленность ежегодно теряет порядка 1 миллиарда долларов по причине нестабильности скважин. Здесь Сахалин не является исключением. Практически на всех месторождениях Сахалина существуют проблемы со стабильностью стенок скважин, причем, даже в вертикальных скважинах. На месторождениях, находящихся в зоне высокой тектонической активности, до начала бурения необходимо четкое представление о распределении локальных напряжений, разломов, необходимо рассчитать удельный вес бурового раствора, который будет компенсировать воздействие внешних факторов. Развитый отечественными и зарубежными учеными подход к решению задач стабильности скважин основанный на данных лабораторных испытаний кернов [Коваленко, 2012; Кук и др., 2007], является достаточно точным методом. Но такой подход полностью зависит от отбора керна, а их отбор сталкивается со следующим техническим противоречием. В бурении наибольший интерес для отбора керна представляют продуктивные интервалы. При этом обрушения стенок скважины, например, в терригенных породах происходят, как правило, в интервалах с глинистыми сланцами. В этих интервалах крайне редко берутся керны, кроме того, зачастую в них не проводится полный комплекс каротажных исследований. Отсюда следует, что получение геомеханических параметров по данным каротажа является наиболее реалистичным. Кроме того, данный вариант является и более дешевым по сравнению с исследованием керна. Здесь необходимо отметить, что методы каротажа также существенно различаются по уровню и объему предоставляемой информации, а, следовательно, и по цене. Механические параметры пород рассчитанных на основе лабораторных данных и данных каротажа будут справедливы там, где отсутствуют разломы и интервалы естественной трещиноватости. В интервалах разломов и естественных трещиноватостей скважин о механических свойствах горных пород можно судить по данным морфологии обвальных пород, данных каверномера, имиджей скважины.

В настоящей работе предпринята попытка оценки локальных напряжений на основе данных комплексного каротажа. Анализ морфологии обвальных пород является существенным дополнением к данным расчетов основанных на геофизических исследованиях скважин.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

При выборе исходных данных предпочтение отдавалось поисковым и разведочным скважинам, на которых проводился комплексный каротаж (акустический и гамма - каротаж, каротаж сопротивлений) и

обеспечена наибольшая плотность каротажных данных. Этим требованиям вполне удовлетворяют материалы исследования скважин на Полярнинском месторождении (Лунская впадина) расположенном на севере о. Сахалина, и на Анивском газовом месторождении, находящемся в южной части Сахалина (рис.1). Полярнинское нефтяное месторождение приурочено к отложениям нижнего миоцена. На этом месторождении имеется сеть вертикальных скважин с глубиной более 3000 м. В данной работе используются данные скважин 4-П с глубиной 3126 м, 6-П с глубиной 2806 м и 7-П с глубиной 2938 м. Анивское газовое месторождение расположено в 4 км к западу от г. Анива. Месторождение приурочено к верхнемиоцен-плиоценовым отложениям. В работе использованы материалы скважины Южно-Луговская 14 с глубиной 1539 м и Петропавловская 1 с глубиной 1485 м.

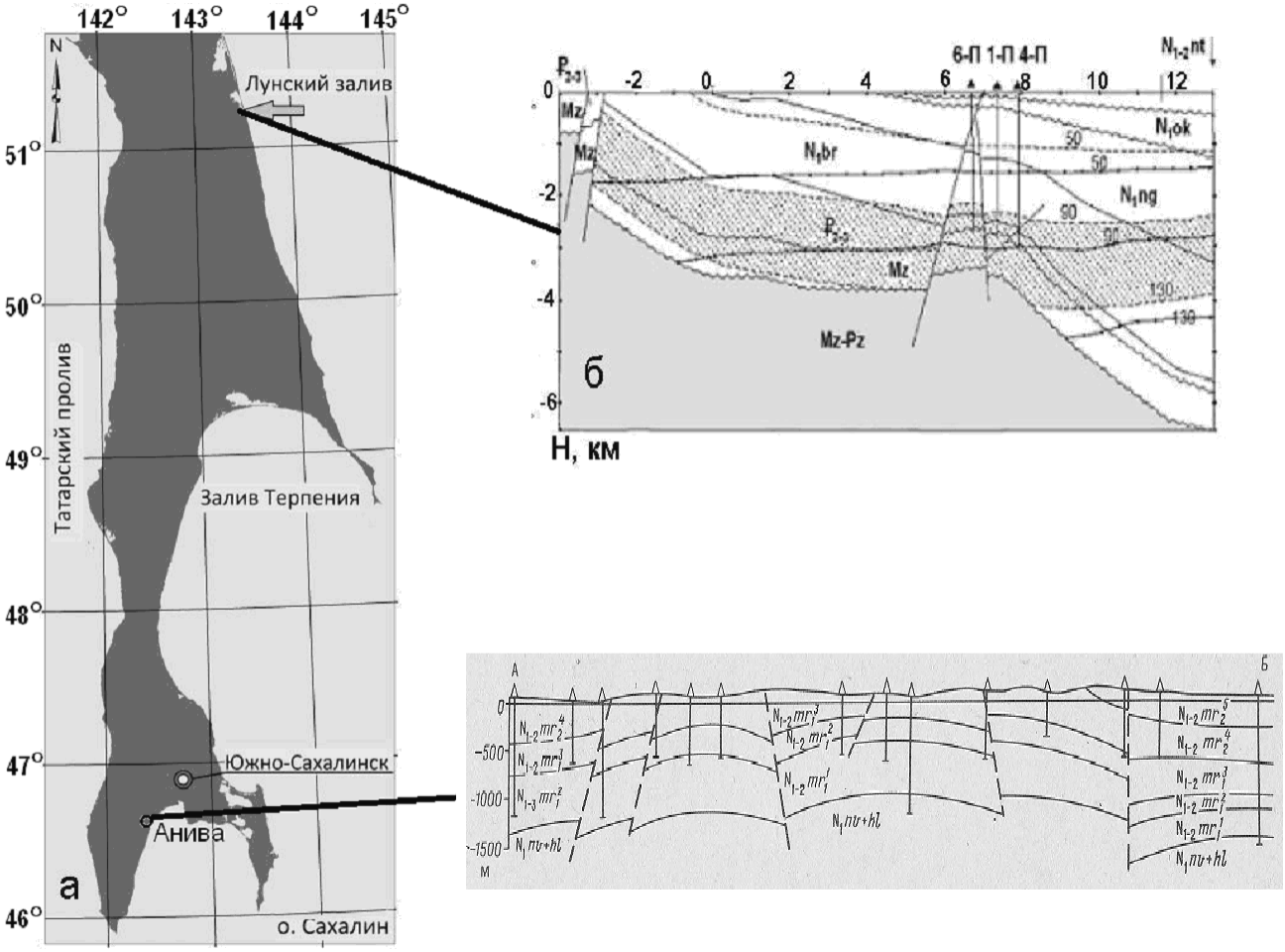


Рис.°1. Схема расположения Полярнинского нефтяного месторождения (Лунская впадина) и Анивского газового месторождения на о. Сахалин и соответствующих профилей из [Исаев и др., 2002] и [Тютрин, Дуничев 1985]

При оценках напряженно-деформированного состояния среды на основе каротажных данных были использованы эмпирические соотношения из [Bryant, 1989; Horsrud, 2001; Lal 1999], таким образом, нами были рассчитаны основные геомеханические параметры горных пород: угол внутреннего трения, сцепление, пластовое и геостатическое давление [Каменев и др., 2011; Каменев, Валетов 2011]. На основе этих данных можно рассчитать предельное горизонтальное напряжение, используя критерий Мора°-°Кулона в форме:

$$\tau = f\,\sigma_n + C_0, \qquad (1)$$

где τ - максимальное напряжение сдвига вдоль плоскости разрыва, σ_n - эффективное напряжение (напряжение в скелете породы) действующее нормально к плоскости разрыва, C_0 - сцепление, f - коэффициент внутреннего трения.

Используя данные о геостатическом напряжении, коэффициентах внутреннего трения и сцепления можно рассчитать предельное горизонтальное напряжение, используя критерий Мора°-°Кулона. Будем считать, что геостатическое давление соответствует наименьшему из главных напряжений, определяющих нормальную и сдвиговую компоненты в (1). Такое предположение основано на геодинамических условиях, определяющих преобладание субширотного сжатия в результате взаимодействия Охотоморской и Амурской плит [Сапрыгин, 1997, Стеблов и др., 2010, Wei, Seno, 1998]. В работах по проекту The World Stress Map [Zoback, 1992] на карте напряжений для региона северо-востока Евразии отмечено преобладание режима горизонтального сжатия, что проявляется в преимущественно взбросовых подвижках в очагах землетрясений, определяемых по решениям для фокальных механизмов [Поплавская и др., 2011].

Данные кавернометрии скважин Пильтун - Астохского месторождения, расположенного на севере Сахалина из [Али и др., 2002], также демонстрируют преобладание горизонтального напряжения (субширотного сжатия) над вертикальным в интервале глубин 1800-2000 м. Согласно [Али и др., 2002] стенки исследуемой скважины имели выраженные обрушения в двух диаметрально противоположных угловых секторах, указывающих направление действия максимального сжатия - растяжения. Все это подтверждает соотношение главных напряжений $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, где σ_1 – наибольшее горизонтальное напряжение (сжатие), σ_2 – меньшая из двух компонент горизонтального напряжения, σ_3 – вертикальное напряжение.

Из теории разломообразования [Теркотт, Шуберт, 1985] следует, что предельно возможное значение горизонтального сжатия определяется законом Кулона°-°Мора (1), записанным для сдвигового напряжения τ на плоскости, наклоненной к горизонту на угол β: $\mathrm{tg}\, 2\beta = \pm 1/f$. При этом известно, что ориентация этой плоскости выделяется среди других тем, что для нее критерий (1) достигается при наименьшем различии между σ_1 и σ_3 (т.е. тектонической составляющей горизонтального напряжения). Однако в теории разломообразования, Андерсона для массивов пород с хрупким типом разрушения, не учитывалось сцепление [Теркотт, Шуберт, 1985]. В нашем случае, фактор сцепления не является пренебрежимо малым. Для вывода общего выражения для предельного горизонтального напряжения $(\sigma_1)_{max}$ можно воспользоваться формулами пересчета напряжений при повороте системы координат на угол β. В случае, когда рассматриваемая плоскость разрушения наклонена (“повернута”) на угол β относительно горизонтальной плоскости, т.е. направления действия σ_1, выражения для нормального, σ_n, и касательного, τ_n, напряжений на этой плоскости принимают форму:

$$|\tau_n| = \tfrac{1}{2}\,(\sigma_1 - \sigma_3)\sin 2\beta\,, \quad \sigma_n = \tfrac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \tfrac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\sin 2\beta. \qquad (2)$$

При оценках предельного напряжения $(\sigma_1)_{max}$ величину $|\tau_n|$ можно приравнять к максимальному касательному напряжению τ из выражения (1). Таким образом, после подстановки (2) в (1) и преобразований, учитывающих взаимосвязь между коэффициентом внутреннего трения f и наклоном плоскости наиболее легкого разрушения в случае пологих надвигов (взбросов) $\mathrm{tg}\, 2\beta = 1/f$, получается следующее выражение.

$$(\sigma_1)_{max} = \sigma_3 \frac{(1+f^2)^{1/2} + f}{(1+f^2)^{1/2} - f} + \frac{2C_0}{(1+f^2)^{1/2} - f}\,. \qquad (3)$$

Для получения зависимости предельного горизонтального напряжения σ_1 (h) от глубины, h, с помощью (3) в эту формулу подставлялись значения вертикального (геостатического) давления σ_3 (h), полученные в работе [Каменев, Валетов, 2011]. Также были использованы результаты вычислений значений угла внутреннего трения φ(h) и сцепления C_0(h) для различных глубин. График полученной зависимости предельного горизонтального напряжения представлен на (рис. 2) вместе с графиком вертикального (геостатического) давления.

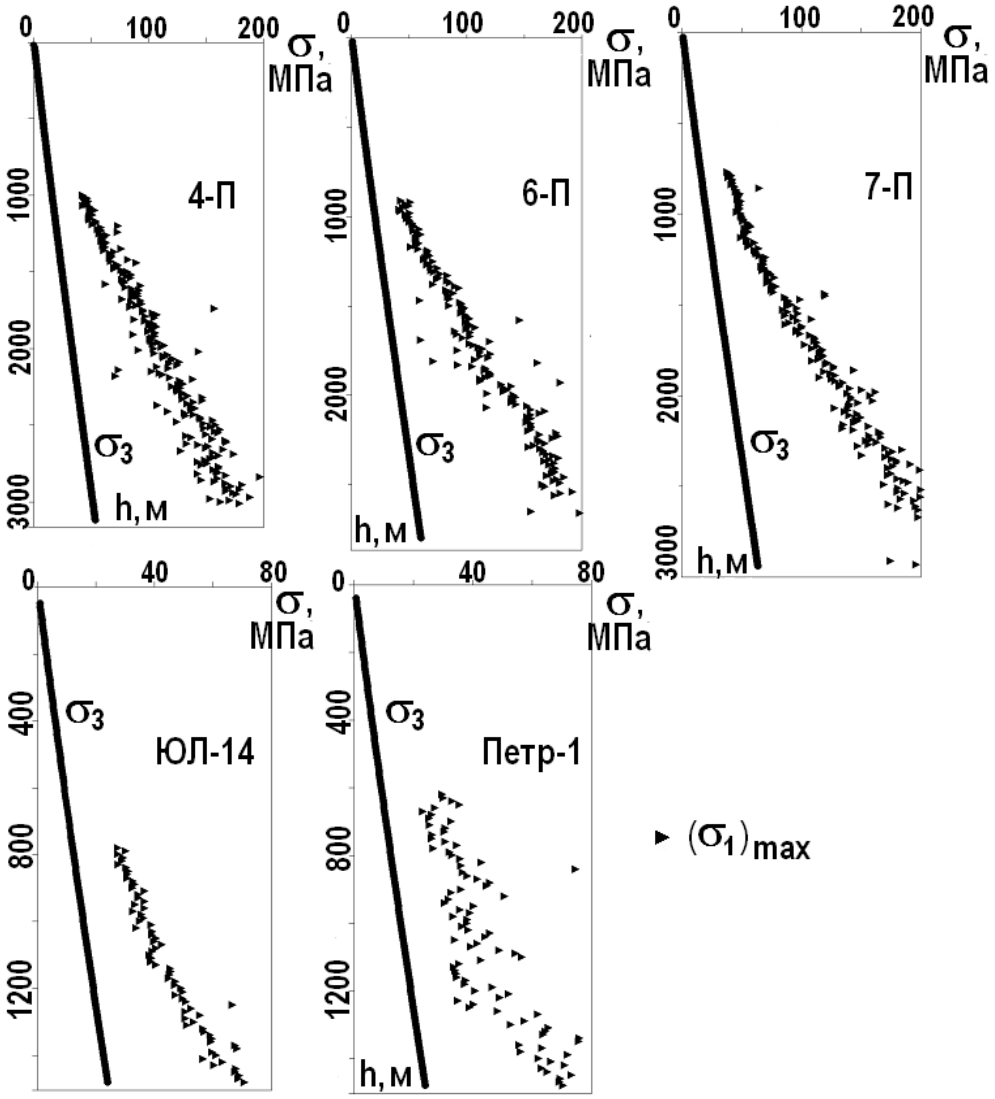


Рис.°2. Зависимость и глубины вертикального и предельного горизонтального напряжений в коре по месту расположения скважин 4-П, 6-П, 7-П Полярнинского месторождения и скважин ЮЛ-14 и Петр-1 Анивского месторождения

Графики на (рис.°2) позволяют сделать вывод, что в диапазоне глубин 1000-2800°м, Полярнинского месторождения предельное горизонтальное напряжение превышает вертикальное примерно в 1.5 раза, что соответствует региональному характеру напряжений. На глубинах около 3°км, где отмечено резкое возрастание угла внутреннего трения, график демонстрирует большее отношение напряжений (т.е. значительное возрастание предельных горизонтальных напряжений до уровня в 3.5-4°раза больше вертикальных). На Анивском месторождении также наблюдается схожая картина. Значения предельных горизонтальных напряжений больше вертикальных в среднем в 2-3°раза, аналогично тому же интервалу глубин Полярнинского месторождения. Нужно отметить, что предельное горизонтальное напряжение Полярнинского месторождения несколько выше, чем на Анивском месторождении в интервале сходных глубин 1200-1400 м. Что может быть связано с различием во флюидогазонасыщении месторождений на этих глубинах. На Анивском месторождении этому интервалу соответствует продуктивный горизонт, а на Полярнинском месторождении это интервал покрышки.

Согласно данным общемировой статистики, считается, что горизонтальные напряжения превышают вертикальные в среднем в 1.5-2 раза в интервале глубин от поверхности до 1°км [Cunha, 1990]. Именно в этом диапазоне глубин проведено наибольшее число измерений. Известны случаи превышения тектоническими напряжениями вертикальных до 5-10°раз [Козырев, Савченко, 2009]. Тем

не менее, в ряде регионов вертикальное напряжение превышает горизонтальное. Поскольку о.°Сахалин находится в области интенсивного взаимодействия тектонических плит, для состояния коры Сахалина вполне естественно значительное превышение горизонтальных напряжений над вертикальными. Для пояснения, как этот хорошо известный факт, согласуется с проведенными в данной работе оценками предельных напряжений необходимо отметить следующее. Гипоцентры большинства землетрясений, произошедших на Сахалине, находятся в интервале глубин 8-10°км [Злобин, 2000; Невельское, 2009]. Для очаговых подвижек этих землетрясений (фокальных механизмов) наиболее характерными являются взбросы, сбросы и сдвиги наблюдаются реже [Zoback, 1992]. По теории фокальных механизмов землетрясений [Теркотт, Шуберт, 1985; Юнга, 1990] сам факт преобладания взбросов, особенно с небольшими углами надвига, свидетельствует о соотношении σ_1°>>°σ_3. Горизонтальные напряжения частично передаются из сейсмогенерирующих слоев (гранитоиды, базальты) на глубинах свыше 5-8°км в осадочный слой. С этим согласуются наши оценки предельных напряжений (рис. 2) для глубин 1-3°км (скважины на Полярнинском месторождении).

Если попытаться распространить полученные «in situ» оценки предельного напряжения $(\sigma_1)_{max}$ ~ 180°МПА на глубинах около 2800 м (см. рис. 2) с Лунской впадины на ближайшие разломные зоны, то с ними можно связывать отдельные случаи регистрации землетрясений с совсем малой глубиной гипоцентров - около 2.5 км. Поэтому данный подход может быть альтернативой распространенному объяснению подобных малоглубинных очагов через погрешность определения глубины гипоцентра.

К сожалению, геофизические методы исследования скважин не решают всех задач при оценках стабильности скважины. В скважиной геомеханике, пожалуй, главенствующую роль занимает акустический каротаж. Действительно, данный вид каротажа (особенно многоволновой) позволяет получать механические свойства горных пород напрямую. Но к недостаткам этого метода, как собственно и других методов каротажа, является глубина исследования, которая не превышает 10 сантиметров, а также то обстоятельство, что полученные механические свойства будут рассчитаны для консолидированой (моноблочной) горной породы. Тогда как при бурении скважин осложнения связанные со стабильностью стенок часто возникают в зонах разломов с естественной трещиноватостью. Величины трещиноватостей могут составлять метры и десятки метров. Именно трещиноватость и степень ее развития будет определять механические свойства горных пород в этом интервале, а следовательно, и стабильность стенок скважины. В данном случае может быть полезно исследование морфологии обвальной породы. При экспресс - оценках морфологических свойств пород полученные данные можно использовать для диагностики типа обрушения ствола скважины и принятия соответствующих мер по изменению свойств бурового раствора или параметров бурения.

Рассмотрим каждый тип морфологии и меры по предотвращению аварийности, связанной с нестабильностью скважины, по отдельности. Прежде всего, необходимо отличать обвальную породу от частиц шлама (рис. 3).

Рис. 3. Шлам и обвальная порода

Шлам в зависимости от типа породы, типа долота, параметров бурения может иметь различную дисперсность, форму и текстуру [Graves, 1986]. Среди обвальной породы большинство исследователей условно выделяют три морфологических типа: угловатый; пластинчатый или блочный; осколочный.

Угловатый тип обвальной породы (рис.°4) формирует сдвиговый тип обрушения. К главным характеристикам этого типа обвальной породы относится:

- грани недавно созданы поверхностями разрыва;
- грани не параллельные;
- грани могут быть плоскоизогнутыми;
- обрушения происходят в двух областях скважины, между которыми 180°.

Для обвальных пород угловатого типа известны следующие признаки, проявляющиеся при бурении скважин: а) осложнения при проработке скважины, повышенные значения крутящего момента и значений веса на крюке; б) большой объем шлама и обвальной породы; в) скважина имеет вытянутый вид в направлении минимального напряжения.

При обнаружении такого типа пород необходимы следующие действия: уменьшить потери бурового раствора; увеличить вес бурового раствора если это позволяют пластовые давления и давления начала терщинообразования; улучшить очистку скважины (если нет возможности увеличить вес бурового раствора); оптимизировать траекторию последующих скважин; снизить эффект поршневания скважины; ингибировать раствор.

Пластинчатый тип обвальной породы (рис.°5,°а) представлен в виде фрагментов ранее существовавших зон трещиноватости. К главным характеристикам этого типа обвальной породы относится:

-одна или более параллельных плоскостей;

-поверхности относительно гладкие и плоские;

-обрушение инициируется на верхней части скважины, когда скважина практически параллельна направлению трещиноватости или напластованию пород.

При обнаружении такого типа обвальных пород необходимы следующие действия: контролировать частоту вращения и амплитуду вибраций бурильной колонны; следить за очисткой скважины; избегать обратной проработки; использовать блокирующие трещинообразование добавки в буровой раствор; избегать потерь бурового раствора; отслеживать параметры бурового раствора; изменить, если возможно, зенитный угол скважины относительно пласта на 2-3 градуса.

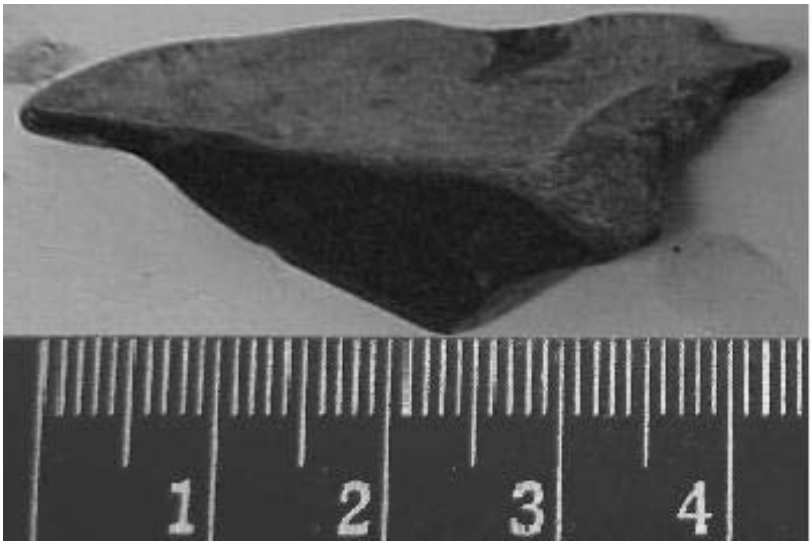


Рис. 4. Угловатый тип обвальной породы

Блочный тип обвальной породы (рис.°5,°б) похож на пластинчатый. Он также проявлен фрагментами ранее существовавших зон трещиноватости. Степень разрушения пород этого морфотипа меняется со временем при длительной экспозиции буровым раствором зон трещиноватости вдоль

разломов или соляных куполов. При обнаружении такого типа пород необходимы следующие действия: увеличить плотность бурового раствора; предотвратить проникновение раствора в стенки скважины; снизить эффект поршневания скважины.

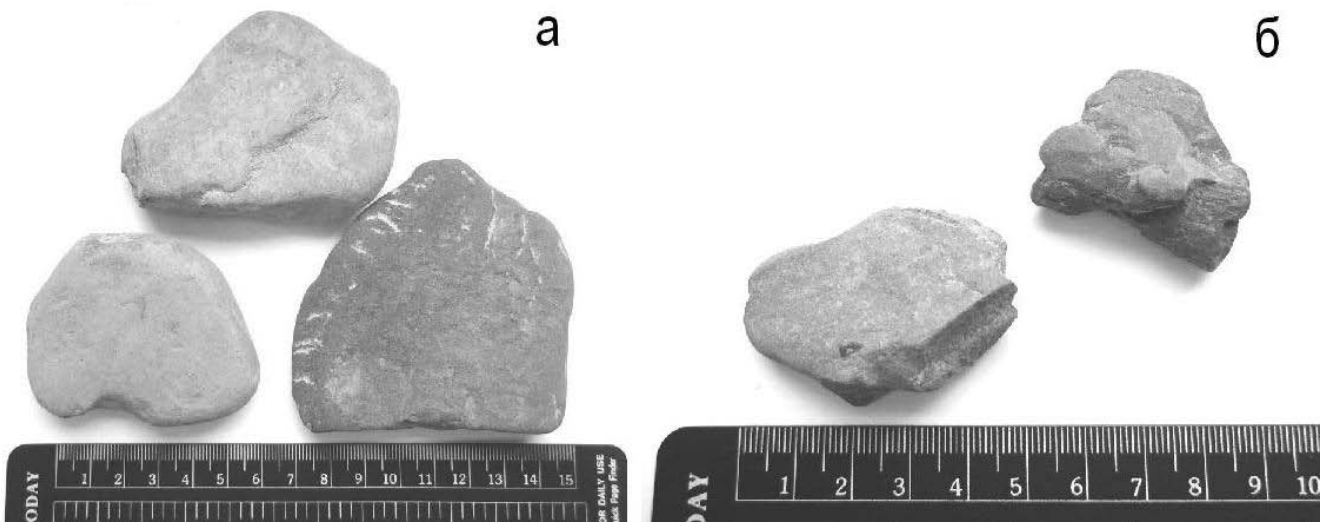


Рис. 5. Пластинчатый (а) и блочный (б) тип обвальной породы

Осколочный тип обвальной породы (рис. 6) образуется в результате воздействия растягивающих напряжений. К главным характеристикам этого типа обвальной породы относится:
- поверхности имеют перьевую структуру, указывающую на растягивающий тип обрушения;
- типичная литология: плохо проницаемые глинистые сланцы;
- обрушение может произойти по всей окружности скважины;
- часто возникает при чрезмерной скорости бурения через плохо проницаемые глинистые сланцы.

Рис. 6. Осколочный тип обвальной породы

Для обвальных пород осколочного типа известны следующие признаки, проявляющиеся при бурении скважин: а) внезапные потери бурового раствора; б) образуется трещина в направлении максимального напряжения. При обнаружении такого типа обвальных пород необходимы следующие действия: увеличить плотность бурового раствора; снизить скорость бурения.

Практика показывает, что часто присутствуют сразу несколько морфологических типов обвальной породы. В этом случае необходимо определить, какой морфологический тип является доминирующим и провести соответствующие меры по предотвращению дальнейшего ухудшения стабильности стенок скважины.

Для месторождений Сахалина наиболее характерны обвальные породы угловатого, пластинчатого и блочного типа. Угловатый тип образуется под воздействием доминирующего горизонтального напряжения, что подтверждается данными четырехрычажного каверномера в работе [Али и др., 2002]. Пластинчатый и блочный тип пород встречаются в областях разломов и интервалах естественной трещиноватости [Mohammed, 2006].

Методика определения типа напряжений по морфологии обвальной породы скважины широко распространена для оценки стабильности скважины. Практически каждая зарубежная публикация о стабильности скважин содержит данные по морфологии обвальной породы, например [Gallant et al., 2007; Willson et al., 2003]. При этом лишь в немногих работах применен системный подход к данной проблеме. Осложняет ситуацию и то обстоятельство, что большая часть информации о скважине является конфиденциальной. По этой причине операторы проектов не обмениваются со своими коллегами опытом разрешения аварийных ситуаций, связанных со стабильностью скважин. Хотя на Сахалине практически на каждом месторождении можно наблюдать обвальную породу, но, в большинстве случаев, этот важный источник информации о состоянии скважины остается без должного внимания. Часто обвальную породу рассматривают как обычный шлам без должного основания. Вышеизложенная методика опробована на некоторых месторождениях углеводородов, [Willson et al., 2003], однако в отечественной практике она является скорее "исключением из общего правила". С ростом количества горизонтальных и горизонтальных сверхпротяженных скважин, можно ожидать большего внимания к вышеизложенной методике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, совместное использование лабораторных данных, данных каротажа, морфологии обвальных пород, а также сейсмологических данных позволяет вырабатывать комплекс мер, направленных на предотвращение нестабильности скважины. Такая комплексная интерпретация данных геофизических методов исследования скважин, геомеханики и геологии позволяет существенно снизить риски при бурении месторождений со сложными геологическими условиями.

Данные каротажа и морфологии обвальных пород также могут быть полезны для понимания локальной геодинамики. Поскольку позволяют оценить величины предельного горизонтального и вертикального напряжений, а также их направление. Данные морфологии при этом могут являться реальным подтверждением взаимодействия этих напряжений. Описанные морфологические типы обвальной породы могут использоваться для оперативного предотвращения аварийных ситуаций, связанных с нестабильностью стенок скважин. А само наличие угловатого, пластинчатого и блочного типов обвальной породы на месторождениях Сахалина указывает на повышенную вероятность аварийных ситуаций связанных с обвалом стенок скважин.

Для развития системного подхода к проблеме устойчивости скважин на основе анализа и сбора данных обвальных пород необходима интеграция всех заинтересованных сторон: компаний заказчиков, сервисных компаний, исследовательских учреждений. Крайне полезным является создание региональной базы данных, включающей как отобранный на скважинах материал, так и информационную базу данных по мерам предотвращения нестабильности скважин. Подобная база данных должна содержать и лабораторные данные о геомеханических параметрах горных пород, пополняемые в исследовательских учреждениях.

ЛИТЕРАТУРА

Али А. Х., Марти Ш., Еса Р. и др. Передовой метод гидравлического разрыва пласта с использованием геомеханического моделирования и механики пород - технически интегрированный подход // Нефтегазовое обозрение. Осень 2002. С. 75-83.

Злобин Т.К. Природные катастрофы в литосфере Сахалино-Курильского региона и меры безопасности. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2000. 132 с.

Исаев В.И., Гуленок Р.Ю., Веселов О.В., Бычков А.В. и др. Компьютерная технология комплексной оценки нефтегазового потенциала осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 2002. № 6. С.°48-54.

Каменев П.А., Богомолов Л.М., Валетов С.А Об оценках геомеханических параметров осадочных породных массивов по данным комплексного каротажа скважин (на примере Сахалина) // Тр. Всероссийской конф. «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли». Новосибирск. 2011. С.°133-139.

Каменев П.А., Валетов С.А. Оценка пластовых давлений по данным электрического каротажа на примере Полярнинского месторождения о. Сахалин // НТВ Каротажник. Тверь: Изд. АИС. 2011. Вып.°207. С. 17-28.

Коваленко Ю.Ф. Геомеханика нефтяных и газовых скважин: автореф. дис. докт. физ-мат наук: 01.02.04 / Институт проблем механики РАН. Москва: ИПМех РАН. 2012. 44 с.

Козырев А.А., Савченко С.Н. Закономерности распределения тектонических напряжений в верхней части земной коры // Физика Земли. 2009. № 11. С. 34-43.

Кук Дж., Фредериксен Р.А., и др. О важности механических свойств горных пород: лабораторная проверка геомеханических данных // Нефтегазовое обозрение. Осень 2007. С. 44-69.

Невельское землетрясение и цунами 2 августа 2007 года. о. Сахалин // Под ред. Левина Б.В., Тихонова°И.Н. М.: Янус-К. 2009. 204 с.

Поплавская Л.Н., Рудик М.И., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Каталог механизмов очагов сильных (M°≥°6.0) землетрясений Курило-Охотского региона 1964-2009 гг. Владивосток: Дальнаука. 2011. 131°с.

Сапрыгин С.М. Тектоническая флюидодинамика. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное изд-во. 1997. 80 с.

Стеблов Г.М., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Фролов Д.И., Грекова Т.А. Динамика Курило-Камчатской зоны субдукции по данным GPS // Физика Земли. 2010. № 5. С. 77-82.

Теркотт Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Часть 2. М: Мир. 1985. 360 с.

Тютрин И.И., Дуничев В.М. Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. М.: Недра. 1985. 174 с.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.

Bryant T.M. A Dual Shale Pore Pressure Detection Technique // paper SPE 18714 presented at the 1989 SPE/IADC Drilling Conference held in New Orleans. Loublane. February 28 March. 1989.

Gallant C., Zhang J., Wolfe C., Freeman J., Al-Bazali T., Reese M. Wellbore Stability Considerations for Drilling High-Angle Wells Through Finely Laminated Shale: A Case Study From Terra Nova // paper SPE 110742 presented at the SPE Annual Technical Conference in Anaheim, California, U.S.A., 11-14 November 2007.

Graves W. Bit-Generated Rock Textures and Their Effect on Evaluation of Lithology, Porosity, and Shows in Drill-Cutting Samples. AAPG. April 1986.

Horsrud P. Estimating mechanical properties of shale from empirical correlations // SPE Drilling & Completion. SPE 56017. 2001. Vol.16. No 2. P. 68–73.

Lal M. Shale stability: Drilling fluid interaction and shale strength // paper SPE 54356 presented at the SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference held in Caracas, Venezuela, 21–23 April 1999.

Mohammed N., Chernov M., Mañalac-Trøan E., Kaydalov Y. Focussed Risk-Management Brings a Step-Change Improvement in Drilling Performance at Sakhalin's Odoptu ERD Development // paper SPE 102818 presented at the SPE Russian Oil and Gas Technical Conference and Exhibition, Moscow, Russia, 3-6 October 2006.

Zoback M.L. First and second order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 11703-11728.

Walker M. Pushing the Extended Reach Envelope at Sakhalin: An Operator's Experience Drilling a Record Reach Well // paper IADC/SPE 151046 presented at the IADC/SPE Drilling Conference and Exhibition held in San Diego, California, USA, 6-8 March 2012.

Wei D., Seno T. Determination of the Amurian plate motion, in Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia // Geodyn. Ser. AGU: Washington. 1998. Vol. 27. P. 419.

Willson S., Edwards S., Heppard P., Li X., Coltrin G. Wellbore Stability Challenges in the Deep Water, Gulf of Mexico: Case History Examples from the Pompano Field // paper SPE 84266 presented at the SPE Annual Technical Conference and Exhibition held in Denver, Colorado, USA, 5-8 October 2003.

ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ПО АФТЕРШОКОВОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2008 Г. НА ПАМИРЕ

М.Е. Козина

Новосибирский государственный научно-исследовательский университет, г. Новосибирск,
KozinaMaria@gmail.com

Построение поля сейсмотектонических деформаций (СТД) и напряжений осуществлялось в районе северного Памира. Район исследований ограничен координатами: 39.4^0 — 40^0 с.ш. 73.3^0 — 74.1^0 в.д. Были использованы данные о 117 механизмах очагов афтершоков 2008 – 2009 гг сильного землетрясения, произошедшего 5 октября 2008 года в 15°часов 52 минуты, M = 6.4. Параметры механизмов очагов афтершоков были любезно предоставлены З.А. Кальметевой.

Землетрясение связано с северным окончанием Памира и приурочено к широтной части Дарваз – Каракульского разлома. Одна из двух возможных плоскостей разрыва в очаге сильного землетрясения близка к простиранию этого разлома.

Расчет сейсмотектонических деформаций был выполнен методом Ю.В.°Ризниченко и Б.В.°Кострова [Костров, 1975, Ризниченко, 1985]. Суть метода заключается в следующем. Весь объем разбивается на равные элементарные ячейки, для каждой из которых рассчитываются главные компоненты тензора деформаций. Для этого тензор сейсмического момента каждого очага землетрясений приводится в географическую систему координат, что позволяет путем суммирования получить общую деформацию каждого объема осреднения.

В данном случае рассматривались широтные, меридиональные и вертикальные компоненты деформаций. Отрицательные значения компонент деформаций соответствуют укорочению, положительные – удлинению. В результате расчета было получено, что объемы земной коры афтершоковой области испытали максимальное укорочение в меридиональном направлении, при широтном и вертикальном удлинении (рис. 1).

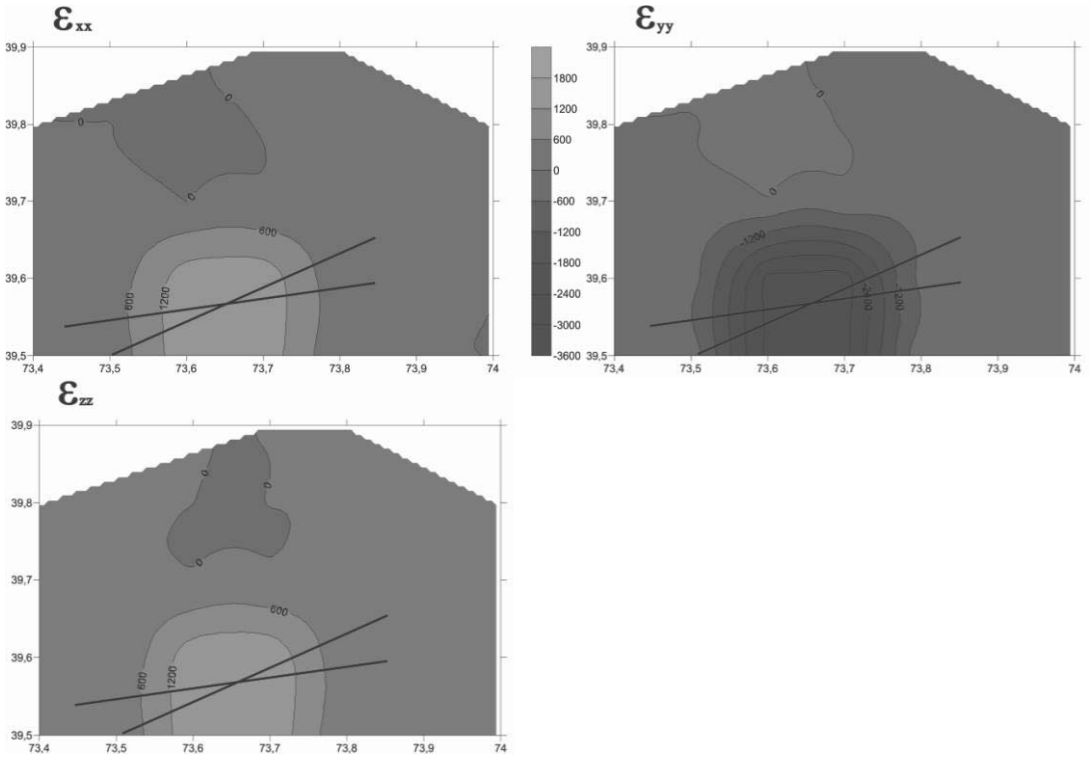


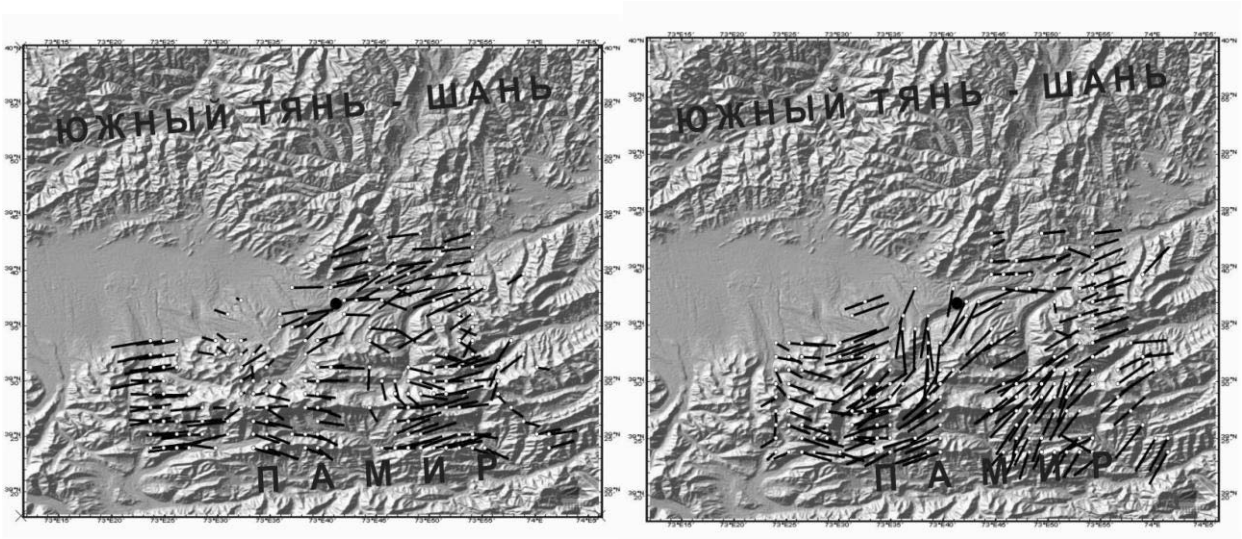
Рис. 1. Распределение широтных (ε_{xx}), меридиональных (ε_{yy}) и вертикальных (ε_{zz}) компонент деформаций (значения компонент деформаций надо умножить на 10^{-8}), черными линиями изображены вероятные плоскости разрыва в очаге сильного события

Дополнительно определялся коэффициент Лоде°–°Надаи $\mu_\varepsilon = \frac{\varepsilon_2 - \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_3}{2}}{\frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_3}{2}} = 2\,\frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_3}{\varepsilon_1 - \varepsilon_3} - 1$ который рассчитывается по соотношению главных нормальных осей деформаций. Этот параметр

характеризует вид деформированного состояния не зависимо от пространственного положения осей. Коэффициент Лоде°–°Надаи принимает значение -1 при простом растяжении, 0 при простом сдвиге, 1 при простом сжатии. Расчеты показали, что коэффициенты Лоде°–°Надаи в области повторных толчков характеризуется значениями от -0.31 до 0.78. Так как большая их часть попадает в диапазон от 0.27 до 0.78, то можно говорить об преимущественном сжатии за счет афтершокового процесса в данном районе.

Расчет поля современных напряжений проводился с помощью метода катакластического анализа Ю.Л.°Ребецкого [2007], позволяющего восстановить поле тектонических напряжений на основе изучения данных о механизмах очагов землетрясений. Реконструкция компонент тензора напряжений осуществляется в несколько этапов. На первом этапе формируется однородная выборка землетрясений. Затем происходит расчет ориентации трех главных осей, коэффициента Лоде°–°Надаи, типа напряженного состояния, который показывает взаимосвязь между направлением вектора на зенит и ориентацией главных осей напряжений. При этом тензор напряжений подбирается таким образом, чтобы для каждого землетрясения происходило уменьшение энергии вследствие подвижки. На втором этапе проводится расчет относительных величин напряжений. Определяется плоскость разрыва в очаге землетрясения, для которой достигается наибольшая величина сбрасываемых напряжений. На третьем этапе осуществляется оценка величины эффективной прочности массивов и флюидного давления. Все этапы выполняются последовательно, каждый последующий этап использует результаты предыдущего.

а) б)



в)

Рис. 2. Ориентация главных осей напряжений: а – оси растяжения, б – промежуточные оси, в - оси сжатия для афтершоковой области, черной точкой обозначен эпицентр сильного события

Для восстановления поля напряжений афтершоковой последовательности применялся только первый этап реконструкции компонент тензора напряжений и использовались те же данные параметров механизмов очагов землетрясений, что и для расчета сейсмотектонических деформаций. Полученные результаты определений ориентации осей растяжения и сжатия свидетельствуют об однотипности поля напряжений афтершоковой области, для которой характерно широтное растяжение и субмеридиональное и северо-западное сжатие (рис. 2). Простирание промежуточных осей меняется от субмеридионального до субширотного. Также был рассчитан коэффициент Лоде°–°Надаи μ_σ, значения которого находятся в пределах 0.2 – 1. Тип напряженного состояния соответствует горизонтальному сжатию, сдвигу и сжатию со сдвигом.

Также было определено распределение относительного эффективного всестороннего давления p^*/τ_f, где $p^* = p - p_{fl}$ (p^* - эффективное всестороннее давление, p – общее всестороннее давление, p_{fl} – давление флюида, τ_f – эффективное внутреннее сцепление). Для данного района исследований распределение эффективного всестороннего давления носит мозаичный характер. Имеются участки, в пределах которых параметр эффективного всестороннего давления принимает как отрицательные, так и положительные значения. Очаг землетрясения находится в области средних величин относительного эффективного давления (рис. 3).

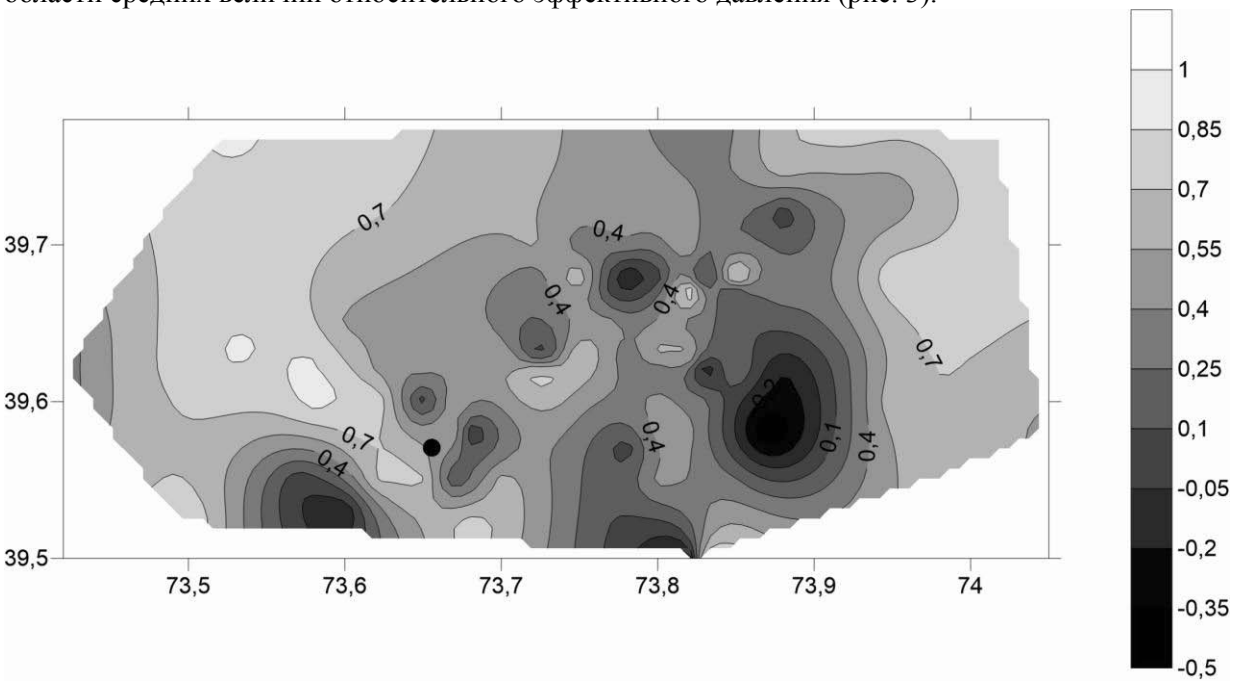


Рис. 3. Распределение относительного эффективного всестороннего давления. Точкой обозначен эпицентр сильного события

С использованием вышеописанного метода катакластического анализа установлены наиболее вероятные плоскости разрыва в очагах для афтершоковой последовательности для 70 событий. Плоскости разрыва имеют различное простирание в данном районе, хотя многие из них ориентированы в субмеридиональном направлении. В связи с тем, что Дарваз-Каракульский разлом, к которому приурочено сильное событие напротив имеет широтное простирание, можно предположить, что сброс напряжений в основном шел по небольшим разломам.

ЛИТЕРАТУРА

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 174 с.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 408 с.

ОЦЕНКА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СОКРАЩЕНИЯ БОДАЙБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ МЕТОДОМ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ГЕОМЕТРИИ СТРУКТУРНЫХ ДОМЕНОВ

А.Г. Коннов, В.Н. Войтенко

Санкт-Петербургский Университет, г. Санкт-Петербург

Ленский золотоносный район – один из основных регионов РФ по добыче золота. За более чем полуторавековую историю золодобывающей промышленности здесь добыто более 1 тыс. тонн драгоценного металла. Однако подавляющий объём добычи приходится на россыпное и только 1% на коренное золото. В последние десятилетия обозначилась тенденция нарастания дефицита МСБ россыпного золота и к настоящему времени остро обозначилась проблема освоения коренных месторождений. В связи с чем возникла задача переосмысления значительного геологического материала предшественников и поиска новых геологоразведочных моделей золоторудной минерализации. В данной работе проведен анализ геологического строения Бодайбинского синклинория, оценка горизонтального сокращения складчатых структур и вклад разрывной тектоники в поперечное сокращение с целью выявления прогнозных участков золоторудной минерализации.

Бодайбинский синклинорий расположен во внутренней части Байкало-Патомской складчато-надвиговой системы. Он выполнен позднепротерозойскими терригенными и известковистыми осадками, отлагавшимися, в условиях пассивной окраины юга Сибирской платформы в позднем рифее (терригенные и черносланцевые толщи хомолхинской, имняхской, аунакитской и вачской свит). Для раннего венда характерны терригенные отложения анангрской, догалдынской свит и известковистые отложения илигирской свиты накапливаемые в обстановке задугового бассейна [Хаин, 2001; Корольков, 2007].

Для Бодайбинского синклинория характерно широтное (на западе) и северо-западное (на востоке) простирание структур. Анализ ориентировки слоистости в различных частях синклинория указывает на наложенный характер северо-западной ориентировки складчатых структур, ассоциируемых с разрывными нарушениями взбросового типа того же простирания. При детальном анализе ориентировки кливажа и слоистости выявлено, что в областях наложенной деформации, ориентировка слоистости и кливажа на крыльях северо-западная, а простирание замковых частей складок остается широтным, что обуславливает их кулисообразное расположение в плане.

По результатам построения разрезов на основе геологической карты масштаба 1:50000 [Кулаков, 1979,1980], для синклинория характерны единичные крупные складки второго порядка на юго-западной и северо-восточной периферии синклинория, в крыльях которых можно проследить всю стратиграфическую колонку. В центральной и юго-восточной частях синклинория наблюдаются многочисленные складчато-надвиговые структуры с относительно пологим зеркалом складчатости. Складки имеют довольно узкие замковые зоны – от 500 до 100 метров при ширине крыльев от 2 км до 300 – 500 м.

По результатам наблюдений 2012 г., большая часть складок второго и третьего порядков (основные структуры синклинория) относится к шевронному, типу в сводовой части которых наблюдаются замки третьего и четвертого порядков, представленные флексурными перегибами (кинк-зонами) или хрупко-пластическими зонами сдвига. Именно флексурные перегибы на крыльях основных складок (второго порядка) картируются на участках литохимических аномалий золота и являются источником ложковых россыпей. Для толщ догалдынской свиты в центральной части Бодайбинского синклинория, характерны подобные складки с параболическими замками.

На сегодняшний день в арсенале геологов существуют методы изучения складчатых структур с использованием построения сбалансированных разрезов. Применяются они в основном к внешним частям складчато-надвиговых сооружений, передовым и межгорным прогибам [Прокопьев, Фридовский, Гайдук, 2004]. Методы сбалансированных разрезов с учётом результатов стрейн-анализа (с поправочным F-фактором) применяются для внутренних частей складчатых сооружений, однако требуют хорошей обнаженности маркирующего горизонта на всем пересечении складчатой структуры [Ramsay, Huber, 1987]. В случае плохой обнаженности или невозможности выделения маркирующих пачек на всем протяжении разреза, техника восстановления доскладчатой структуры тектонических зон по геометрии структурных доменов [Яковлев, 1987, 2008, 2009], получает определенное преимущество, так как позволяет оценивать горизонтальное сокращение складчатых

структур только по геологической карте. К сожалению, полевые работы 2012 г с целью уточнения структурных разрезов, построенных по геологической карте и сбора материала по деформациям в складках (необходимы замеры элементов залегания и мощностей слоев) не дали положительных результатов, так как плотики в подавляющем большинстве рек бассейна р. Бодайбинки не обнажены.

Для оценки укорочения Бодайбинского синклинория по наложенным складчато-надвиговым структурам, развитым в восточной части синклинория и затухающим к западу, нами были построены геологические разрезы и восстановлена доскладчатая структура по двум разрезам, проходящим поперек всего синклинория. Предполагалось, что оценка восточной (поверхностной) части, сложенная мощными грубозернистыми терригенными толщами покажет значительные сокращения по надвиговым структурам, а оценка западной (глубинной) части, представленная тонкозернистыми глинистыми отложениями – значительные сокращения по пликативным деформациям, так как это наблюдается для складчато-надвиговых структур Таласского Алатау [Voytenko et al., 2008].

Описание метода восстановления досклачатой структуры по геометрии складчатых доменов детально описана в работах Ф.Л. Яковлева [1987, 2008, 2009]. Однако присутствие в разрезе единичных крупных концентрических складок среди подобных складок выявило необходимость изменения методики для достоверной оценки общего горизонтального укорочения. Результаты оценки горизонтального сокращения структуры приведены с учетом указанных поправок. Для Бодайбинского синклинория анализировались два разреза в западной (глубинной) и в восточной (поверхностной) частях синклинория. Результаты оценки горизонтального сокращения приведены в таблице.

Таблица

Величина	Западная часть	Восточная часть
Современная длина, км	36,78	41,82
Доскладчатая длина, км	62,46	74,29
Горизонтальное укорочение, %	59%	56%
Общее смещение по разрывам, км. Знак «-» указывает на сбросовую, «+» на взбросовую кинематику	1,02	-1,41
Доля разрывов, %	1,63%	1,9%

Исследование деформации на уровне складчатых комплексов методом восстановления доскладчатой структуры тектонических зон по геометрии структурных доменов для структур Бодайбинского синклинория по двум пересечениям показало примерно равные величины общего горизонтального сокращения восточной и западной частей Бодайбинского синклинория. Вклад в общее укорочение по разрывным нарушениям не показал значительных величин (не более 2% от общей величины), кроме совокупной кинематики перемещения по разрывам.

В доскладчатой структуре восточной части широко были развиты, предположительно, конседиментационные сбросы, что подтверждается резким изменением мощностей толщ анангрской, догалдынской и иллигирской (в восточной части) свит. Мощность анангрской и догалдынской свит нижнего венда значительно увеличиваются к центральной части синклинория, причем это изменение скачкообразно и приурочено к крупным разрывным нарушениям.

Таким образом, первоначальное предположение о значительном вкладе разрывной тектоники в общее укорочение восточной части Бодайбинского синклинория методом восстановления доскладчатой структуры по геометрии структурных доменов не подтвердилось. Разрывные нарушения, представленные на геологической карте как надвиговые структуры, в подавляющем большинстве являются ре-активизированными сдвигами вдоль плоскостей наложенного регионального кливажа разлома. Не смотря на то, что надвиговая кинематика наблюдаются в параболических замках складок догалдынской свиты, с образованием сдвоенной мощности компетентных слоев, общий вклад выделенных разрывных нарушений составляет ничтожную часть от общего укорочения структуры.

Авторы благодарны научному сотруднику ИФЗ РАН Ф.Л. Яковлеву за предоставление результатов по восстановлению доскладчатой структуры восточной части синклинория и консультации, а также

главному геологу ООО «Копыловское» Е.Н. Божко за организацию полевых работ и предоставление дополнительных геологических материалов.

ЛИТЕРАТУРА

Кулаков А.Р. Отчет о результатах геофизических работ в западной и центральной частях Бодайбинского синклинального погружения за 1978-80 гг. Накатаминская партия. Иркутск: 1981.

Кулаков А.Р. Отчет о результатах геофизических работ в центральной части Бодайбинского синклинального погружения за 1977-78 гг. Артемовская партия. Иркутск: 1979.

Корольков А.Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири. Иркутск: Издательство Иркутского госуниверситета. 2007.

Яковлев Ф.Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С.31-48.

Яковлев Ф.Л. Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости. // Доклады Академии Наук. 2008. Том 422, № 3. С. 371–376.

Яковлев Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования.// Физика Земли. 2009. №. 11. С. 1023–1034.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: «Научный мир». 2001.

Voytenko V.N., Khudoley A.K., Yakovlev F.L. Strain-analysis and balanced cross-sections of the middle part of Tallasian Alatau ridge (Middle Asia, Kyrgyzstan).// SlovTec 08. Proceeding and Excursion Guide. State Geological Institute of Dionyz Stur Bratislava. 2008. P. 143-144.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ УРУПСКОЙ СЕРИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2012-2013 ГГ. ПО МАТЕРИАЛАМ МАССОВЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА

Д.А Сафонов., А.В. Коновалов

Институт морской геологии и геофизик ДВО РАН, Южно-Сахалинск, safonov@imgg.ru, konovalov@imgg.ru

Аннотация. В июле 2012 г. – апреле 2013 г. в районе о. Уруп (Курильские острова, Россия) произошла серия сильных землетрясений. Сейсмический процесс носил сложный характер: после роя землетрясений с магнитудой до M=6.1 последовало более глубокое и сильное событие с магнитудой M=7.0. В данной работе определены и проанализированы параметры и механизмы очага крупнейших событий из этой серии.

Abstract. A series of large earthquakes occurred on July, 2012 – April 2013 near Urup Isl. (Kuril Islands, Russia). The seismic process was complicated: after a swarm of shallow earthquakes with magnitude up to M=6.1 there followed a large deep focused event with magnitude M=7.0. The source parameters and focal mechanism of the largest events in the series were calculated and analyzed in this study.

В июле 2012 г. на внешнем тихоокеанском склоне Курильской островной дуги в районе глубоководного желоба, примерно на широте о. Уруп, началась серия землетрясений, магнитуда которых не превышала *MLH*=6.1 (*Mw*=6.0), и продолжавшаяся до конца года и в первой декаде 2013 г. 19 апреля 2013 г. вблизи очаговой зоны прежних событий, но значительно глубже и со смещением в сторону Курильской гряды, произошло еще одно событие с магнитудой *MLH* = 6.9 (*Mw* = 7.0).

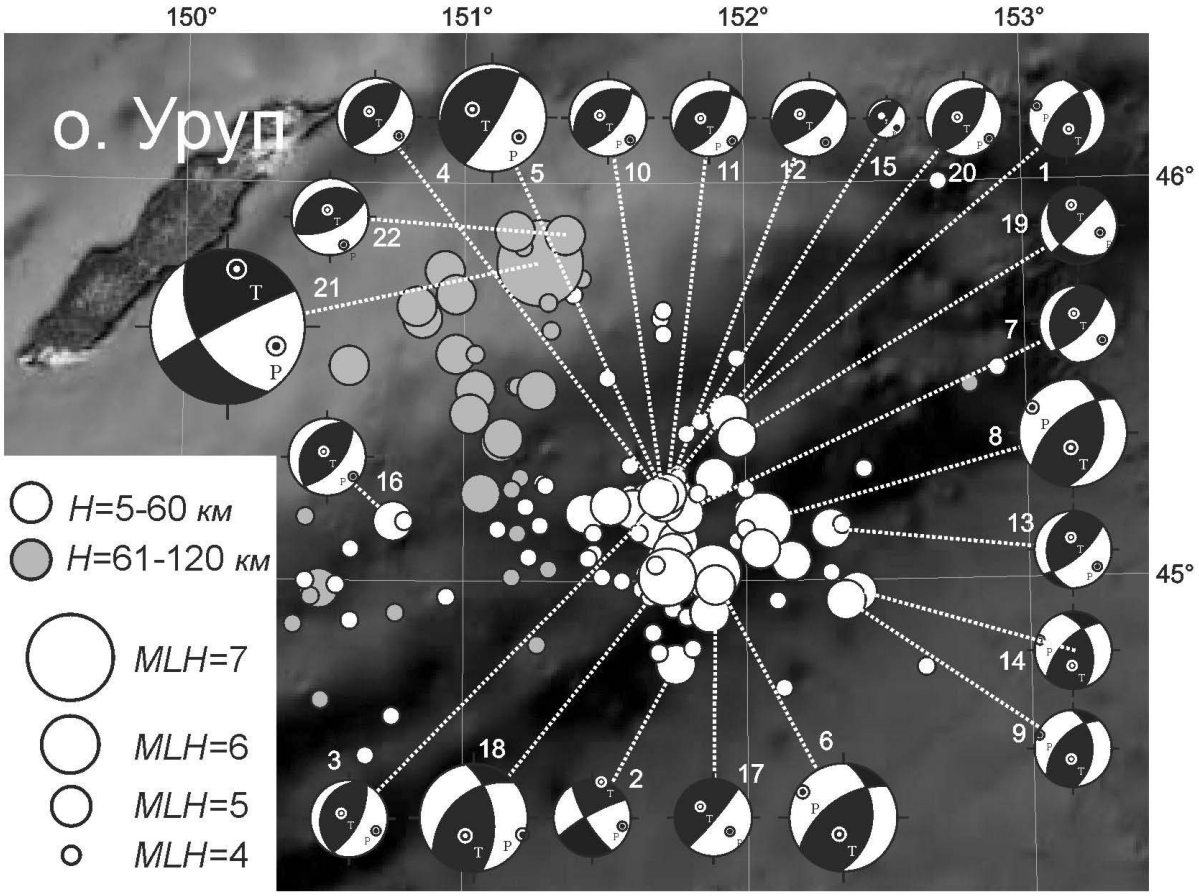


Рис. 1. Серия землетрясений в районе о. Уруп Курильской островной дуги. Показаны эпицентры землетрясений с магнитудой $MLH \geq 4.0$ по данным оперативного каталога СФ ГС РАН и стереограммы механизмов очагов землетрясений по табл. 1 (10-ая колонка)

Сильные сейсмические события в районе Курильских островов происходят достаточно регулярно. Рассматриваемая серия землетрясений интересна, прежде всего, своей плотностью и сложным характером

сейсмического процесса. В течение года (с июля 2012 г. по середину июня 2013 г.) по оперативным данным Сахалинского филиала ГС РАН в указанном районе (рис. 1) было зарегистрировано 135 землетрясений с магнитудой MLH = 4.0-7.0, включая 23 события с магнитудой $MLH \geq 5.0$.

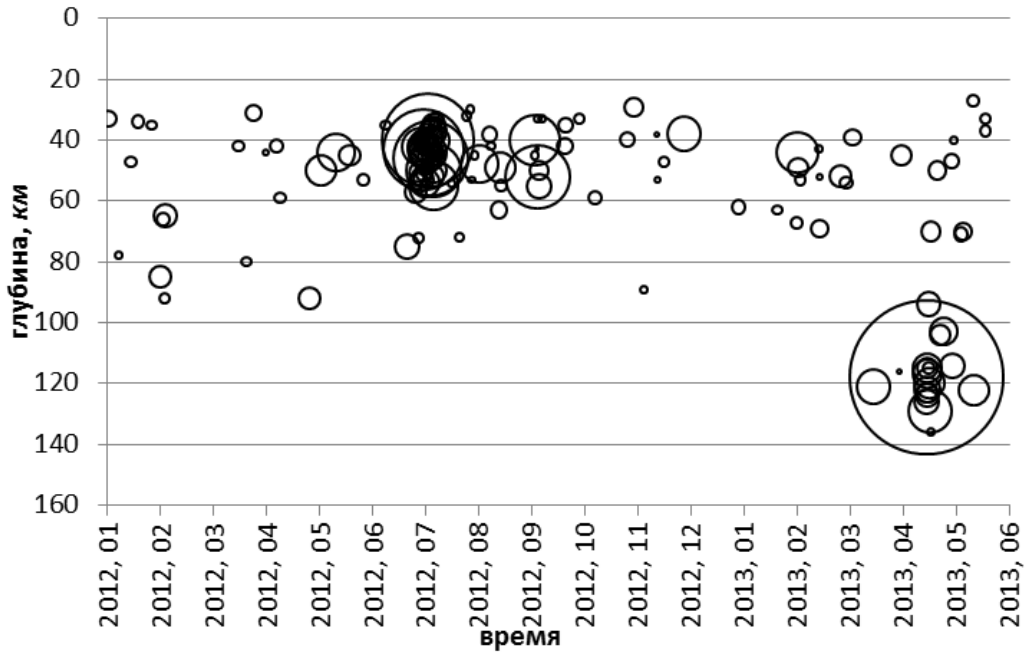


Рис. 2. Диаграмма сейсмического процесса Урупской серии землетрясений 2012-2013 гг. Размер окружностей примерно пропорционален магнитуде

Непосредственно перед июльским роем 20 мая 2012 г. вблизи его очаговой зоны зарегистрировано землетрясение с MLH = 5.0. То, что оно к последующим событиям напрямую не относится, можно предположить из его механизма – сдвигового типа – отличающегося от механизмов очагов последующих землетрясений.

Началом основной последовательности роя (и всей серии) землетрясений можно считать событие 7 июля в 00:56 с магнитудой MLH = 5.0. После него последовало большое число землетрясений в период с 7 по 17 июля, включая три самых сильных события: 8 июля в 11:33 (MLH = 5.9), 11 июля в 02:31 (MLH = 6.1) и 12 июля в 12:51 (MLH = 5.8). В августе и сентября в этом же районе зарегистрировано еще три землетрясения с магнитудой $MLH \geq 5.0$, после чего активность пошла на убыль. Небольшая активизация произошла в феврале 2013 г.: землетрясение с магнитудой MLH=5.1 и несколько более слабых событий (рис. 2). Глубина очагов роя землетрясений находилась в пределах 20-60 км (глубина, пересчитанная при определении тензора сейсмического момента для наиболее сильных землетрясений, оказалась в диапазоне 5-27 км). Механизмы очагов наиболее сильных землетрясений (рис. 1) оказались в основном взбросового типа, т.е. землетрясения реализовались в условиях сжатия, ось которого ориентирована перпендикулярно простиранию островной дуги.

19 апреля 2013 г. в 03:05 северо-северо-западнее очаговой зоны роя произошло землетрясение с MLH= 6.9 (Mw = 7.0, Mw_{GCMT} = 7.3), сопровождавшееся большим количеством афтершоков, среди которых только один – 21 апреля в 06:43 (MLH = 5.2) – превысил магнитуду MLH = 5.0. Глубина очага апрельского землетрясения и его афтершоков значительно возросла и составила 95-135 км, эпицентры сместились на северо-северо-запад в сторону островной дуги. Механизм очага главного события оказался отличным от механизмов предшествующих ему землетрясений в июле 2012 г. – февраля 2013 г., его можно отнести как к сдвиговому типу, так и к пологому сбросу. Одна из нодальных плоскостей субвертикальна и параллельна простиранию островной дуги, вторая под углом, близким к 45°, падает на юго-запад. Ось растяжения T находится несколько ближе к горизонту, чем ось сжатия P, что позволяет формально отнести Урупское землетрясение 19 апреля 2013 г. к произошедшим в условиях растяжения. Хотя наиболее вероятная подвижка – сброс вдоль субвертикальной плоскости с одновременным правосторонним сдвигом.

Механизмы очагов землетрясений Урупской серии определялись независимо двумя методами. Наиболее сильные события обрабатывались методом полярности первых вступлений с

использованием программы FOCMEC [Snoke et al. 1984; Сафонов, Коновалов, 2013]. Параллельно проводилось массовое определение тензора сейсмического момента методом инверсии волновых форм с использованием программы ISOLA [Sokos, Zahradnik, 2008], впервые в практике сейсмологических наблюдений на юге Дальневосточного региона.

Для инверсии использовались широкополосные записи сейсмостанций Сахалинского филиала ГС РАН, расположенные на о. Сахалин и Курильских островах, сейсмостанции «Петропавловск-Камчатский» и сейсмостанций с о. Хоккайдо, предоставляемые агентством NIED [http://www.fnet.bosai.go.jp]. Была принята скоростная модель земной коры и верхней мантии, используемая агентством NIED, поскольку рассматриваемые регионы характеризуются схожим геологическим строением. Наилучшее согласование синтетических и реальных записей получалось в диапазоне частот 0.01-0.05 Гц для сильных событий (M > 6.0) и 0.03-0.08 Гц для более слабых (4.5 < M < 6.0), хотя конкретный диапазон для каждого события подбирался индивидуально исходя из преобладающей частоты шумов. Для поиска решений использовались данные от 3 до 9 сейсмостанций, т.е. не менее 9 независимых каналов записи. В качестве базовых координат эпицентра принимались данные из оперативного каталога СФ ГС РАН, глубина центроида оценивалась одновременно с параметрами тензора момента.

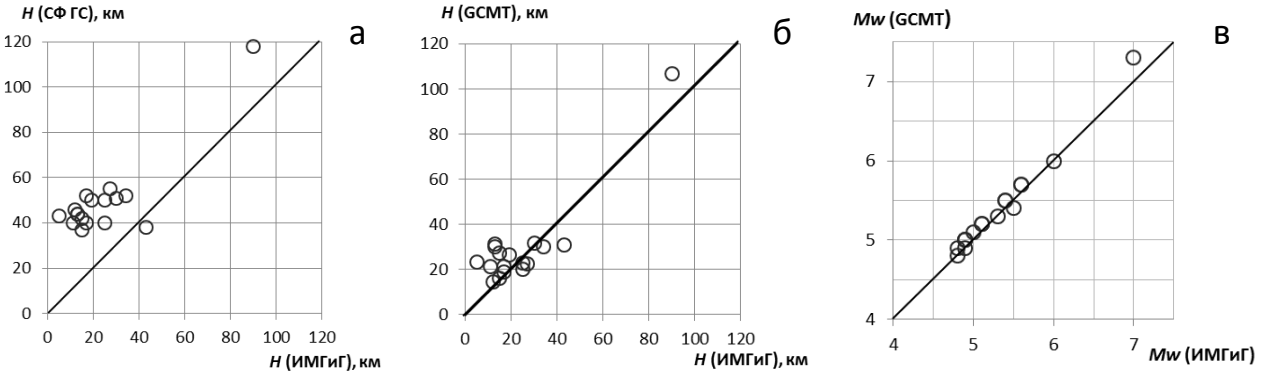
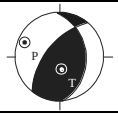
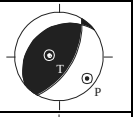
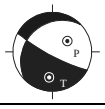
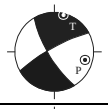
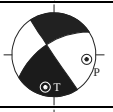
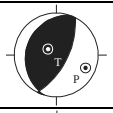
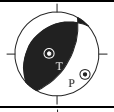
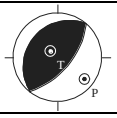
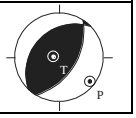
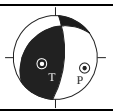
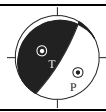
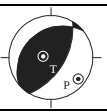
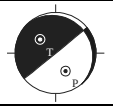
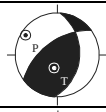
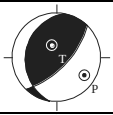
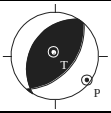
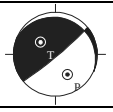
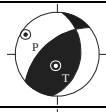
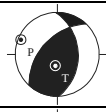
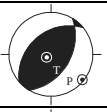
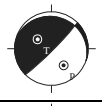
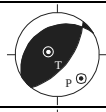
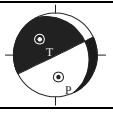
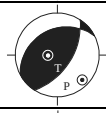
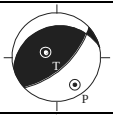
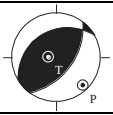
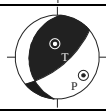
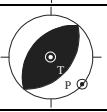
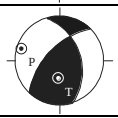
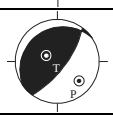
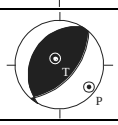
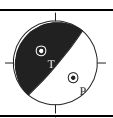
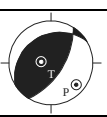
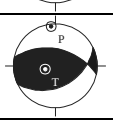
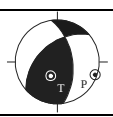
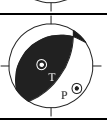
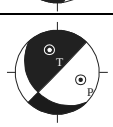
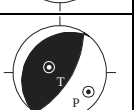
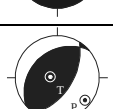
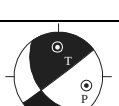
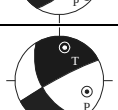
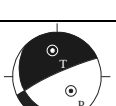
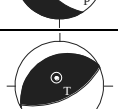


Рис. 3. Сравнение глубины центроида и моментной магнитуды землетрясений Урупской серии, полученных при расчете тензора сейсмического момента, с данными агентств СФ ГС РАН и GCMT

В таблице представлена информация о землетрясениях Урупской серии, для которых удалось определить механизмы очага. Приводятся стереограммы механизмов, определенных методом полярности первых вступлений, двухдипольные приближения тензора сейсмического момента, определенного методом инверсии волновых форм. Для сравнения приведены решения агентства GCMT [http://www.globalcmt.org].

Таблица. Стереограммы механизмов очаговУрупской серии землетрясений 2012-2013 гг.

№	Дата	Время, ч:мин:сек	Широта, гр.	Долгота, гр.	Глубина, км	*MLH*	*Mw*	По первым вступлениям, наст. раб.	Методом инверсии, наст. раб.	GCMT [3]
1	2012. 11.05	18:37:23.2	45.42	151.94	44	4.8	4.9			
2	2012. 20.05	6:54:45.6	44.79	151.75	44	5.0	5.1			
3	2012. 07.07	0:56:25.8	45.18	151.67	42	5.0	5.0			
4	2012. 07.07	1:20:25.9	45.2	151.66	51	4.6	4.8			

5	2012. 08.07	11:33:02.5	45.2	151.72	43	5.9	6.0			
6	2012. 11.07	2:31:15.8	45.02	151.88	40	6.1	5.6			
7	2012. 11.07	2:49:58.90	45.17	151.78	44	5.0	4.9			
8	2012. 12.07	12:51:59.1	45.15	152.06	46	5.8	5.6			
9	2012. 13.07	22:37:22.4	44.95	152.35	37	4.7	4.9			
10	2012. 14.07	3:44:00.6	45.2	151.71	55	5.3	5.3			
11	2012. 14.07	4:31:00.6	45.22	151.72	50	5.4	5.4			
12	2012. 14.07	6:51:39.0	45.22	151.7	52	4.5	4.9			
13	2012. 14.07	17:36:22.6	45.13	152.3	40	4.8	4.8			
14	2012. 14.07	18:48:30.3	44.97	152.39	50	4.6	4.7			
15	2012. 24.07	10:28:05.5	45.3	151.84	54	3.8	4.1			
16	2012. 09.08	8:10:54.7	45.15	150.75	48	5.0	4.6			
17	2012. 09.09	9:36:35.0	44.99	151.89	40	5.3	5.5			
18	2012. 11.09	1:28:18.1	45.01	151.72	52	5.6	5.4			
19	2012. 02.12	23:45:09.7	45.36	151.97	38	4.9	5.1			
20	2013. 05.02	3:24:48.3	45.21	151.69	44	5.1	5.1			
21	2013. 19.04	3:05:50.2	45.8	151.27	118	6.9	7.0			
22	2013. 15.05	13:51:42.4	45.87	151.36	122	4.8	5.0			

Результаты определения двумя методами несколько разнятся, вероятная причина – глубина очага, принимаемая с фиксированным значением для первой методики и определяемая независимо во второй, что приводило к завышению оценки углов падения сейсмических лучей и более пологим нодальным плоскостям механизмов очагов, найденных методом первых вступлений. Результаты переопределения глубины, давали значение на 20-30 км меньше полученного при определении координат гипоцентра СФ ГС РАН (рис. 3, а). В то же время переопределенная глубина очага значительно лучше согласуется с данными GCMT, полученными при поиске тензора момента центроида (рис. 3, б). Моментная магнитуда *Mw*, полученная для землетрясений Урупской серии, хорошо согласуется с данными GCMT (рис. 3, в), отличие для большинства событий составляет не более 0.1 единиц, исключая только самое сильное землетрясение с $Mw = 7.0$ ($Mw_{GCMT} = 7.3$), что, в целом, можно признать хорошим результатом.

Для дальнейшего анализа приняты результаты, полученные методом инверсии, за исключением события №17, определенного методом полярности первых вступлений.

Если рассматривать рой землетрясений июля 2012 г. – февраля 2013 г. за одно сейсмическое событие, а землетрясение 2013 г. за второе относительно независимое событие (удаленность эпицентра, в том числе по глубине, иной тип механизма в очаге, значительная магнитуда), то можно отнести Урупскую серию землетрясений к парным событиям.

К парным (дуплетам) принято относить крупные сейсмические события, очаговые зоны которых пересекаются, а промежуток времени между событиями значительно меньше времени, необходимого для нового накопления упругой деформации [Lay et al., 1989]. Наиболее близкий и известный случай парного землетрясения, к тому же, произошедшего лишь несколько севернее – Симуширские землетрясения 2006-2007 гг. [Ammon et al., 2008].

Используя соотношение Уэлса-Коппершмидта [Wells, Coppershmith, 1994], размер очага апрельского землетрясения ($MLH = 6.9$) можно оценить в 100 км, примерно тот же размер имеет область его афтершоков. Июльский рой, согласно рис. 1, имеет примерно те же размеры. Таким образом, очаговые зоны этих событий примыкают друг к другу.

Необходимым условием парного землетрясения является приблизительно одинаковая магнитуда событий. В данном случае, имея в качестве первого события рой, можно оценить относительную величину события по размеру очаговой области или через выделившуюся сейсмическую энергию. Пересчитав магнитуду в энергию по формуле Гуттенберга-Рихтера [Gutenberg, Richter, 1956] и суммируя корень энергии событий, находим (рис. 4), что величина деформации по Беньофу [Benioff, 1949] в обоих событиях сопоставимая.

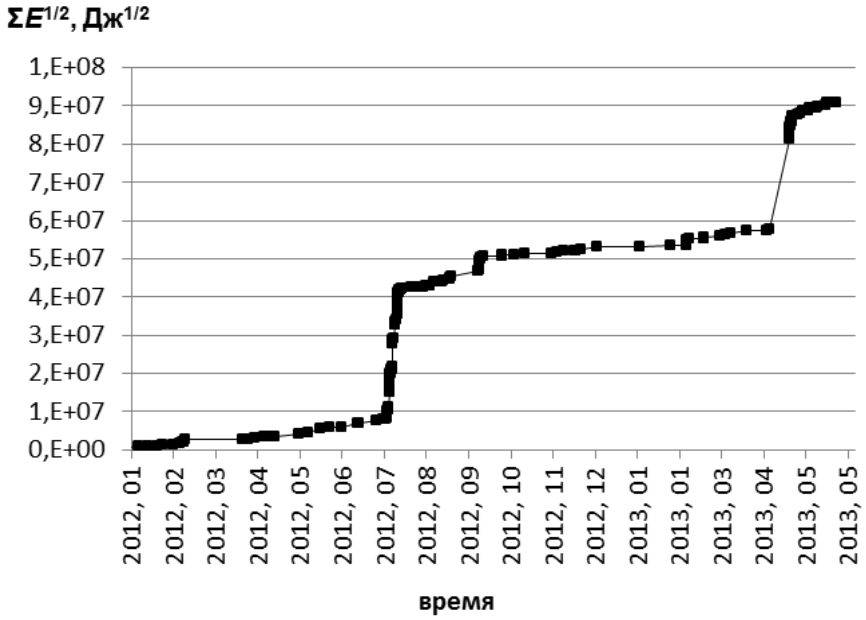


Рис. 4. График Беньофа для Урупской серии землетрясений 2012-2013 гг

Сходство парного Урупского события с Симуширскими землетрясениями 2006-2007 гг. проявляется и в том, что второе Симуширское событие имело механизм очага обратный первому, т.е.

после взброса в районе внутреннего склона Курильского глубоководного желоба последовал сброс на его внешнем склоне [Ammon et al., 2008].

В случае Урупских событий 2012-2013 гг. сейсмическая активность переместилась не во внешнюю, а в сторону внутренней части дуги. Возможное объяснение двойного характера этих событий может быть следующим. После серии относительно небольших вбросовых подвижек вдоль наклонной плоскости, вероятно, совпадающей с направлением зоны Беньофа, произошло перераспределение напряжений в надвинутом блоке Охотской плиты, вызвавшее встречный сброс вдоль крутой плоскости, наклоненной в направлении Тихого океана.

Само по себе Урупское землетрясение 19 апреля 2013 г. является рядовым событием для Курильской островной дуги. В работе [Злобин и др., 2011], основанной на данных каталога механизмов землетрясений Курило-Охотского региона с 1964 по 2009 гг. [Каталог…, 2011], авторами было показано, что вдоль Курильской дуги на основании типа напряженного состояния среды можно выделить три параллельные зоны. Основная из них расположена между дугой и глубоководным желобом, здесь происходит подавляющее число землетрясений, большая часть из которых является взбросами и надвигами. Две другие зоны расположены на небольшой глубине под глубоководным желобом и непосредственно под Курильскими островами на глубине 80-150 км. В обеих из них преимущественным типом сейсмодислокации является сброс. К внешней зоне относится второе событие Симуширского дуплета 2006-2007 гг. [Ammon et al., 2008], механизм этого события достаточно подробно изучен. Второй толчок Урупского парного события относится к внутренней зоне растяжения и представляет интерес для изучения с точки зрения геодинамики.

Работа выполнена в рамках Целевой комплексной программы фундаментальных научных исследований ДВО РАН «Современная геодинамика, активные геоструктуры и природные опасности Дальнего Востока России» и при частичной поддержке ДВО РАН (грант № 13-III-B-08-016).

ЛИТЕРАТУРА

Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Полец А.Ю. Распределение землетрясений по типам очаговых подвижек в Курило-Охотском регионе // Доклады академии наук. 2011. Т. 440, № 4. С. 527-529.

Каталог механизмов очагов сильных (M>6.0) землетрясений Курило-Охотского региона 1964-2009 гг. / Л.Н. Поплавская, М.И. Рудик, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов. Владивосток: Дальнаука, 2011. 131 с.

Сафонов Д.А., Коновалов А.В. Апробация вычислительно программы FOCMEC для определения фокальных механизмов землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 102-117.

Ammon C. J., Kanamori H., Lay T. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands // Nature. 2008. Vol. 451. P. 561–565.

Benioff H. Seismic Evidence for the Fault Origin of Oceanic Deeps // Bull. Geol. Soc. Amer. 1949. Vol. 60. P. 1837-1856.

Gutenberg B., Richter Ch.F. Magnitude and energy of earthquakes // Annnals of Geophys. 1956. Vol. 9, No. 1. P. 1–15.

Lay T., Astiz L., Kanamori H. Christensen, D.H. Temporal variation of large intraplate earthquakes in coupled subduction zones // Phys. Earth Planet. Inter. 1989. Vol. 54. P. 258–312.

Snoke J.A., Munsey J.W., Teague A.C., Bollinger G.A. A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data // Earthquake Notes. Vol. 55, No. 3. 1984. P. 15.

Sokos E. N., Zahradnik J. ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data // Computers & Geosciences. 2008. Vol. 34, Issue 8. P. 967-977.

Wells D., Coppershmith K. New empirical relationships among magnitude, repture length, repture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Am. –1994. Vol. 84, No. 4. P. 974-1002.

http://www.globalcmt.org, The Global Centroid-Moment-Tensor Project

http://www.bosai.go.jp, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention.

РОЛЬ КОЭФФИЦИЕНТА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НА ГРАНИЦАХ ИНДО-АВСТРАЛИЙСКОЙ ПЛИТЫ ПРИ ЧИСЛЕННОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

А.И. Коптев [1], А.В. Ершов [2], О.В.Левченко [3]

[1] - ISTEP UMR CNRS 7193, Universite Pierre et Marie Curie, Paris, France, alexander.koptev@upmc.fr
[2] - МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, г. Москва
[3] - Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

В настоящей работе представлены результаты численного моделирования напряженного состояния в пределах Индо-Австралийской плиты и прилегающих к ней областей.

В отличие от работ по численному моделированию напряженного состояния для Индо-Австралийской плиты в целом и для отдельных областей, входящих в ее пределы [Sandiford et al., 1995; Coblentz et al., 1995, 1998; Reynolds et al., 2002; Burbidge, 2004; Погорелов и Баранов, 2010; Погорелов, 2011 и др.,], которые были направлены на выявление природы и относительной роли различных источников в формировании современного поля напряжений, мы намеренно упрощаем задачу, ограничиваясь только одним источником внутриплитных напряжений (силы разности гравитационного потенциала). При этом, в данной работе предпринята попытка оценить, каким образом введение разных условий на различных по своей геодинамической позиции участках границ литосферных плит может менять модельные поля напряжений.

Рассчитанные нами модели показывают, что даже при использовании одного и того же источника напряжений (силы разности гравитационного потенциала), введение ослабленного взаимодействия на соответствующих участках границы Индо-Австралийской плиты приводит к значительному перераспределению напряжений (в частности, к их локализации в областях с высокой степенью межплитного взаимодействия).

МЕТОДИКА

Моделирование поля напряжений производилось с использованием программного кода «*Earth Stresses*», который является авторской разработкой и который ранее был успешно применен для построения глобальных моделей напряженного состояния литосферы Земли [Koptev, Ershov, 2008; Коптев, 2009; Коптев, 2010; Коптев, Ершов 2010]. В этот программный код заложен специальный алгоритм для расчетов распределения напряжений на сферической оболочке, представляющий собой некоторую модификацию решения плоской двумерной задачи.

Поле напряжений σ_{ij} рассчитывалось путем численного решения уравнения равновесия

$$\sum_{i=1}^{3} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_i} + F_j = 0. \qquad (1)$$

Под полем внешних сил F_i в настоящей работе понимались силы разности гравитационного потенциала, расчет которых сводился к количественной оценке разности интегралов распределения по глубине литостатического давления [Artyushkov, 1973; Артюшков, 1979].

Уравнение (1) количественно решалось методом конечных объемов с использованием явной консервативной численной схемы в Лагранжевых координатах. Расчетная сетка представляла собой набор ячеек четырехугольной формы.

Разработанная методика допускает возможность «разрезания» сетки вдоль границ ячеек. Для узлов, лежащих на линии «разреза», задается коэффициент, параметризующий степень влияния центрированных в ячейках величин (напряжений и пр.) в ячейках по разные стороны «разреза» на расчет величин, центрированных в узлах на «разрезе» (скорости смещений, силы и пр.). Таким образом, при расчете баланса сил для узлов, лежащих на линии «разреза», учитывается вклад тех ячеек, которые лежат по одну из сторон от линии «разреза», плюс вклад ячеек по другую сторону «разреза», но умноженный на заданный коэффициент.

Единичное значение коэффициента в какой-либо ячейке, по сути, равнозначно отсутствию «разреза» в данном месте расчетной сетки. При обращении коэффициента в нуль узлы, лежащие на «разрезанной» границе и принадлежащие ячейкам, лежащим по разные стороны «разреза», могут смещаться абсолютно независимо.

Возможность проводить расчеты на сетке с «разрезами» позволяет включать в модель линии разломов и границы литосферных плит, причем, изменяя коэффициент взаимодействия вдоль «разрезанной» границы, можно задавать границы разных типов на данном участке расчетной сетки (зона спрединга, субдукции, коллизии и пр.).

В рамках настоящей работы построено четыре различные модели, границы расчетной области которых лежат в пределах от 56.34° до 183.946° по долготе и от -74.925° до 54.925° по широте. Для каждой модели разрешение расчетной сетки составляло 0.15º×0.15º при суммарном количестве ячеек 736966.

В первой модели (модель 1) границы литосферных плит никак не учитывались, а во второй модели (модель 2) учет границ Индо-Австралийской плиты производился следующим образом: на коллизионных участках этой границы (Гималаи, Новая Зеландия и Папуа-Новая Гвинея) коэффициент взаимодействия между плитами принимался равным 1, а на всех прочих – 0. Третья рассчитанная модель (модель 3) отличается от двух предыдущих тем, что в данном случае расчеты производились только для ячеек, попадающих в пределы Индо-Австралийской плиты. Модель 4 схожа по постановке с моделью 3: единственное отличие заключается в установке значения 0.1 вместо 0 на неколлизионных участках границы Индо-Австралийской плиты. Географические координаты границ литосферных плит были взяты по данным цифровой модели П. Берда [Bird, 2001].

В качестве начальных условий всех рассчитанных моделей выступали нулевые скорости смещений и напряжения, а в качестве граничных – зафиксированные северная и южная границы расчетной области (для моделей 1, 2 и 4) или фиксированные коллизионные участки (Гималаи, Новая Зеландия и Папуа-Новая Гвинея) границы Индо-Австралийской плиты (для модели 3).

Для оценки степени достоверности рассчитанных моделей необходимо выполнить сравнение с имеющимися данными замеров напряженного состояния литосферы Земли.

В качестве критерия соответствия расчетных данных фактическим обычно используются степень совпадения режима напряжений (процентная доля совпадений по отношению к общему числу точек сравнения) и/или среднеквадратичная разница углов между главными осями расчетного и наблюдаемого тензоров напряжений [Burbidge, 2004; Liu, Bird, 2002]. В настоящей работе предлагается альтернативный критерий.

Поскольку замеры распределены в пространстве крайне неравномерно, количественное сопоставление модельных результатов с фактическими данными возможно только в случае выполнения интерполяции последних на всей (или б*о*льшей части) области моделирования с использованием каких-либо статистических алгоритмов. Мы использовали данные «Мировой Карты Напряжений» [Heidbach et al., 2008] для выполнения интерполяции и экстраполяции усредненных данных замеров на узлы регулярной сетки согласно методике, описанной в работе [Коптев и др., 2013].

Для каждой ячейки «сетки сравнения», в которой получены интерполированные по данным «Мировой Карты Напряжений» значения «измеренных» напряжений, рассчитывалось среднеквадратичное отклонение каждой из горизонтальных компонент «измеренного» и рассчитанного нормированного тензора напряжения, т.е. в каждой ячейке находилось три квадрата разницы между горизонтальными компонентами нормированного на единицу расчетного и «измеренного» тензора (интерполированный тензор также нормирован на единицу, согласно принятой методике интерполяции; компоненты тензора брались в локальной системе координат ячейки, в которой ось y направлена на север, ось x – на восток). Среднее значение этих квадратов и принималось в качестве критерия степени соответствия модельных расчетов наблюдаемым данным в текущей ячейке. Такой подход позволяет получить в достаточной мере независимую и объективную меру соответствия модельных построений наблюдаемым данным, что крайне полезно с точки зрения оценки качества модели в текущей ячейке расчетной сетки.

Для оценки качества расчетной модели в целом на основании знания степени ее соответствия фактическим данным в отдельных ячейках могут быть использованы различные подходы, наиболее простым из которых является оценка среднего арифметического значения среди полученных в ячейках величин. Однако существенным недостатком такого способа является тот факт, что даже при хорошем соответствии в большинстве ячеек наличие всего нескольких, в которых отклонения очень большие, может идентифицировать модель как плохую. Поэтому в качестве дополнительного критерия нами предлагается рассчитывать процентную долю ячеек, в которых соответствие расчетных и фактических данных составляет более 80%.

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 1, 3 и 4 показаны поля напряжений моделей 1, 2 и 3 соответственно (поле напряжений модели 4 не приводится по причине его практически полной визуальной идентичности полученному в модели 3), а на рис. 2 – результаты статистической обработки «Мировой Карты Напряжений» [Heidbach et al., 2008], выполненной по описанной в работе [Коптев и др., 2013] методике.

Рис. 5 и 6 иллюстрируют распределение выраженного в процентах соответствия между фактическими данными (результаты обработки «Мировой Карты Напряжений») и моделями 1 и 2 соответственно для территории Индо-Австралийской плиты. В табл.1 приведены коэффициенты соответствия между рассчитанными моделями и фактическими данными: усредненные по ячейкам значения соответствия и доли количества ячеек с соответствием, превышающим 80%. Эти коэффициенты рассчитывались только для тех ячеек расчетной сетки, которые попадали в пределы Индо-Австралийской плиты, и указаны для всех четырех рассчитанных в рамках настоящей работы моделей, а также для глобальной модели поля напряжений, описанной в работе [Коптев, Ершов, 2010].

Визуальное сравнение поля напряжений модели 1 (рис. 1) с фактическими данными (рис. 2), а также низкие значения коэффициентов, количественно иллюстрирующих качество модели (табл. 1), показывают, что многие существенные особенности наблюдаемого регионального поля напряжений в этой модели не воспроизводятся.

Данное поле напряжений во многом схоже с полученным в аналогичной по постановке (источник напряжений – силы разности гравитационного потенциала; границы литосферных плит не учитываются) глобальной модели [Коптев, Ершов, 2010]. Однако чуть более высокие значения коэффициентов соответствия фактическим данным, получаемые в этой модели (табл. 1), демонстрируют некоторые преимущества глобальной модели над более детальной региональной, возникающие, вероятно, за счет учета внешних воздействий на рассматриваемый в региональной модели участок литосферы.

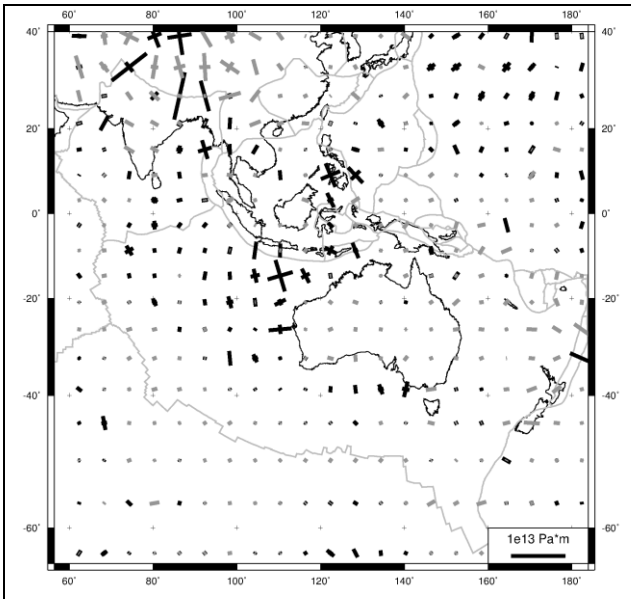


Рис. 1. Модель поля напряжений, не учитывающая границ литосферных плит (модель 1)
Черными линиями показаны главные оси сжатия, серыми – растяжения

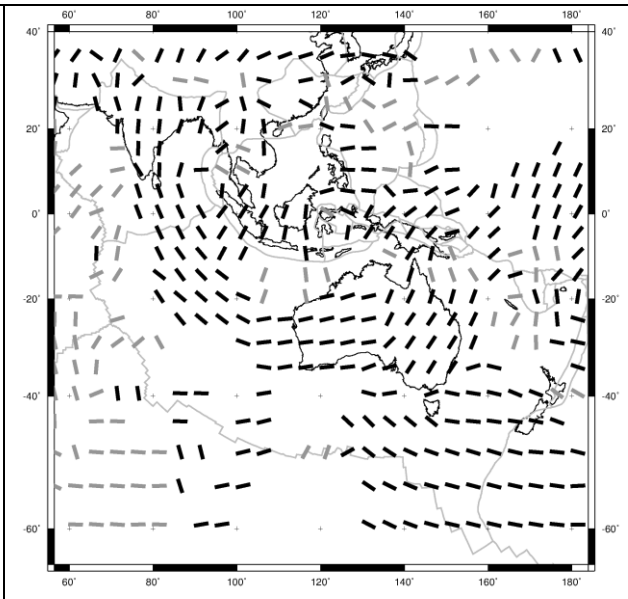


Рис. 2. Результаты статистической обработки данных «Мировой Карты Напряжений» [Heidbach et al., 2008], выполненной по методике [Коптев и др., 2013]. Параметры обработки: максимальная допустимая дисперсия 0,15; минимальное количество замеров 5.
Серыми линиями показаны ориентировки проекций на горизонтальную плоскость главных осей растяжения для сбросовых режимов напряжений; черными – главных осей сжатия для всех прочих режимов

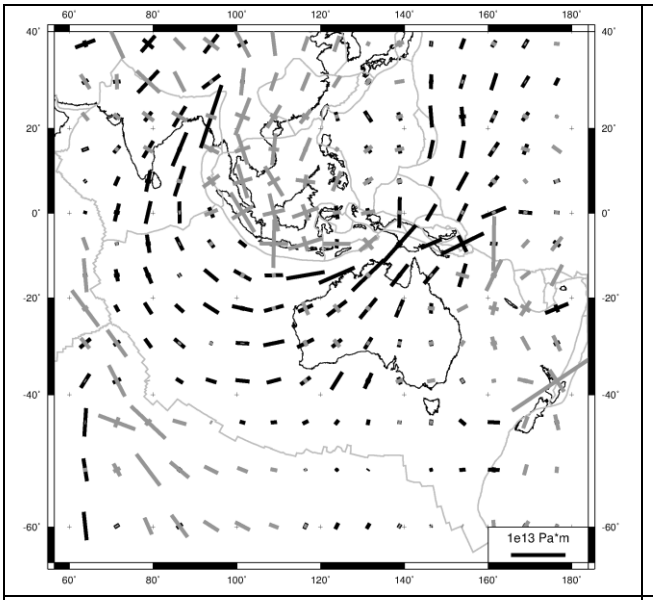


Рис. 3. Модель поля напряжений, учитывающая границы Индо-Австралийской плиты (модель 2).
На коллизионных участках (Гималаи, Новая Зеландия и Папуа-Новая Гвинея) коэффициент взаимодействия между плитами принимался равным 1, а на всех прочих – 0.
Черными линиями показаны главные оси сжатия, серыми – растяжения

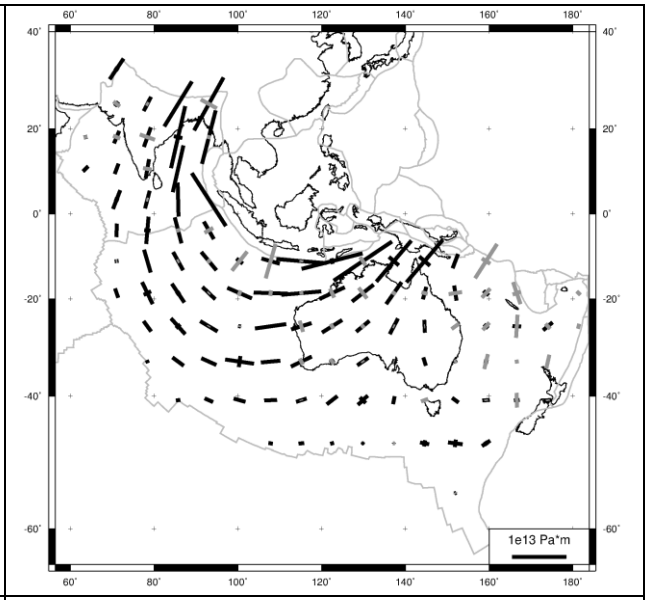


Рис. 4. Модель поля напряжений, рассчитанная только для области в пределах Индо-Австралийской плиты (модель 3).
Граничные условия: зафиксированные коллизионные участки (Гималаи, Новая Зеландия и Папуа-Новая Гвинея) границы Индо-Австралийской плиты.
Черными линиями показаны главные оси сжатия, серыми – растяжения

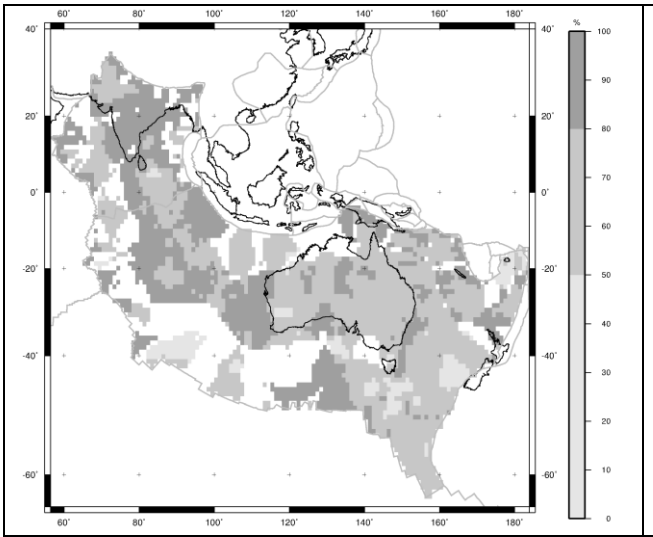


Рис. 5. Распределение степени соответствия между полем напряжений модели 1 (рис. 1) и результатами статистической обработки «Мировой Карты Напряжений» (рис. 2)

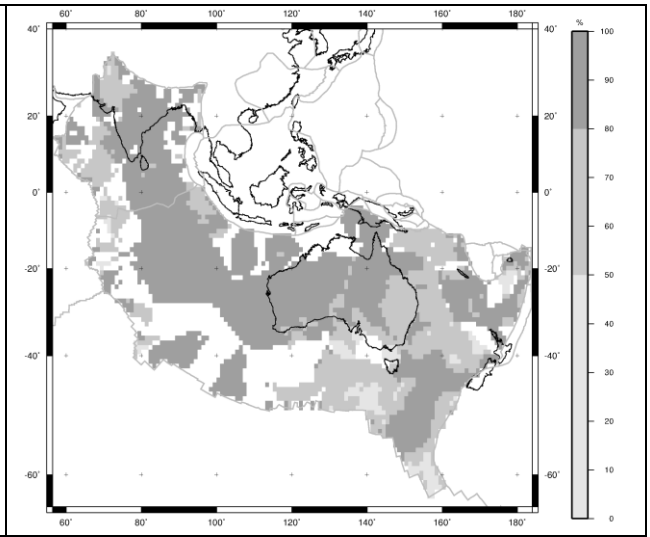


Рис. 6. Распределение степени соответствия между полем напряжений модели 2 (рис. 3) и результатами статистической обработки «Мировой Карты Напряжений» (рис. 2)

Модели 2 и 3 (рис. 3 и 4 соответственно) гораздо более точно воспроизводят постепенную смену ориентировок осей сжатия с СВ-ЮЗ в западной части Австралии до субмеридиональной в пределах п-ва Индостан, которая хорошо прослеживается на карте усредненных замеров напряженного состояния (рис. 2). Данная визуальная оценка подтверждается гораздо более высокими коэффициентами соответствия, полученными для этих моделей: более 2/3 ячеек с соответствием >80%; при том, что этот же параметр составлял менее 1/2 для модели 1 и глобальной модели (см. табл. 1). Распределение соответствия фактическим данным по площади для модели 2 также указывает на то, что к северо-западу от западной Австралии большая часть площади Индо-Австралийской плиты характеризуется высоким (> 80%) соответствием модельных и фактических данных (рис. 6).

Таблица 1. Коэффициенты соответствия между рассчитанными моделями напряженного состояния Индо-Австралийской плиты и результатами статистической обработки данных «Мировой Карты Напряжений»

Модель	*Среднее соответствие (%)*	*Процентная доля ячеек с соответствием > 80 % (%)*
Глобальная модель [см. Коптев, Ершов, 2010]	76.998	48.435
Модель 1 (Модель, не учитывающая границ литосферных плит)	74,197	40.071
Модель 2 (Модель, учитывающая границы Индо-Австралийской плиты. На коллизионных участках коэффициент взаимодействия между плитами принимался = 1, на всех прочих – 0)	82.328	66.533
Модель 3 (Модель поля напряжений, рассчитанная только для области в пределах Индо-Австралийской плиты. Граничные условия: зафиксированные коллизионные участки границы)	84.494	71.953
Модель 4 (Модель, учитывающая границы Индо-Австралийской плиты. На коллизионных участках коэффициент взаимодействия между плитами принимался = 1, на всех прочих – 0.1)	82.339	66.343

В ранее опубликованных работах [Coblentz et al., 1998] было показано, что при моделировании поля напряжений только в пределах Индо-Австралийской плиты локализация напряжений сжатия на коллизионных участках северной границы плиты (Гималаи и Новая Зеландия) происходит в том случае, если производить «фиксацию» (т.е. установку нулевых смещений в качестве граничных условий) только в этих зонах, оставляя прочие участки границы «свободными». Наша модель 3 (см. рис. 4), рассчитанная в подобной постановке, подтверждает этот вывод. Важно отметить практически идентичное распределение напряжений внутри Индо-Австралийской плиты, полученное в моделях 2 и 3. Это позволяет говорить о том, что установка стопроцентного взаимодействия на коллизионных границах при полном «разрезании» на границах других геодинамических типов дает аналогичный эффект с «фиксированием» этих коллизионных зон в моделях, ограниченных по площади своего распространения границами Индо-Австралийской плиты. При этом очевидно, что модели, рассчитанные для территории, ограниченной границами какой-либо плиты, уступают моделям, которые включают в себя прилегающие к этой плите области, хотя бы потому, что в первом случае необходимо учитывать влияние сил, действующих на плиту извне (например, силы гравитационного растекания прилегающих к плите орогенов), и задавать их в качестве дополнительных граничных условий, а во втором эти источники учитываются более корректно «автоматически».

Схожее распределение напряжений в моделях 2 и 4, отражающееся также и в практически идентичных значениях коэффициентов соответствия фактическим данным (табл. 1), указывает на то, что модель мало чувствительна к синхронным и относительно небольшим изменениям коэффициента взаимодействия на неколлизионных границах Индо-Австралийской плиты.

Наиболее проблемным участком Индо-Австралийской плиты с точки зрения согласованности модельных и фактических данных является восточная часть Австралийского континента: на этой территории происходит достаточно резкая смена ориентировок осей сжатия на ССВ-ЮЮЗ (вместо ВСВ-ЗЮЗ в восточной части Австралии), которая ни в одной из рассчитанных моделей не воспроизводится. Возможно, это может быть связано с неучетом в этих моделях сил затягивания в

Меланезийскую зону субдукции (желоб Сан-Кристобаль), где в течение последних 6 млн.лет происходит погружение Индо-Австралийской плиты [Austermann et al., 2011].

ВЫВОДЫ

Многие работы по моделированию полей напряжений имеют своей целью определить относительную роль различных источников (силы мантийных течений, силы затягивания в зону субдукции, обобщенные топографические силы) в формировании наблюдаемого поля напряжений [напр. глобальные модели Bird, 1998; Bird, Liu, 1999; Conrad, Lithgow-Bertelloni, 2002; Lithgow-Bertelloni, Guynn, 2004; Bird et al., 2008]. Для этого рассчитываются модели, основанные на разных комбинациях этих источников, и производится сравнение результатов с фактическими данными для определения того, какая комбинация движущих сил дает в конкретном случае наилучшее совпадение.

Однако, как показано в настоящей работе, не вполне точное соответствие модельных и наблюденных данных может быть связано не с тем, что в модель не включены необходимые источники напряжений, а просто с отсутствием в модели правильно заданных зон ослабленного взаимодействия. Добавление таких зон (в рассматриваемом случае, это неколлизионные границы Индо-Австралийской плиты) может приводить к значительным изменениям модельного поля напряжений (в том числе, в сторону более хорошего соответствия фактическим данным).

При этом необходимость учета как можно большего количества источников напряжений остается для некоторых областей моделируемой среды очень высокой. Приведенный выше пример с не вполне хорошим соответствием расчетных данных фактическим для западной части Австралии наглядно иллюстрирует необходимость включения в модель дополнительных источников (например, сил затягивания в зону субдукции).

С другой стороны, сжатие, перпендикулярное простиранию зоны субдукции на участке Индо-Австралийской плиты, прилегающем к о. Суматра, также не воспроизведено в моделях с «разрезанной» субдукционной границей плит, что отражается в пониженных значениях критерия соответствия фактическим данным на этой территории (рис. 6). Но в модели 1, предполагающей полную сплошность среды, данный участок наоборот характеризуется высокими значениями (> 80%) степени соответствия данным «Мировой Карты Напряжений» (рис. 5). Таким образом, можно предположить, что введение на данном участке границы Индо-Австралийской плиты более высокого коэффициента взаимодействия с прилегающими территориями будет более правильным решением проблемы, чем введение каких-либо новых источников напряжений.

Полученные в настоящей работе результаты показывают, что при моделировании напряженного состояния корректный учет взаимодействия среды на границах крупных литосферных блоков является не менее важным фактором, чем выбор правильного набора действующих на литосферу тектонических сил.

Работа выполнена при частичной поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы, согл. № 8615, проекта РФФИ № 12-05-33066 ВЕД_МОЛ_А и проекта РФФИ № 13-05-01079 А

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука. 1979. 327 с.

Коптев А.И. Компьютерная модель напряженного состояния в литосфере Земли. // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя», т.1. Москва, МГУ, 2-5 февраля 2010 г., М.: 2010. С. 356-359.

Коптев А.И. Математическое моделирование напряженного состояния в литосфере Земли. // Материалы российской конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, посвященной «Году Планеты Земля» «Планета Земля: актуальные вопросы геологии глазами молодых ученых», Т. 1. Москва, МГУ, 6-7 апреля 2009 г., М.: 2009. С. 47-52.

Коптев А.И., Ершов А.В. Роль гравитационного потенциала литосферы в формировании глобального поля напряжений. // Физика Земли. 2010. №12. С. 66-81.

Коптев А.И., Ершов А.В., Маловичко Е.А. Напряженное состояние литосферы Земли: результаты статистической обработки данных «Мировой Карты Напряжений» // Вестник Московского Университета. сер.4. Геология. 2013. №1. С.19-27.

Погорелов В.В.,. Баранов А.А. Гравитационные напряжения в земной коре Центральной Азии // Геофизические исследования. 2010. Т. 11, № 3. С. 72-84

Погорелов В.В. Тектонофизический анализ напряжений земной коры Зондской сейсмоактивной области» // Автореферат на соискание степени к. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ РАН. 2011. -28 с.

Artyushkov E.V. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities // J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78. P. 7675-7708.

Austermann J., Ben-Avraham Z., Bird P., Heidbach O., Schubert G., Stock J. M. Quantifying the forces needed for the rapid change of Pacific plate motion at 6 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. Vol. 307. P. 289-297. doi:10.1016/j.epsl.2011.04.043.

Bird P. An updated digital model of plates boundaries. Geochemistry, Geophysics, Geosystems. An electronic journal of the Earth sciences.Vol.4, no. 3, 14 march 14 1027, doi:10.1029/2001GC00025 2 ISSN: 1525-2027.

Bird P. Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 10,115-10,129.

Bird P., Liu Z. Global finite-element model makes a small contribution to intraplate seismic hazard // Bull. Seismol. Soc. Am. 1999. Vol. 89. P. 1642-1647.

Bird P., Liu Z., Rucker W.K. Stresses that drive the plates from below: Definitions, computational path, model optimization, and error analysis // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. B11406, doi:10.1029/2007JB005460.

Burbidge D.R. Thin plate neotectonic models of the Australian plate // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. 10405. doi: 10.1029/2004JB003156.

Coblentz D.D., Sandiford M., Richardson R.M., Zho S., Hillis R. The origins of the intraplate stress field in continental Australia // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 299-309.

Coblentz D.D., Zhou S., Hillis R.R., Richardson R.M., Sandiford M. Topography, boundary forces, and the Indo-Australian intraplate stress field // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 919-931.

Conrad C.P., Lithgow-Bertelloni C. How mantle slabs drive plate tectonics // Science. 298. Vol. 298. P. 207-209. doi:10.1126/science.1074161

Heidbach O. et al. The World Stress Map – Release 2008. 2008. Paris: Commission for the Geological Map of the World.

Koptev A., Ershov A. Modeling of global lithospheric stress field on the spherical Earth. // 3rd World Stress Map Conference. Potsdam, 15-17 October 2008.

Lithgow-Bertelloni C., Guynn J. Origin of the lithospheric stress field // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. 01408. doi: 10.1029/2003JB002467.

Reynolds S.D., Coblentz D.D., Hillis R.R. Tectonic forces controlling the regional intraplate stress field in continental Australia: Results from new finite element modeling // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107 (B7). 2131. doi: 10.1029/2001JB000408.

Sandiford M., Coblentz D., Richardson R. Ridge torques and continental collision in the Indian-Australian plate // Geology. 1995. Vol. 23?, No7. P. 653-656.

ФОРМИРОВАНИЕ МЕЖБЛОКОВЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН В НИЖНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА, ПЕРЕХОДНОМ КОМПЛЕКСЕ И ФУНДАМЕНТЕ

С.Б. Коротков

ООО «Газпром ВНИИГАЗ», г. Москва

Основные действующие газодобывающие центры России в тектоническом отношении расположены в пределах древних и молодых платформ. В результате интенсивной разработки месторождений и исчерпания ресурсного потенциала промышленно освоенных нефтегазоносных комплексов дальнейшее восполнение запасов газа связывается с новыми малоизученными глубокими горизонтами (4-9 км). Поисково-разведочные работы на глубокие горизонты в этих районах ведутся, однако они недостаточно эффективны. По результатам бурения чаще всего не подтверждаются ни прогнозы на открытие месторождений, ни закладываемые в проекты геологические модели поисковых объектов, базирующиеся на традиционных представлениях о геологическом строении недр на малых и средних глубинах. Для повышения эффективности геологоразведочных работ (ГРР) и, прежде всего, сейсморазведки необходимо создать адекватные прогнозно-поисковые модели.

Главной отличительной особенностью глубоких недр, на которую в последние годы указывают многие исследователи, является блоковое (пластово-блоковое) строение массива горных пород и, как следствие, невозможность региональных потоков подземных вод по латерали. О блоковом строении верхней части фундамента известно давно – с момента появления достаточно надежных и многоканальных сейсмостанций и компьютерного обеспечения, позволяющего выполнять сложные математически процедуры обработки данных (с 1960-х гг). О пластово-блоковом строении глубокозалегающих осадочных пород (4-7 км) стало известно с конца 1990-х с появлением высокоразрешающих неограниченно канальных телеметрических сейсмостанций и программ интерактивной обработки 2D и 3D данных. Однако детали блокового строения, доведенные до уровня поисковых моделей, остаются непознанными. В результате геологоразведчики сталкиваются с множеством геологических и технологических проблем, не предвиденных в проектных документах.

Наиболее актуальным представляется корректное выделение по геофизическим данным блоковых тел и межблоковых зон. Последние могут выступать в роли субвертикальных флюидобарьеров, флюидопроводов или нейтральных зон, сходных по петрофизическим свойствам с массивами блоков. Эти объекты практически не выявляемы существующими стандартными сейсмическими и прочими геофизическими методами из-за схожих сейсмических и плотностных характеристик у самых разных литофациальных комплексов, а также субвертикальности отражающих границ [(Коротков С.Б., 2012)].

Тем не менее, по данным интерпретации высокоразрешающей сейсморазведки МОВ ОГТ можно установить, что взаимные вертикальные, и, тем более, горизонтальные смещения блоков относительно друг друга весьма незначительны (первые метры). При этом важно отметить, что межблоковые разломные зоны представляют собой отнюдь не наклонные «зеркала скольжения» (часто изображают на профильных геолого-геофизических разрезах), а субвертикальные зоны довольно значительной ширины (от первых метров до первых километров). Волновая картина в этих зонах отлична от таковой в окружающих массивах, что свидетельствует либо об иной фациальной обстановке осадконакопления в момент формирования, либо об ином гидрогеохимическом режиме флюидобмена.

Несмотря на очевидные вертикальные границы потери корреляции и поля когерентности, многие интерпретаторы, будучи «в плену» господствующих идей глобальной тектоники, произвольно придают разломам в фундаменте и переходном комплексе большие углы наклонов, смещают блоки «в нужном» направлении, искажая их форму. Простейшие опыты с выравниванием горизонтального и вертикального масштабов сейсмических разрезов демонстрируют абсурдность столь сильных наклонов интерпретированных разломов [Ампилов, 2004; Backon et al., 2010]. Физические опыты со стеклом, льдом, высохшими корками грязи показывают, что независимо от вектора приложения усилия, большинство трещин пересекают толщу по наименьшему расстоянию – т.е. практически перпендикулярно (субвертикально) слою.

По нашему мнению, вышеуказанные проблемы происходит из-за недостаточного понимания механизмов формирования блоковой структуры и межблоковых разломных зон в платформенных областях. Фундаментальные исследования по формированию блоковой структуры были выполнены

Е.В. Артюшковым [1993], связывающим формирование блоков с процессами сжатия, растяжения и прогибания земной коры. Однако эти глобальные факторы далеко не всегда возможно приложить к формированию блоков небольшого размера (5х5 – 50х50 км), представляющим наибольший практический интерес для прикладных задач. Нами предлагается упрощенная схема формирования межблоковых зон глубокопогруженных этажей осадочного чехла и переходного комплекса в платформенных областях.

Последние два десятилетия приоритет в формировании тектонических структур отдается горизонтальным напряжениям и смещениям. Однако «теория литосферных плит» на самом деле всего лишь гипотеза, не подтвержденная ни высокоточной сейсморазведкой, ни бурением. Точность геодезических данных, якобы фиксирующих взаимные смещения континентов на 1-2 см, по опыту полевой работы автора с высокоточными GPS данными, вызывает очень большие сомнения (из-за технических ограничений и изначального предназначения). Пожалуй, единственным местом, где горизонтальные смещения визуально наблюдаемы и не вызывают сомнений, является разлом Сан-Андреас в США. Вместе с тем, вертикальные движения коры визуально фиксируются повсеместно, да и характер накопления и размыва осадочных толщ, изученный глубоким бурением и на геологических обнажениях, однозначно подтверждает факт существования цикличных вертикальных смещений в ходе геологического развития любой территории.

Рис. 1. Деформационные швы, формирующиеся при высыхании бурового раствора в пустыне при +50°С. На заднем плане раствор еще пластичный (фото автора, Саудовская Аравия 2002 г.)

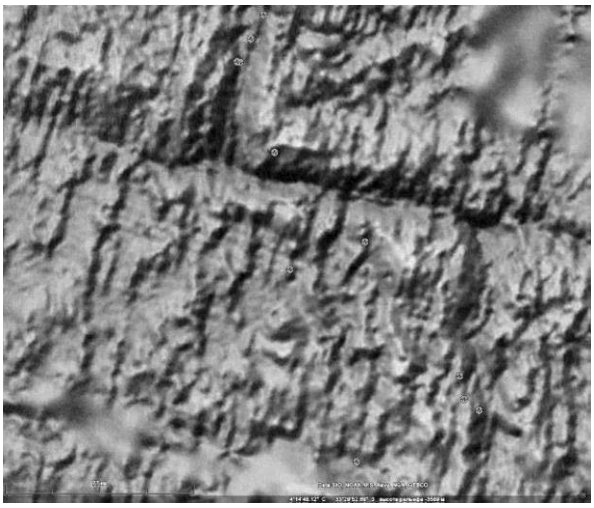


Рис. 2. Атлантическая срединно-океаническая рифтовая зона. (http://www.google.ru/intl/ru/earth/)

Еще одним важным аспектом, является вопрос момента формирования разломных зон, разделяющих блоковые тела. Считается, что первоначально формируется «консолидированная кора» (фундамент), которая перекрывается осадочной толщей и лишь после этого, из-за горизонтальных или вертикальных напряжений, формируются системы разломов. По нашему мнению, формирование разломов вызвано, в первую очередь, внутренними деформационными процессами, происходящими при уплотнении горных пород. Аналогичную картину мы наблюдаем при усыхании глины (рис. 1). Батиметрическая съемка мирового океана показывает, что формирование блоковой структуры начинается на самой ранней стадии – в момент формирования океанического дна в районе Срединно-Атлантического хребта (рис. 2). В этот же момент формируются и межблоковые зоны (рис. 3), заполнение которых происходит сначала обломками блоковых тел, а затем терригенными глубоководными, мелководными или континентальными осадками.

На следующем этапе происходит перекрытие осадочным чехлом всей площади (рис. 4). Высокая гидрохимическая активность межблоковых зон может проявляться в виде цепочек грязевых вулканов, черных курильщиков и иных формы выхода флюидов на морском дне или земной поверхности [Иванчук, 1994; Ильин, 1996]. В дальнейшем, подъем или погружение территории приводит к взаимным смещениям блоков и формированию открытых конформных разломных зон над межблоковыми зонами фундамента (рис. 5). При последующем погружении поверхности на большие глубины происходит повторное ускоренное перекрытие межблоково-разломных зон осадочными породами (рис. 6). Высокое гидростатическое давление и температура, а также кислые

мантийные газы формируют агрессивную флюидодинамическую среду, в которой происходит кардинальное изменение физических свойств горных пород.

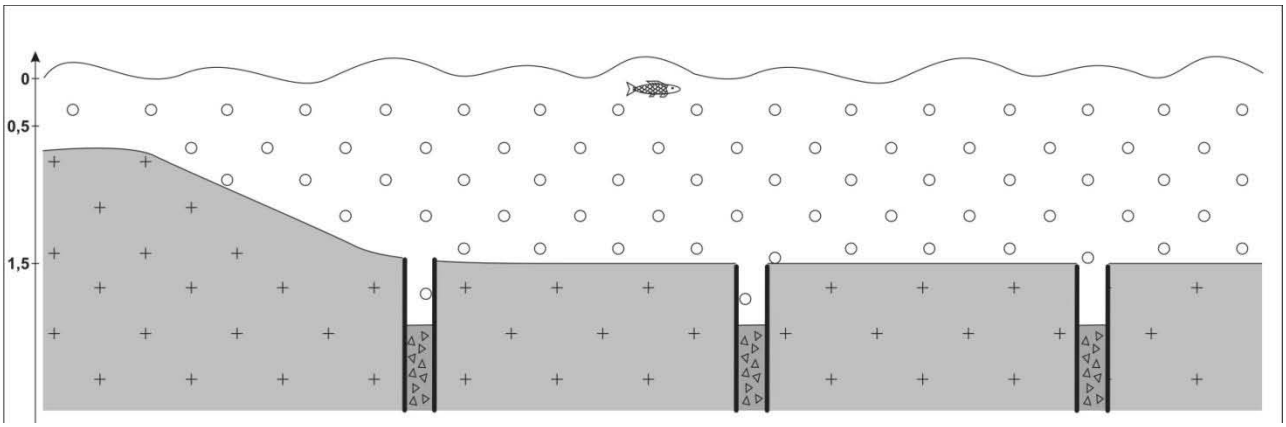


Рис. 2. Этап формирования блоков фундамента и межблоковых зон

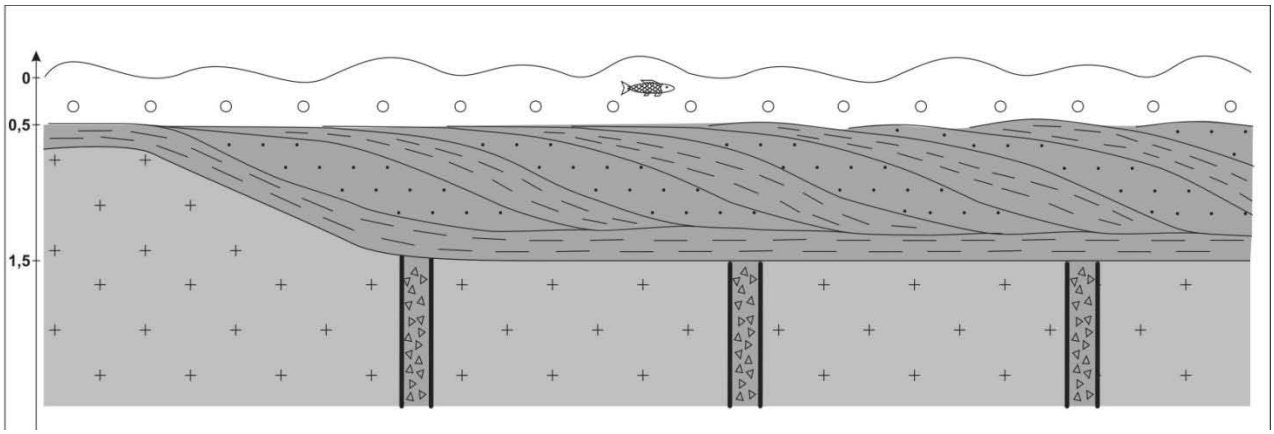


Рис. 3. Стадия захоронения блоков и межблоковых впадин терригенными отложениями

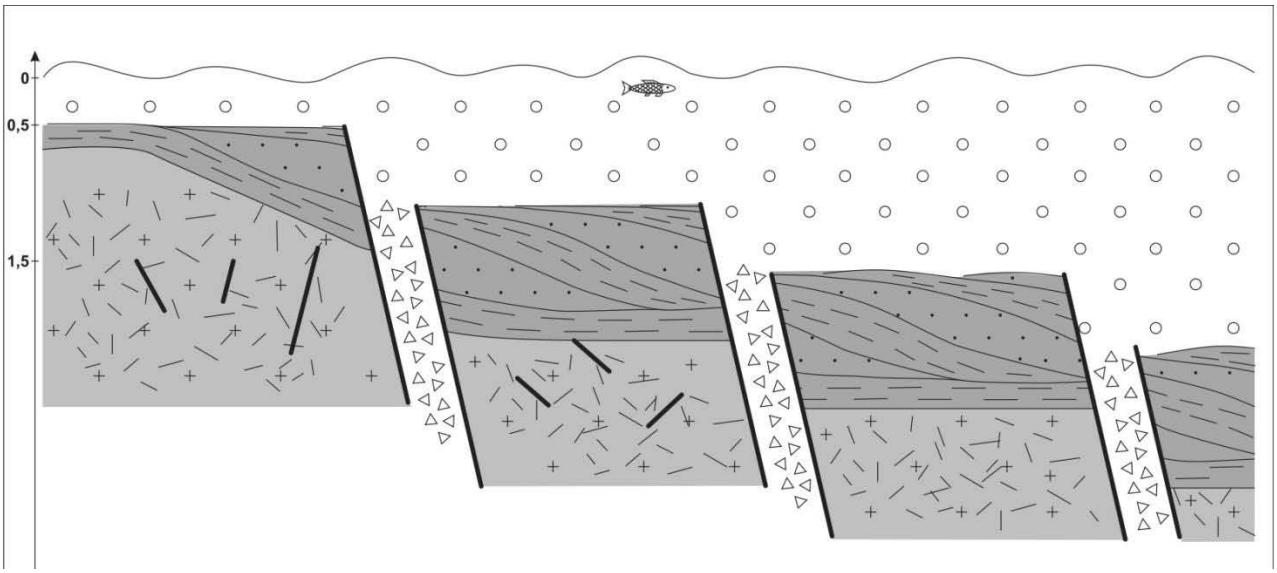


Рис. 4. Тектонические сдвиги блоков. Межблочные зоны «оживают», блоки смещаются относительно друг друга. Формируется вторичная трещиноватость

В случае реверсивного погружения территории могут формироваться соляные гряды и купола, над зонами повышенной проницаемости (рис. 8). Продолжение подъема выше уровня моря приведет к эрозионным процессам (рис. 9).

Флюидобарьеры, сформированные из более прочных пород, могут образовать цепочки останцов, на месте флюидоканалов могут развиться процессы карстообразования, а участки

нейтральных межблоковых зон, проявятся в виде повышенного содержания в разрушенной породе частиц гидроминералов.

Автору довелось увидеть все три вышеупоиунутые формы на территории гигантского нефтяного месторождения – Гхавар (Саудовская Аравия), характеризуещегося блоковым строением. Останцы (рис. 10) представляли цепочки холмов, столбов или «пирамид».

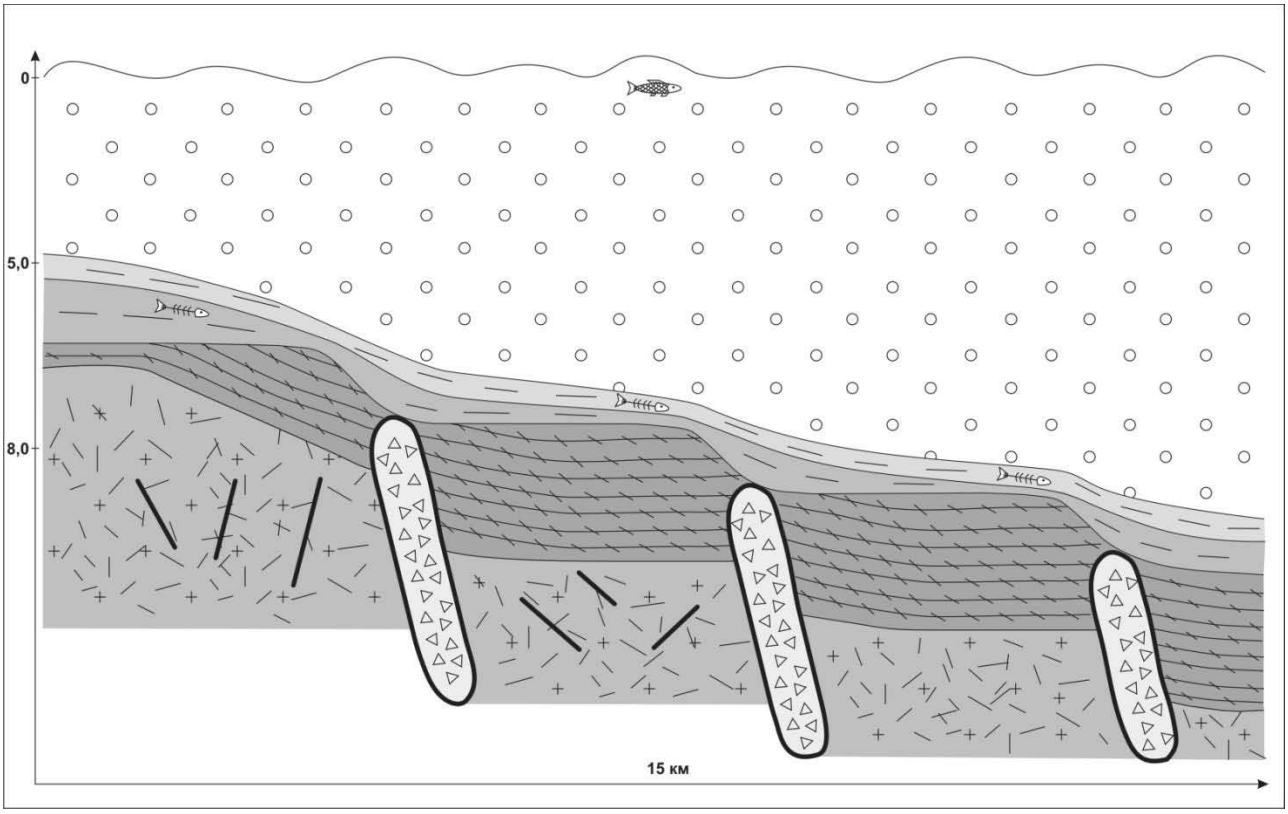


Рис. 5. Стадия погружения и вторичного захоронения блоков

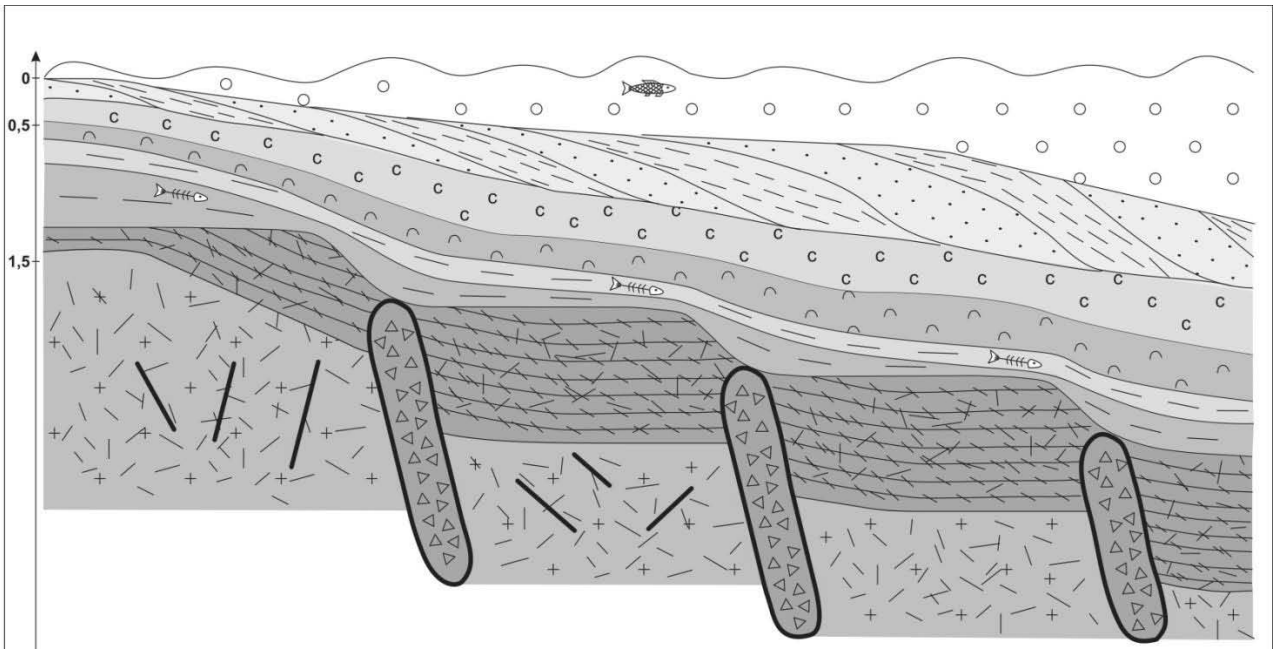


Рис. 6. Стадия поднятия территории. Формирование субвертикльных гидробарьеров в межблоковых зонах вследствие падения давления и температуры гидротермальных флюидов

Нейтральные зоны (рис. 11) представляли цепочки кругов правильной формы, сложенные гидроминералами (первоначально автор принял их за навигационные знаки на караванных путях). Группы карстовых полостей размером от первых метров до 50 м в поперечнике (рис. 12).

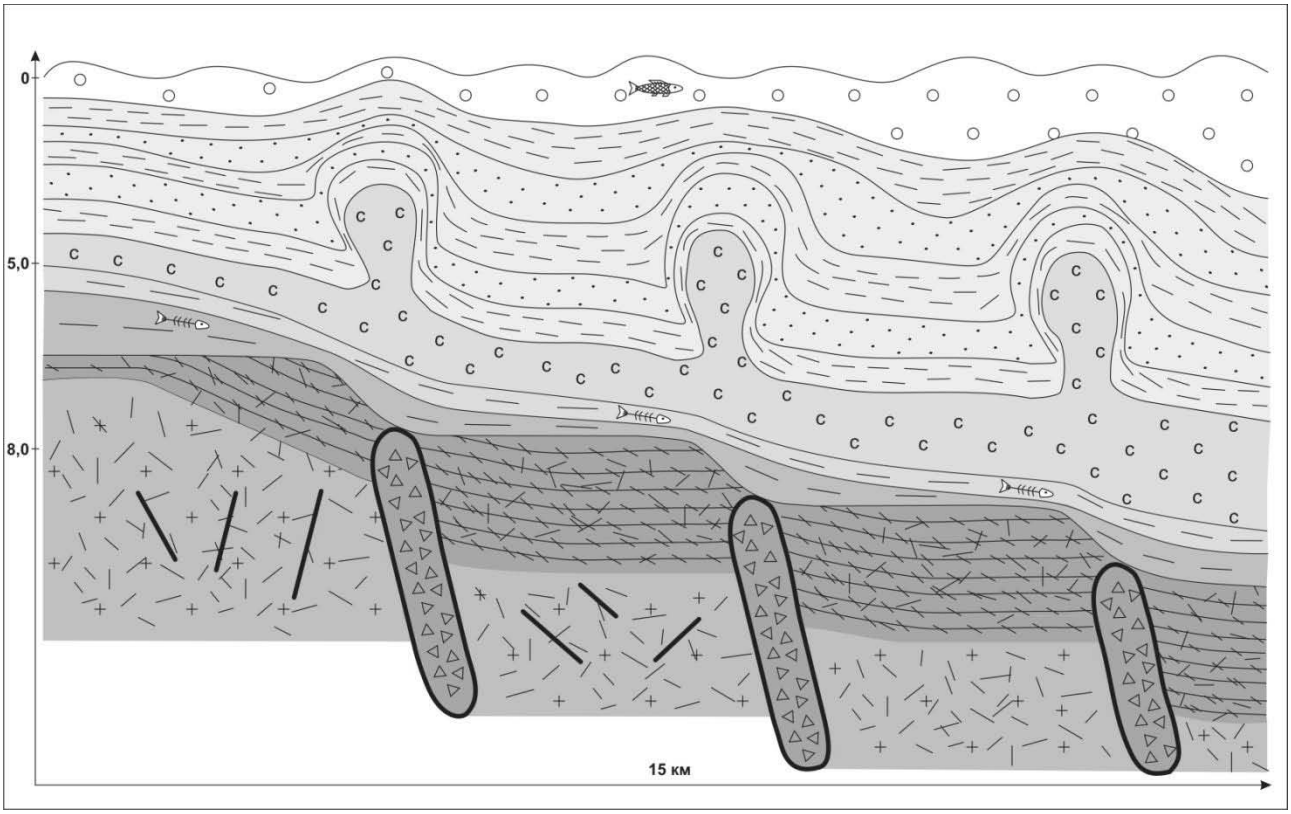


Рис. 7. Повторное погружение территории. Формирование солянокупольных структур (соляных гряд) над межблоковыми зонами

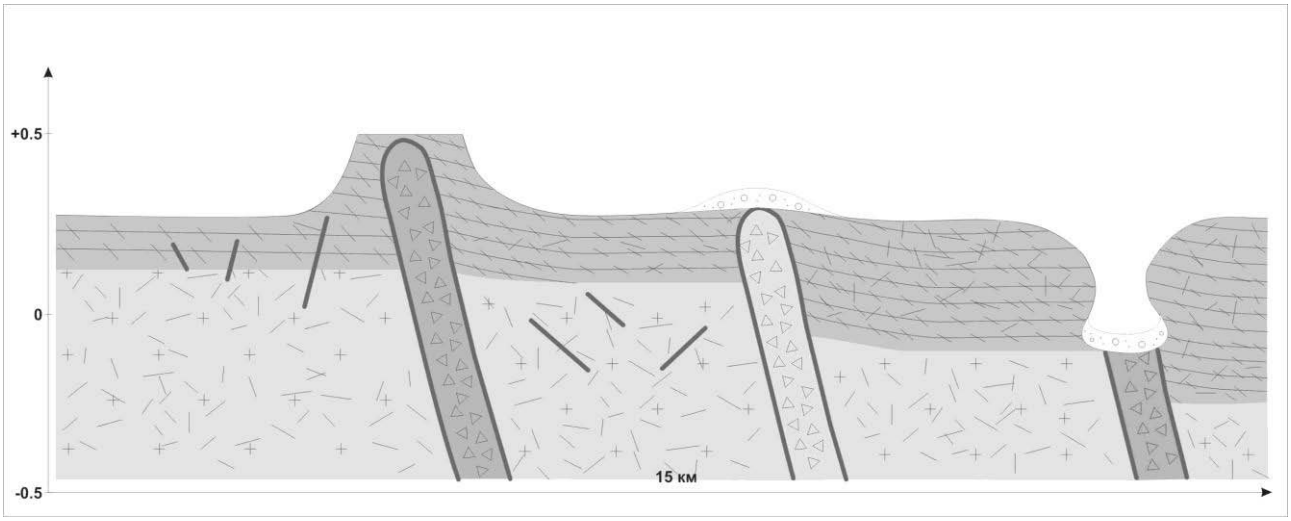


Рис. 8. Поднятие территории выше уровня моря. Эрозионное воздействие приводит к формированию цепей столбов или карсту. На схеме показано три варианта развития событий

Из вышесказанного становится понятным коренное отличие «классических» разломов в горных областях от межблоковых зон в платформенных: если первые представляют лишь нарушение сплошности пласта, то последние являются самостоятельным литофациальным типом, кардинальным образом отличающимся от окружающих пород, формирующих блоковые тела.

Рис. 9. Цепочки останцов в Аравийской пустыне на площади месторождения Гхавар, Саудовская Аравия. (фото автора, 2002)

Рис. 10. Останец гидротермальной зоны на поверхности Аравийской пустыни на месторождении Гхавар. Серии останцов представляют собой цепочки кругов размером 3-30 метров выполненных осыпью гидротермальных минералов (кремний, опалы и т.д.). В центре часто имеется горка более крупных кусков породы (на фото в центре), слагавших центральную жилу (фото автора, Саудовская Аравия 2001 г)

Рис. 11. Карстовая кувшинообразная полость на месторождении Гхавар (размер нижней части примерно 70х30 метров, глубина около 10 метров). На дне протекает ручей с довольно быстрым течением. Пример межблоковой зоны из менее прочных пород, чем основной массив (на фото автор, Саудовская Аравия 2001г.

ЛИТЕРАТУРА

Ампилов Ю.П. От сейсмической интерпретации к моделированию и оценке месторождений нефти и газа. М.: Спектр. 2008. 285 с.

Ампилов Ю.П. Сейсмическая интерпретация: опыт и проблемы. М.: Геоинформмарк. 2004. 286 с.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 456 с.

Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А. Тектонический контроль газонефтеносности полуострова Ямал // Геология нефти и газа. 2006. № 2. С. 21-26.

Гафаров Н.А., Баранов Ю.Б., Ванярхо М.А., Филатов Д.М. и др. Использование космической информации в газовой промышленности. М.: ООО "Газпром экспо". 2010. 132 с.

Дюнин В.И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. М.: Научный мир. 2000. 440 с.

Иванчук П.П. Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. М.: Недра. 1994. 97 с.

Ильин А.В. Изменчивый лик глубин: проблемы изученности дна океана. М.: Недра. 1996. 120 с.

Коротков Б.С., Коротков С.Б., Подурушин В.Ф. Перспективы поисков промышленно значимых залежей углеводородов на больших глубинах в России // Геология, бурение, разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений. М.: Газпром-экспо. 2009. 114 с.

Коротков С.Б. Газ на больших глубинах: новые модели поисковых объектов и направления совершенствования методов ГРР. М.: Газпром экспо. 2012. 108 с.

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ (ПО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ, ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

А.В. Кохан, А.Л. Грохольский, Е.П. Дубинин

Музей Землеведения Московского Государственного Университета, г. Москва, kkkkk1987@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Ультрамедленные спрединговые хребты (УСХ) с $V_{спр}$°<°2 см/год формируют около 15000°км из 65000 км (то есть около 1/4) мировой системы Срединно-океанических хребтов (СОХ). Геолого-геофизические данные полученные в последние годы [Зайончек и др., 2010; Соколов, 2011; Cannat et al., 2006; Crane et al., 2001; Dick et al., 2003; Jokat, Schimdt-Aursch, 2007; Kandilarov et al., 2010; Sauter, Cannat, 2010; и др.] свидетельствуют, что их сегментация значительно отличается от присущей медленным спрединговым хребтам. Данная работа посвящена анализу тектоники и геодинамики хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича, Гаккеля, расположенных в Норвежско-Гренландском бассейне и Северном Ледовитом океане (рис.°1), и Юго–Западного Индийского (ЮЗИХ).

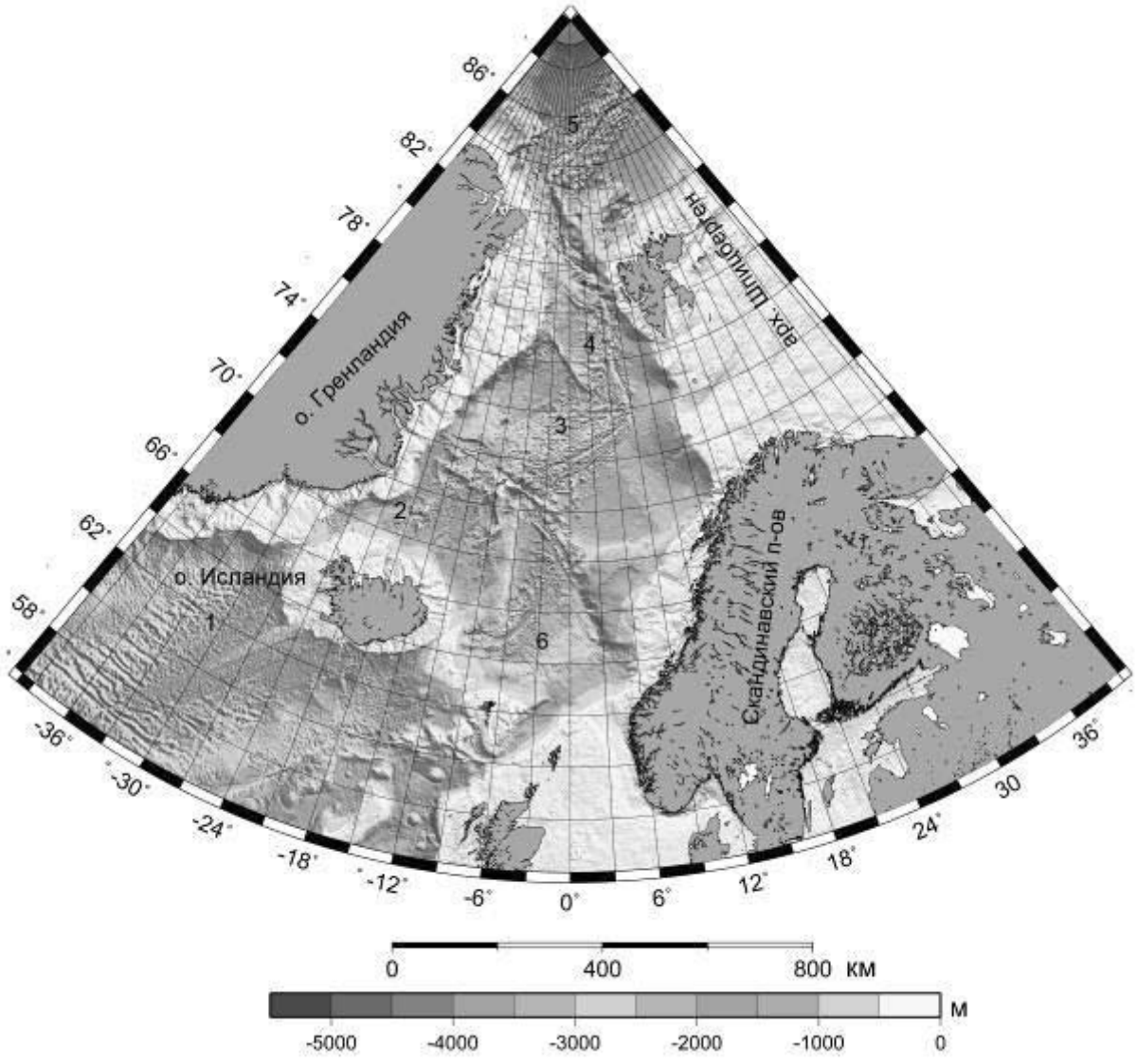


Рис.°1. Батиметрическая карта акватории Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики к северу от ТР Байт [GEBCO_08 grid, ver. 20100927]. Стрелками для каждого хребта показаны направления регионального раздвижения плит и простирание рифтовой долины, 1 – хребет Рейкьянес, 2 – хребет Кольбейнсей, 3 – хребет Мона, 4 – хребет Книповича, 5 – хребет Гаккеля, 6 – палеоспрединговый хребет Эгир

Хребет Рейкьянес располагается к югу от о. Исландия и протягивается примерно на 1000 км от ТР Байт до п–ова Рейкьянес. Спрединг на хребте происходит со скоростями от 1,85 до 2 см/год [DeMets et al., 2010]. Хребет имеет простирание 36°, косое к вектору раздвижения плит 99°. Угол α между направлением растяжения и простиранием рифтовой зоны составляет 63–65°. Рифтовая зона хребта сформирована эшелонированными S–образными осевыми вулканическими хребтами, располагающимися субортогонально направлению растяжения [Searle et al., 1998]. В пределах хребта было выделено три провинции сменяющих друг друга с юга на север по мере приближения к о. Исландия: с рифтовой долиной, с переходной морфологией, с осевым поднятием. По мере сокращения толщины хрупкого слоя коры происходит изменение характера сбрососообразования по механизмам, характерным для спрединговых хребтов с переходной морфологией [Дубинин и др., 2011]. При приближении к о. Исландия длина осевых вулканических хребтов возрастает, сокращается их ширина и амплитуда смещений между ними. Сейсмические исследования показали, что толщина коры в рифтовой зоне хребта сокращается от 13–14 км вблизи о. Исландия, до 7,5–8 км в районе 58° с.ш. [Weir et al., 2001]. Эти значения превышают средние значения для медленно раздвигающегося Срединно–Атлантического хребта, составляющие 7,1±0,7 км [White et al., 1992]. На широте 58° с.ш. хрупкий слой проникает в верхнюю часть мантии до глубины около 16–17 км. В районе 61°30′ с.ш. мощность хрупкого слоя составляет 9 км [Searle et al., 1998]. По мере приближения к Исландской термической аномалии вдоль хребта происходит возрастание толщины коры, сокращение толщины хрупкого слоя литосферы и увеличение ширины рифтовой зоны.

Хребет Кольбейнсей протягивается на 650 км от 67° с.ш. до 71°40′ с.ш. от разломной зоны Тьорнес до ТР Ян–Майен. Скорость спрединга изменяется от 1,85 см/год (67° с.ш.) с направлением в 105° до 1,7 см/год (71°40′ с.ш.) с направлением в 110° [De Mets et al., 2010]. Хребет ориентирован по азимуту в 20°. Таким образом, угол α составляет 80–85°. Тектоническое строение хребта подчиняется аналогичным закономерностям, что и на хребте Рейкьянес. Но данный хребет демонстрирует асимметрию воздействия Исландского плюма, которая может быть обусловлена наличием структурного барьера на пути мантийного потока в виде разломной зоны Тьорнес [Hooft et al., 2006]. В отличие от хребта Рейкьянес хребет Кольбейнсей расчленен трансформными разломами Спар (69° с.ш., 34 км смещения) и Эгвин (70°40′ с.ш., смещение оси – 36 км). На участке от 69° 30′ с.ш. до 70° 20′ с.ш. толщина коры на оси хребта составляет от 7,2 до 11 км. В южной части она составляет 12.1 ± 0.4 км, а севернее 67°20′ с.ш. сокращается до 9.4 ± 0.2 км [Hooft et al., 2006]. По сравнению со значениями характерными для хребта Рейкьянес, толщина коры на хребте Кольбейнсей на 2–3 км меньше аналогичных значений на том же расстоянии от Исландии.

Хребет Мона формирует границу Евразийской и Американской плит на участке от острова Ян–Майен до 73°30′ с.ш. 8° в.д. Его длина составляет около 580 км. Рифтовая долина хребта имеет простирание в 60°. Направление спрединга составляет 115° [De Mets et al., 2010]. Таким образом, угол α составляет 55°. Скорость спрединга на хребте – 1.6°см/год. Хребет не нарушен трансформными смещениями. Рельеф дна рифтовой зоны хребта сформирован серией эшелонированных осевых вулканических хребтов (ОВХ), ориентированных по азимуту в 30°. Длина этих вулканических построек – 15–25°км, высота – 300–600°м. Их разделяют впадины амагматических сегментов глубиной до 3.2 км, длиной 20–35 км, субпараллельные направлению растяжения или бортам рифтовой долины. Они представляют собой переуглубленные впадины, лишенные следов вулканизма или с ограниченными его проявлениями [Geli et al., 1994].

Хребет Книповича протягивается более чем на 550°км вдоль континентальной окраины архипелага Шпицберген от 73°45′ до 78°35′ с.ш. [Crane et al., 2001; Зайончек и др., 2010] и входит в сложно устроенную транзитную зону между хребтами Мона и Гаккеля. Долина хребта не нарушена трансформными смещениями (рис. 2, А). Скорость спрединга на хребте составляет 1.5–1.7 см/год. Севернее 75°50′ с.ш. этой широты хребет имеет ориентировку 000º–007º (002º), а южнее 343º–350º (347º). С учетом направления раздвижения плит для отрезка хребта в 307° [De Mets et al., 2010], отклонение от нормального направления спрединга в северной части хребта равно 37º, а в южной 53º [Curewitz et al., 2010] (рис.°2,°Б). Спрединг на хребте характеризуется значительной сдвиговой компонентой и, судя по кинематике, занимает промежуточное положение между трансформным разломом и спрединговым центром. Вдоль простирания хребта неоднократно изменяется степень отклонения направления спрединга от ортогонального. Угол α равный разности между простиранием сегмента хребта и направлением раздвижения изменяется от 33° до 63° (рис. 2, Б, В).

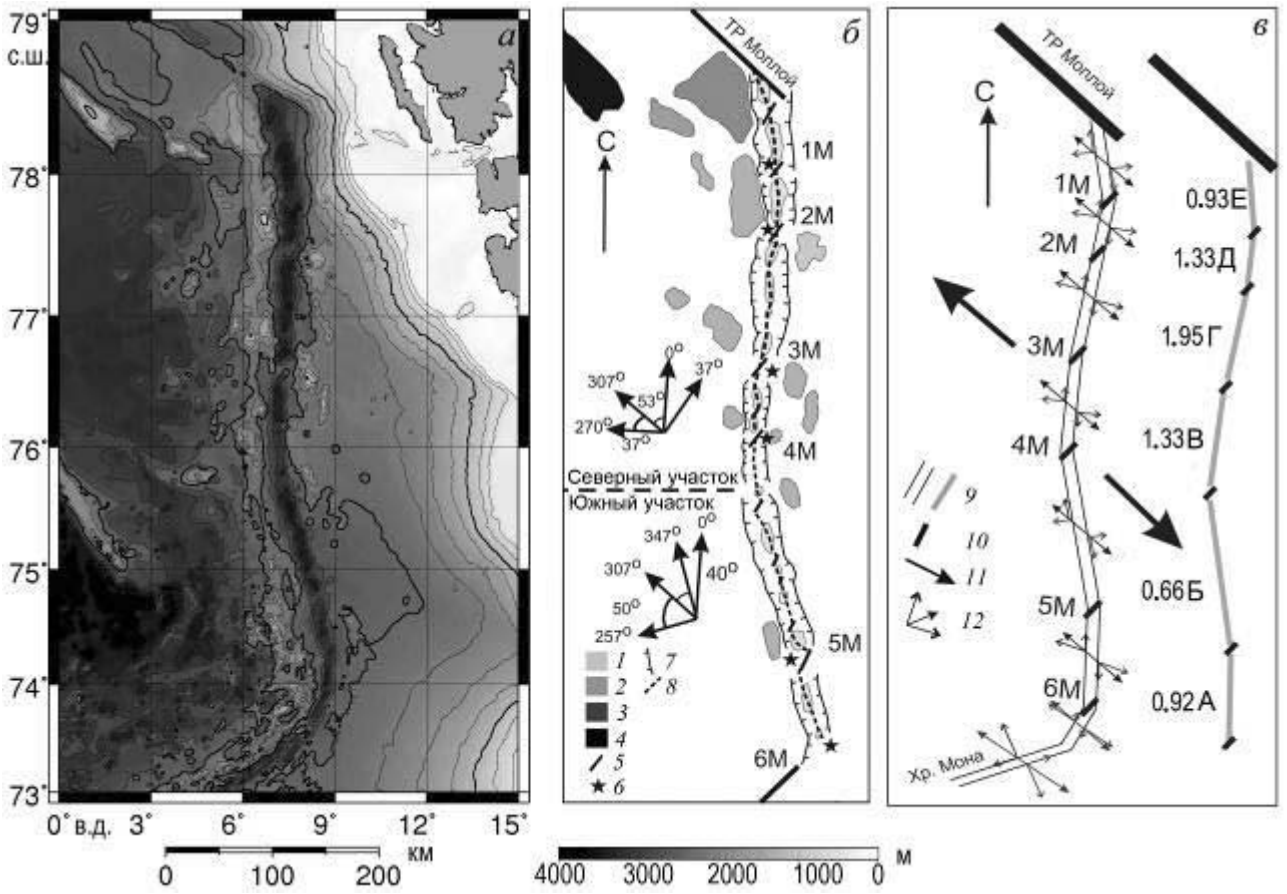


Рис.°2. Морфоструктурные и кинематические особенности строения хребта Книповича: а – батиметрическая карта хребта и прилегающих акваторий [GEBCO_08 grid, ver. 20100927]; б – морфоструктурная схема (стрелками показаны кинематические параметры спрединга по [DeMets et al., 2010; Curewitz et al., 2010]); в – кинематическая схема. 1 – впадины; 2 – внеосевые следы магматических поднятий; 3 – поднятие внутреннего угла трансформного разлома Моллой; 4 – микроконтинент Ховгард; 5 – оси магматических поднятий; 6 – крупнейшие магматические поднятия относительной высотой более 500 м; 7 – бровки рифтовой долины; 8 – ось спрединга; 9 – амагматические сегменты; 10 – магматические сегменты; 11 – региональное направление раздвижения плит; 12 – кинематические компоненты спрединга (в центре вектор спрединга, по краям – компоненты сдвига и растяжения). 1М–6М – магматические сегменты, А–Е – амагматические сегменты. Цифры рядом с буквенными обозначениями амагматических сегментов показывают соотношение сдвиговых и раздвиговых напряжений в кинематике спрединга на каждом сегменте

Рифтовая зона сформирована поднятиями магматических сегментов (МС) и трогами амагматических сегментов (АС, рис.°2). Поднятия с относительным превышением над днищем более 500 м разбивают рифтовую долину на 6 АС. Их длина варьирует от 30 до 145°км, а простирание от 011° до 340° [Crane et al., 2001]. Высота МС составляет 0.5–1.1 км. Все МС ориентированы субортогонально направлению растяжения, прослеживаются вне оси в виде цепочек подводных гор протяженностью 30–50°км. АС характеризуются редуцированным вулканизмом или его отсутствием и глубиной дна до 3.4–3.8 км [Зайончек и др., 2010; Crane et al., 2001]. Океаническая кора под рифтовой долиной хребта Книповича отличается аномально низкой мощностью (3–3.5 км на участках трогов и 4.5–5.5 км на участках поднятий) [Kandilarov et al., 2010]. Даже небольшие различия в кинематике растяжения приводят к перестройке структурного плана хребта. При возрастании угла α разломы ориентируются все более субпараллельно направлению растяжения и приобретают сдвиго–сбросовую кинематику, сокращаются длина магматических сегментов и площадь рифтовых террас [Кохан и др., 2012]. Хребет является исключительно молодым спрединговым центром, испытавшим перестройку в недавнем прошлом, о чем свидетельствуют рельеф флангов и рифтовой долины хребта, магнитные аномалии [Соколов, 2011], а также распределение внеосевых следов магматических сегментов и разломов. Молодость хребта и сложная кинематика спрединга, сочетающая сдвиговые и раздвиговые напряжения подчеркивают его аномальное строение.

Хребет Гаккеля формирует границу между Евразийской и Американской плитами. Он простирается примерно на 1800 км от 83° с.ш. 6° з.д. до 125° в.д (рис. 3, А). Скорость спрединга на хребте

варьирует от 1.4–1.5 см/год до 0.7 см/год, ее значения наименьшие для всей системы СОХ. Спрединг на протяжении большей части хребта ортогонален [DeMets et al., 2010]. Угол α составляет 80–100°, за исключением восточной части хребта, где α°=°45–55°. На основании морфологических особенностей и глубинного строения на хребте были выделены три сегмента (рис. 3, А, Б, В) [Cochran et al., 2003; Jokat, Schmidt–Aursch, 2007; Michael et al., 2003]: западный вулканический сегмент (ЗВС, 7º з.д.–3º в.д.), центральный амагматический сегмент (ЦАС, 3–30º в.д.), восточный вулканический сегмент (ВВС, 30–95º в.д.).

ЗВС протягивается на 220 км. Скорость спрединга составляет 1.35–1.5 см/год. Днище рифтовой долины располагается на глубинах 3.8–4 км. Каждые 10–20 км в его пределах наблюдаются крупные вулканические хребты, высотой 1.2–1.5°км, длиной 15–50°км (рис.°3,°А, В). Борта долины расчленены многочисленными крутопадающими сбросами (рис.°3,°Д). Толщина коры по данным [Jokat, Schmidt–Aursch, 2007] составляет 2.5–4.9 км. В драгировках полностью преобладают базальты.

Протяженность ЦАС составляет 300 км. Скорость спрединга – 1.27–1.35 см/год. На всем протяжении отрезка хребта наблюдается только один крупный вулканический центр в районе 19° в.д. На остальной части рифтовой долины не обнаружено вулканических построек и свежих лавовых потоков [Cochran et al., 2003]. Отсутствие магматической активности наблюдается в условиях субортогонального растяжения. Днище рифтовой долины находится на глубинах 5–5.5 км и состоит из серии удлиненных впадин (рис. 3, А, В). Толщина коры на участке ЦАС минимальна и составляет 1.3–2.5°км [Jokat, Schmidt–Aursch, 2007]. На флангах хребта пологие сбросы располагаются на расстоянии от 12 до 25 км друг от друга и ограничивают пологосклонные поднятия высотой до 2.2°км, нерасчлененные сбросами и лишенные проявлений вулканизма (рис.°3,°Г). Предположительно, данные структуры являются блоками серпентинизированных перидотитов. Аналогичные структуры были обнаружены во внеосевой морфологии участков ЮЗИХ с пониженным магмоснабжением [Dick et al., 2003; Cannat et al., 2006].

Протяженность ВВС составляет около 600 км. Скорость спрединга здесь варьирует от 0.7 до 1.27°см/год. На данном участке хребет изгибается к северу, угол α составляет 45–55°. В рельефе дна сочетаются субортогональные растяжению МС с минимальными глубинами до 2,5 км и впадины АС с глубинами до 5.2 км. На флангах рифтовой зоны наблюдаются как пологие, так и крутопадающие сбросы. Толщина коры составляет 2.5–3.5 км [Jokat, Schmidt–Aursch, 2007].

Юго–Западный Индийский хребет протягивается на 7700 км от тройного соединения (ТС) Буве (55° ю.ш., 0°40′ в.д.) до ТС Родригес (25° ю.ш., 70° в.д..). Скорость спрединга на хребте убывает с запада на восток и изменяется от 1,6 до 1,27 см/год [DeMets et al., 2010]. Отклонение спрединга от ортогонального варьирует в широких пределах: угол α изменяется от 32 до 90°. Соответственно изменяется и величина эффективной скорости спрединга, которая варьирует в диапазоне от 0.8 до 1.6°см/год. О температурной гетерогенности мантии свидетельствует существование вблизи хребта нескольких горячих точек: Буве и Шона – в западной части хребта, Марион – в районе центральной части, хребта Крозе – в области восточной части хребта [Sauter, Cannat,. 2010].

Хребет четко разделяется на две части гигантской системой демаркационных трансформных разломов Принц-Эдуард – Эндрю Бейн, смещающих ось спрединга на 1100 км. Сам участок разломной зоны не рассматривается в данной работе. Восточная часть хребта, простирающаяся с юго-запада на северо-восток, сильно сегментирована частыми трансформными разломами, в то время как в западной его части, простирающейся в субширотном направлении (Африкано-Антарктический хребет) трансформные разломы практически отсутствуют. Особенности геоморфологического и геолого-геофизического строения хребта наряду с различиями в кинематике и геометрии спрединга позволяют выделить в пределах этих двух частей ряд провинций, характеризующихся разным строением рельефа рифтовой зоны, морфоструктурной сегментацией и интенсивностью проявления тектонических, магматических и метаморфических рельефообразующих процессов (см. таблицу).

Провинция А. Участок хребта протягивается от ТС Буве до ТР Шака. Его длина составляет около400 км. Для него характерна редуцированная рифтовая долина глубиной до 1.5–2 км с крупными вулканическими хребтами в осевой части. На отдельных участках вулканические постройки возвышаются над бровками долины на 200–300 м. Глубины дна долины составляют 1.5–3 км. Спрединг ортогонален. Особенности морфологии обусловлены воздействием горячей точки Буве. Аналогичные особенности строения рельефа характерны для участка хребта в пределах *провинции Г*, протягивающегося между разломными зонами Принц Эдуард и Галлиени [Sauter et al., 2009]. Непосредственно в пределах ТС Буве ось спрединга располагается в пределах осевого поднятия хр. Шписса высотой до 2 км с минимальными глубинами около 1–1.5 км.

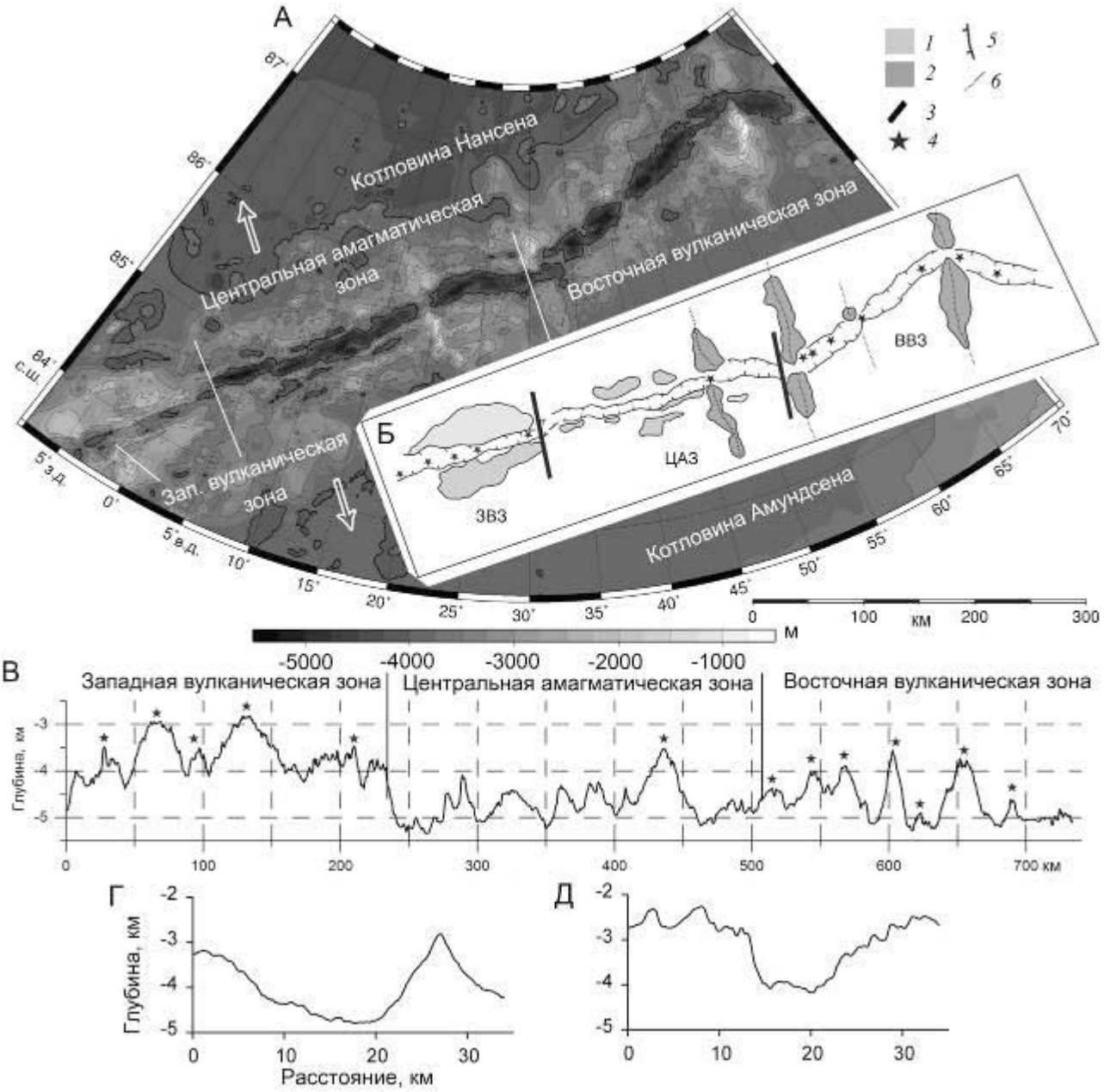


Рис. 3. Морфоструктурные особенности хребта Гаккеля: А – батиметрическая карта хребта и прилегающей акватории [GEBCO_08 grid, ver. 20100927], Б – структурная схема участка хребта; В – вдольосевой профиль по данным [Michael et al., 2003]; Г, Д – поперечные батиметрические профили по данным [Cochran et al., 2003]. 1 – поднятия рифтовых гор; 2 – перпендикулярные оси поднятия; 3 – границы морфологических провинций хребта; 4 – вулканические центры; 5 – бровки рифтовой долины; 6 – оси перпендикулярных оси поднятий

Участок хребта в пределах *провинции Б* протягивается от ТР Шака до НТС 16° в.д. Его длина составляет около 400 км. Для данного участка характерно сочетание протяженных амагматических сегментов и коротких магматических сегментов. Сегментация формируется в условиях сильно косого спрединга (α = 36–58°) и предельно низких Vэф = 0.87–1.39 см/год. Аналогичное строение отмечается для участка хребта в пределах *провинции Е* (участок хребта от ТР Мелвилл до ТС Родригес). Для данных участков характерно сочетание протяженных АС с максимальными глубинами рифтовой долины до 4.5–5.7 км и коротких МС с минимальными глубинами до 2.5–3 км [Cannat et al., 2006; Dick et al., 2003]. Для АС характерно формирование валообразных поднятий на флангах хребта, преобладание серпентинизированных перидотитов в драгировках, толщина коры составляет 0–3.5°км. Строение участков хребта в пределах провинций А и Д сходно с центральным амагматическим сегментом хребта Гаккеля.

Участок хребта в пределах *провинции В* протягивается от НТС 16° в.д. до ТР Дю–Тойт (25° в.д.). Его длина составляет около 750 км. В днище долины располагаются протяженные осевые вулканические хребты (ОВХ) разделенные малоамплитудными (до 10–15 км) НТС (рис.°6,°Г).

Спрединг на данном участке субортогонален, α = 70°–85°, Vэф = 15.6–16 мм/год. Морфометрические характеристики рельефа дна обладают близкими значениями, с аналогичными характеристиками рельефа на САХ. Также как и на САХ, внеосевой рельеф образован асимметричными блоковыми поднятиями. Аналогичным строением обладает западный магматический участок хребта Гаккеля.

Участок хребта в пределах *провинции Д* протягивается от ТР Галлиени до ТР Мелвилл. Его длина составляет около 1100 км. Здесь сочетаются небольшие ТР с амплитудой смещения до 55–70°км, крупные ТР с амплитудой смещения более 100 км, короткие ортогональные сегменты и протяженные наклонные сегменты, сочетающие редуцированные амагматические и хорошо выраженные магматические сегменты. Спрединг развивался в результате миграции на восток тройного соединения Родригес и многочисленных изменений кинематики. Спрединг слабо косой или субортогональный, α = 60°–85°, Vэф = 11.9–14 мм/год.

Экспериментальное моделирование структурообразования в рифтовых зонах ультрамедленных хребтов. Для анализа причин, приводящих к формированию сегментации ультрамедленных спрединговых хребтов, было проведено экспериментальное моделирование. При моделировании учитывались особенности геометрии спрединга и строения хребтов, а также ширина зоны прогрева и толщина модельной литосферы в ней. Моделирование проводилось по методике, описанной в работе [Грохольский, Дубинин, 2006].

Хребет Рейкьянес. В экспериментальных исследованиях, посвященных хребтам Рейкьянес и Кольбейнсей, была рассмотрена картина первоначального разрушения, включающая формирование трещин в модельной рифтовой зоне. Трещины, формировавшиеся в пределах ослабленной зоны хр.°Рейкьянес, обладали S–образной формой и ориентировались под углом 70–80° к направлению растяжения (рис.°4). Их длина была ограничена шириной ослабленной зоны. В экспериментах, воспроизводящих условия северной провинции хребта, трещины достигали длины в 3–10°см (рис.°4,°А). Мелкие трещины практически отсутствовали. Величина смещений между трещинами достигала 0.5–0.8 см. При сокращении ширины ослабленной зоны и увеличении толщины хрупкого слоя длина трещин сокращалась, а величина смещений между ними возрастала (рис.°4,°Б,°В). Напряжение между крупными трещинами реализовывалось скоплениями более мелких трещин. Впоследствии области смещений трансформировались в сдвиго–раздвиги, развивавшиеся по типу природных нетрансформных смещений. Длина трещин в экспериментах, моделирующих геодинамические условия южной провинции хребта, достигала 0.8–3.5 см (рис. 4, В). Амплитуда смещений между ними достигала 0.8–2 см. В экспериментах, моделирующих геодинамические условия провинции хребта с переходной морфологией, длина трещин составляла от 1.5 до 7°см, а величина смещений между ними – 0.3–1 см (рис.°4,°Б). Сегментация трещин изменялась в соответствии с изменением толщины хрупкого слоя.

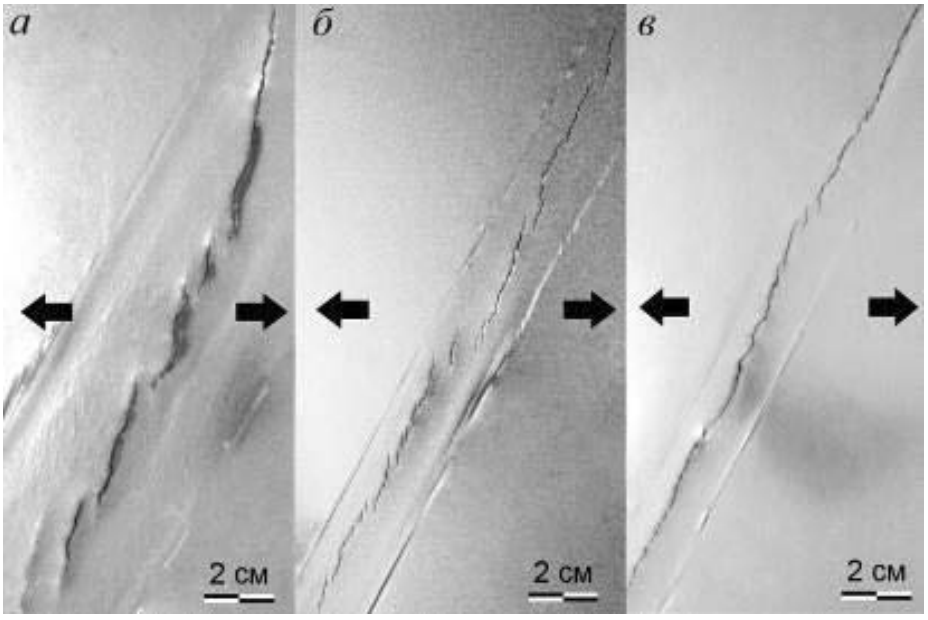


Рис. 4. Результаты экспериментов по моделированию структурообразования в осевой зоне хребта Рейкьянес (фотографии, вид сверху). Эксперименты, воспроизводящие условия северной провинции (*а*): H=1 мм, W=5; центральной переходной провинции (*б*): H=2 мм, W=2 см; южной провинции хребта (*в*): H=3 мм, W=2°см

Для хребта Кольбейнсей особенности структурообразования подчинялись сходным закономерностям. Таким образом, структурообразование в экспериментах, посвященных хребтам Рейкьянес и Кольбейнсей, демонстрирует четкую закономерность: при сокращении ширины ослабленной зоны и увеличении толщины хрупкого слоя в ее пределах происходит сокращение длины трещин и увеличивается величина смещений между ними. В природных условиях трещины используются расплавом для проникновения к поверхности и вдоль них образуются ОВХ, формирующие морфоструктуру их рифтовых зон.

Моделирование структурообразования в транзитной зоне между хребтами Мона и Гаккеля (хребет Книповича). Были проведены эксперименты по моделированию структурообразования, как для всей транзитной зоны между хребтами Мона и Гаккеля (угол α°=°33°), так и для отдельных сегментов хребта с характерными для них углами α (40° и 50°). Скорость растяжения в модели составляла ~1.5•10^{-5} м/с.

Важнейшим фактором, определяющим сегментацию трещин, является угол наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. Была проведена серия экспериментов, при которой этот угол менялся от 10 до 50°. Постепенно при увеличении угла наклона длина сдвиго–раздвигов и раздвигов нарастала. Наиболее сложная сегментация наблюдалась в серии экспериментов, моделирующих геодинамическую обстановку всей транзитной зоны от хребта Мона до хребта Гаккеля. Угол наклона транзитной ослабленной зоны составлял 30–35° (рис. 5). В этом случае в пределах ослабленной зоны формировались короткие бассейны растяжения, ориентированные либо ортогонально к растяжению, либо под углом 10–20° к его вектору, соединенные сдвигами и сдвиго–раздвигами. В процессе эксперимента вначале закладывались зоны растяжения. За ними формировались сдвиговые трещины. После соединения всех трещин в единую систему в модели развивались структуры типа pull–apart (рис. 5). Сегментация системы была нестабильна, наблюдались многочисленные перескоки и отмирания отдельных элементов спрединговой оси.

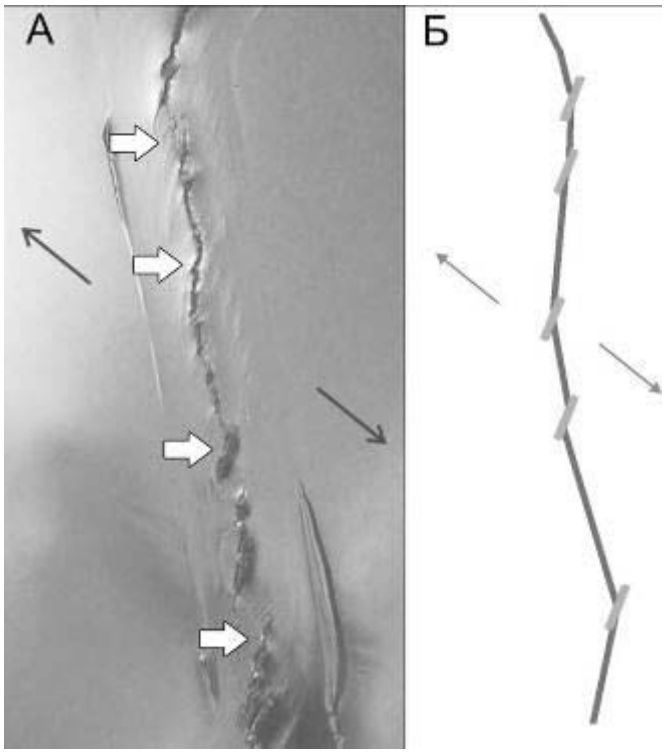


Рис.°5. Сопоставление картины сегментации хребта Книповича с простираниями структур, полученных в эксперименте. А – результаты моделирования для наклонной ослабленной зоны, ориентированной относительно направления растяжения под углом в 40°, стрелками показаны раздвиговые трещины; Б – схематичное отображение сегментации хр. Книповича. Выделены магматичные (серый) и амагматичные (черный) сегменты, стрелками показаны векторы раздвижения плит

Экспериментальное моделирование показало, что даже при незначительном изменении составляющих сдвига и раздвига и ориентировки сегментов хребта характер структур, определяющих морфологию рифтовой зоны, будет изменяться от сдвиговых до сдвиго–раздвиговых. При этом в природе формируются бассейны типа pull–apart, соединенные сдвигами и сдвиго–раздвигами различной длины.

При проведении экспериментальных исследований, посвященных хребтам Гаккеля и Юго-Западному Индийскому, основное внимание уделялось не первоначальному разрушению модельной литосферы, а развитию процессов аккреции. Наращивание литосферы происходило через

образование аккреционных валов, механизм образования которых описан в работе [Schemenda, Grokholsky, 1994].

Моделирование структурообразования при ортогональном ультрамедленном растяжении (хребет Гаккеля). Скорости спрединга составляли $1•10^{-5}$ и $0,7•10^{-5}$ м/с. Величина валов при скорости $1•10^{-5}$ м/с была выше по сравнению с медленной скоростью $1,35•10^{-5}$ м/с и достигала местами 3–3.5°см. При этом величина смещений сокращалась и не превышала 1–3°см. Характерной особенностью экспериментов было формирование отчетливо выраженной фрагментации в виде субперпендикулярных оси спрединга нарушений. Они являются аналогами формирующихся в условиях медленного спрединга внеосевых следов смещений. Их формирование носило унаследованный характер и было связано с первичными нарушениями картины трещиноватости – изгибами и небольшими перекрытиями осей спрединга.

Аккреция при скорости $0.7•10^{-5}$°м/с на различных стадиях экспериментов происходила преимущественно в одном направлении, то есть асимметрично. Отличительной чертой аккреции была прямолинейность оси. Амплитуда смещений не превышала 1–2 см. Другой отличительной чертой аккреции было формирование широких аккреционных валов. Их ширина на отдельных участках достигала 3–4.5°см. Данный параметр был максимальным по сравнению с более медленными скоростями спрединга [Дубинин и др., 2012]. Глубина модельной рифтовой долины превышала аналогичный параметр медленно–спредингового хребта в 1–2 см (рис. 6).

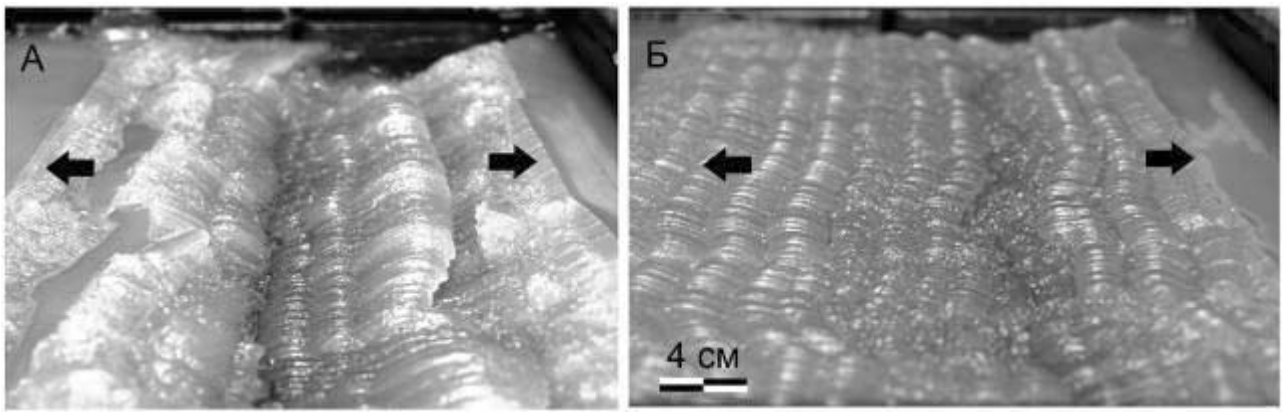


Рис.°6. Зависимость глубины рифтовой долины, осевого и внеосевого рельефа от скорости спрединга. А – ультрамедленная скорость растяжения ($0.7•10^{-5}$ м/с); Б – медленная скорость ($1.35•10^{-5}$ м/с). С уменьшением скорости, толщина хрупкого слоя увеличивается, вместе с тем, происходит увеличение зоны деформации, что приводит к формированию глубокого узкого грабена. Толщина хрупкого слоя и его прочность оказывают влияние и на глубину рифтовой зоны и изрезанность осевого и внеосевого рельефа

Моделирование структурообразования при косом спрединге в условиях слабо прогретой рифтовой зоны (хребет Мона). Скорость спрединга в модели составляла ~$1.5•10^{-5}$ м/с. Угол наклона ослабленной зоны относительно направления растяжения составлял 55°. Полученные результаты во многом воспроизводили результаты экспериментов по моделированию условий структурообразования в южной провинции хребта Рейкьянес. Важным отличием было формирование в структуре модели хорошо выдержанных сдвиговых и сдвиго–раздвиговых зон между сегментами, ортогональными направлению растяжения. Вдоль этих сегментов, между зонами сдвига, происходила аккреция коры. Сдвиговые сегменты стабильно функционировали в процессе проведения экспериментов. Они были выражены в рельефе модели в виде линейных впадин, аккреция модельной коры в их пределах была редуцирована.

Моделирование структурообразования при ортогональном ультрамедленном спрединге с различными по амплитуде и ширине смещениями оси (Юго–Западный Индийский хребет). Скорость спрединга в модели составляла $0.7•10^{-5}$ м/с. Ослабленная зона закладывалась со смещениями различной ширины и амплитуды (рис. 7, А). Ширина смещений менялась от 2 до 4 см. Амплитуда смещений изменялась от 3 до 5 см. В пределах модели закладывалось 2–3 смещения. Опыты проводились с целью выявления возможных механизмов формирования косых амагматических сегментов, встречающихся в пределах восточной части хребта (рис. 7, Д). В пределах участков смещений закладывались сдвиги, которые впоследствии трансформировались в неортогональные к направлению аккреционные сегменты (рис. 7, А-Г). Они формировались быстрее в пределах более широких и высокоамплитудных смещений. Также косые аккреционные сегменты формировались в

пределах ортогональных участков модели в результате разнонаправленных перескоков оси спрединга.

Таким образом, экспериментальное моделирование позволило выявить основные параметры, контролирующие особенности морфологии и тектонического строения ультрамедленных хребтов (толщина литосферы, неортогональность спрединга, ширина рифтовой зоны с утоненной литосферой), выявить геодинамические факторы, определяющие специфику структурообразования рассмотренных спрединговых хребтов. Для хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей – косой спрединг в условиях изменения толщины хрупкого слоя и ширины зоны прогрева коры по мере приближения к о.°Исландия. Для хребта Мона – косой спрединг в условиях узкой зоны прогрева и значительная толщина хрупкого слоя. Для хребта Книповича – изменение угла наклона рифтовой зоны относительно направления растяжения от сегмента к сегменту, сильнокосой спрединг транзитной зоны между хребтами Мона и Гаккеля. Для хребта Гаккеля – ортогональный спрединг в условиях максимальной величины хрупкого слоя коры и минимальных скоростей спрединга. Внеосевой рельеф в условиях ультрамедленного спрединга формируется при максимальных величинах валообразных структур.

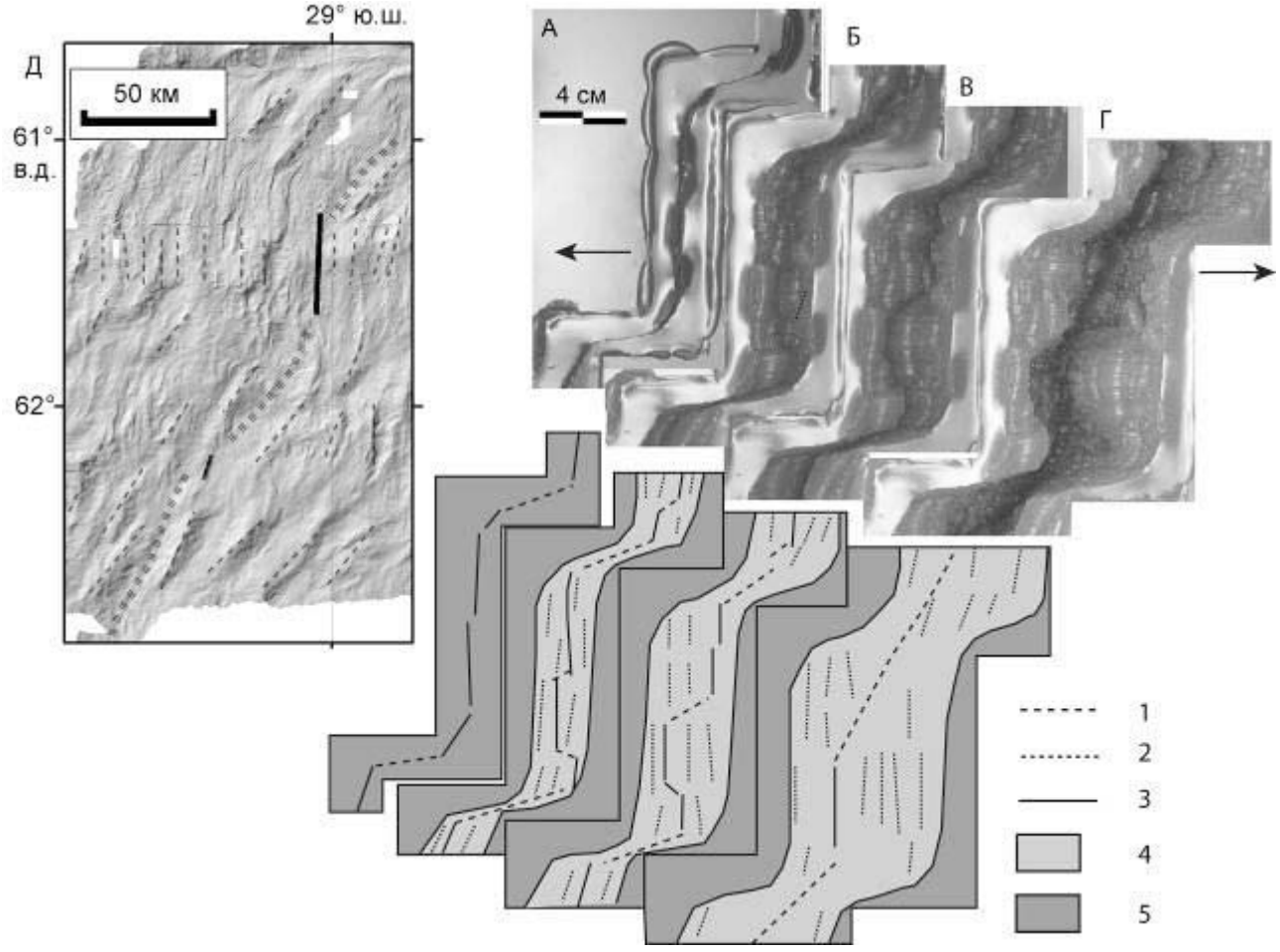


Рис. 7. Результаты экспериментов по моделирование структурообразования в рифтовой зоне Юго-Западного Индийского хребта. А – Г – фотографии экспериментов, вид сверху, снизу – дешифрирование фото, Д – рельеф дна ЮЗИХ в пределах провинции Е. 1 – наклонные участки оси спрединга в модели (аналоги АС), 2 – акреционные структуры, 3 – ортогональные участки оси спрединга в модели (аналоги МС), 4 – наращиваемая океаническая литосфера, 5 – литосфера модельной ослабленной зоны

На основе набортных батиметрических съемок высокого разрешения, данных о скоростях и направлениях спрединга [DeMets et al., 2010], а также имеющейся геолого-геофизической информации был проведен комплексный анализ кинематики спрединга, морфометрических и морфологических параметров сегментации и геолого-геофизических особенностей ультрамедленных спрединговых хребтов Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича, Юго-Западного Индийского. Рассматривались величины эффективной скорости спрединга (компонента $V_{спр}$, ориентирующаяся параллельно направлению растяжения $\mathbf{V_{эф}}$), угол $\boldsymbol{\alpha}$ между направлением растяжения и простиранием

хребта, средние максимальные глубины впадин, разделяющих ОВХ ($\mathbf{H_{max}}$), средняя относительная высота ОВХ ($\mathbf{H_{отн}}$), средние минимальные глубины ОВХ ($\mathbf{H_{min}}$), амплитуда осевых глубин (**A**), скорость наращивания ОВХ (**B**), величина B, нормированная по длине выделенных провинций хребтов ($\mathbf{\Sigma B/\Sigma L}$) среднее расстояние между сбросами ($\mathbf{\Delta h}$), средняя высота сбросов ($\mathbf{\Delta x}$). Данный анализ показал, что отдельные участки ультрамедленных спрединговых хребтов обладают сходным тектоническим строением. Проведенный анализ, наряду с результатами экспериментального моделирования и анализом опубликованных геолого-геофизических данных позволил выделить следующие **тектонические типы ультрамедленных спрединговых хребтов.**

Тип 1: Хребты, развивающиеся в условиях высокой прогретости мантии под влиянием горячей точки **(хребты Рейкьянес и Кольбейнсей, провинции А и Г ЮЗИХ)**. Угол α°=°60-85°, $V_{эф}$°=°1.2-1.8°см/год. Сегментация АС и МС отсутствует. Сегментация формируется под воздействием горячих точек (о. Исландия, о. Марион и плато Крозе). При удалении от горячих точек сокращается толщина коры, и ширина зоны ее прогрева, увеличивается мощность хрупкого слоя литосферы. *Толщина коры повсеместно повышена – на хребте Рейкьянес она изменяется от 13-20 до 7-9 км, на хребте Кольбейнсей – от 12-13 до 6-8 км* [Hooft et al., 2006;, Searle et al., 1998]. При этом через совокупность форм переходного рельефа осевое поднятие трансформируется в редуцированную рифтовую долину. В осевой зоне наблюдается смена длинных (до 30-50 км), невысоких (не более 0.5-0.6 км) ОВХ разделенных небольшими НТС с амплитудой до 3-5 км, короткими (до 18-30 км), высокими (более 1°км) ОВХ, разделенными НТС с амплитудой до 8-15 км.

Тип 2: хребты с субортогональным растяжением без трансформных разломов **(ЗВС хребта Гаккеля, провинция В ЮЗИХ)**. Сегментация АС и МС отсутствует. Сегментация сформирована протяженными ОВХ, разделенными малоапмплитудными смещениями. В драгировках полностью преобладают базальты. *$H_{коры}$=3-6 км, МАБ достигает -40- -50 мГал* [Cochran et al., 2003; Jokat, Schmidt-Aursch, 2007]. Фланги хребта сформированы типичными для САХ асимметричными блоковыми поднятиями. В целом рельеф дна и глубинное строение сходны с САХ, при этом $V_{эф}$ ниже в 1.5-2 раза. Вероятно, это вызвано воздействием повышенной Т мантии.

Таблица 1. Параметры сегментации ультрамедленных спрединговых хребтов, тип 2

	α, °	$V_{эф}$ мм/год	$H_{отн}$ км	H_{min}, км	B, $м^2$/год	H_{max}, км	A, км	Δh, км	Δx, км	ΣB/ΣL, $м^2$/г·км
ЮЗИХ В	70-85	15.8	0.74	3.30	7.87	4.10	0.96	0.3-0.9	2-7	0.19
ЗВС	85-90	13.4	0.72	3.40	6.43	4.17	0.87	0.2-0.7	2-8	0.21
САХ	90	23	0.60	3.10	8.90	4.15	0.84	0.2-0.6	2-8	0.19

Тип 3: хребты с сильно наклонным растяжением, с относительно холодной мантией и, как следствие, обедненным магмоснабжением (**ЦАС хребта Гаккеля, провинции Б и Е ЮЗИХ, хребет Мона)**. Сочетание протяженных АС длиной до 220 км и коротких, но крупных МС длиной 35-40°км, относительной высотой до 2-2.5 км. *$H_{коры}$=0-3 км для АС и 5-8 км для МС. МАБ достигает 10-30°мГал для АС и -10 − -45 мГал для МС*. В драгировках на АС преобладают перидотиты различной степени серпентинизации [Cannat et al., 2006; Dick et al., 2003; Michael et al., 2003]. Фланги хребтов на участках АС сформированы широкими валообразными поднятиями с пологими склонами, а на участках МС – типичными для САХ асимметричными блоковыми поднятиями. Размеры МС и длина АС возрастают при нарастании косости спрединга и сокращении Vэф, что вероятно, связано с фокусировкой расплава. Все МС субортогональны, а АС – наклонны относительно направления растяжения.

Тип 4: молодые хребты, развивающиеся со значительной компонентой сдвига в транзитной зоне между двумя спрединговыми хребтами (**хребет Книповича**). Характерна сегментация АС и МС. На его развитие накладывает влияние геодинамическая обстановка формирования. Хребет сформировался в условиях взаимодействия сдвиговых и раздвиговых напряжений в пределах транзитной зоны между хребтами Мона и Гаккеля. В ходе развития он испытывал неоднократные перестройки геометрии спрединга. Последняя из них произошла 4-5 млн. лет назад. Рифтовая зона хребта сформирована МС ортогональными направлению растяжения и АС, субпараллельными ему.

Высота вулканических хребтов МС составляет 0.5-1.1 км, длина - 4.5-18 км. АС выражены трогами с глубинами 3.5-3.7 км. Их длина составляет 40-150 км [Crane et al., 2001]. Сегменты хребта обладают различной геометрией растяжения. Угол α изменяется от 33 до 60°, $V_{эф}$ от 8 до 13°мм/год. При сокращении угла α падает $V_{эф}$, что влечет изменение характера сегментации: возрастает длина и высота МС, уменьшается длина и глубина АС, увеличивается расстояние между сбросами, сбросы выстраиваются более параллельно растяжению и приобретают компоненту сдвига. Для МС характерна толщина коры в 3.5-5 км и значения МАБ в 0-10 мГал, для АС – 2-3.5 км и значения МАБ в 10-30 мГал [Соколов, 2011].

Таблица 2. Параметры сегментации ультрамедленных спрединговых хребтов, тип 3

	α, °	$V_{эф}$ мм/год	$H_{отн}$ км	H_{min}, км	B, $м^2$/год	H_{max}, км	A, км	Δh, км	Δx, км	ΣB/ΣL, $м^2$/г·км
ЮЗИХ Б	36-58	8.7	1.13	2.79	10.34	4.42	1.6	0.4-1.9	4-18	0.12
ЮЗИХ Е	45-70	9-13	1.17	3.60	10.13	5.44	1.82	0.6-2.0	8-20	0.13
ЦАС	90	12.4	0.60	4.11	5.13	5.05	1.02	0.5-1.7	8–12	0.09

Отдельно необходимо отметить наличие участков провинции Д ЮЗИХ и ВВС хребта Гаккеля, которые в своем строение объединяют черты 3 и 2 типа, что в условиях сходной со структурами 3 типа кинематики может быть обусловлено относительно повышенным прогревом мантии. Особым строением обладает ААХ, что, вероятно, обусловлено обстановкой его формирования

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили сформулировать следующие выводы. 1. Структурная сегментация рассмотренных спрединговых хребтов характеризуются следующими особенностями:

– сочетание малоамплитудных нетрансформных смещений и протяженных эшелонированных осевых вулканических хребтов s–образной формы при косом спрединге, морфометрические параметры которых и морфология хребта в целом меняются по мере приближения к горячей точке (хр.°Рейкьянес, хр. Кольбейнсей, участки 3–9° и 35–52° в.д. ЮЗИХ);

– чередование впадин амагматических сегментов и вулканических хребтов магматических сегментов примерно равной длины в днище рифтовой долины при косом спрединге (хр. Мона);

– сочетание коротких раздвиговых магматических сегментов в виде осевых вулканичесих хребтов и протяженных впадин сдвиговых амагматических сегментов при косом спрединге (хр. Книповича);

– сочетание протяженных осевых вулканических хребтов и коротких малоамплитудных нетрансформных смещений при ортогональном спрединге (участок 16–25° ЮЗИХ, ЗВС хр. Гаккеля);

– сочетание коротких и крупных осевых вулканичесих хребтов магматических сегментов и протяженных максимально глубоких (с глубинами до 5,7 км) амагматических сегментов, наличие пологих и отдаленных друг от друга сбросов на флангах хребта (участки 9–16° и 60–70° в.д. ЮЗИХ, ЦАС хр. Гаккеля)

2. Обобщение геолого–геофизической информации, а также результаты морфоструктурного и кинематического анализа, а также экспериментального моделирования, позволили установить основные параметры и геодинамические причины, определяющие специфику структурообразования при ультрамедленном растяжении в процессе аккреции коры. Основными из них являются: **геодинамическая обстановка формирования хребта, кинематика спрединга, температура мантии, толщина коры и литосферы.** Изменение этих параметров в пространстве и времени в условиях ультрамедленного спрединга определяют **интенсивность проявления эндогенных процессов (тектонических, магматических и метаморфических)** и, как следствие, особенности аккреции коры и структурообразования.

3. Установлены главные факторы, определяющие специфику структурообразования на исследуемых хребтах:

– для хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей – увеличение температуры мантии, толщины коры, ширины зоны прогрева, интенсивности вулканических процессов и магмоснабжения по мере приближения к Исландской термической аномалии, неортогональность спрединга;

– для хребта Книповича – формирование в пределах транзитной зоны между хребтами Гаккеля и Мона в условиях взаимодействия сдвиговых и раздвиговых напряжений и многочисленных

перестроек спрединга; неортогональность спрединга, близость континентальной литосферы Баренцева моря и Шпицгергена;

– для хребта Мона – косой спрединг в условиях толстой и относительно холодной литосферы и узкой стабильной рифтовой зоны;

– для хребта Гаккеля и Юго–Западного Индийского хребта – наиболее низкие скорости спрединга в условиях изменяющейся вдоль оси спрединга температуры мантии и кинематики спрединга; соотношение эндогенных структурообразующих процессов меняется вдоль простирания хребтов: при преобладании тектонического фактора в рельефообразовании, на отдельных участках важную роль играют магматические и метаморфические процессы;

Крайним случаем проявления ультрамедленного спрединга являются участки ЦАС хребта Гаккеля, провинции Б и Е ЮЗИХ. В их пределах на участках АС растяжение идет в «холодном» режиме и на поверхность экспонируются породы мантии; толщина хрупкого слоя достигает максимальных значений, а толщина коры - минимальных. В результате формируется специфический рельеф валообразных поднятий и на данных участках широко развиты процессы серпентинизации. При уменьшении эффективных скоростей спрединга и температуры подстилающей мантии магматическая активность все сильнее фокусируется в районе МС с образованием все более крупных вулканических построек.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00528-а) и Минобрнауки России (ФЦП «Научные и научно–педагогические кадры инновационной России).

ЛИТЕРАТУРА

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. №1. С.°76-94.

Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю. и др. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006-2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Том.4. М.: Paulsen. 2010. С.°111-157.

Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // Океанология. 2012. Т. 52. №5. С. 744–756.

Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 3. С. 378–383.

Cannat M., Sauter D., Mendel V. et al. Modes of seafloor generation at a melt–poor ultraslow–spreading ridge // Geology. 2006. Vol. 34. P. 605–608.

Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates // JGR. 2003. Vol. 108. P. 2116–2137.

Crane K., Doss H., Vogt P. et al. The role of the Spitzbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich ridge // Mar. Geophys. Res. 2001. Vol. 22. P. 153-205.

Curewitz D., Okino K., Asada M. et al. Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra–slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74°30′ N–77°50′ N // Journal of Structural Geology. 2010. Vol. 32. P. 727–740.

DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions//GJI. 2010. Vol. 181. P. 1-80.

Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. Vol. 426. P. 405-412

Geli L., Renard V. et al. Ocean crust formation processes at very slow spreading centers: A model for the Mohns Ridge, near 72 N, based on magnetic, gravity, and seismic data // JGR. 1994. Vol. 99. P. 2995-3013.

Hooft E.E., Brandstottir B., Mjelde R. et al. Asymmetric plume-ridge interaction around Iceland: The Kolbeinsey Ridge Iceland Seismic Experiment // Geochem. Geophys. Geosyst.. 2006. Vol. 7. P. 1-26.

Jokat W., Schmidt–Aursch M. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int.. 2007. Vol. 168. P. 983–998.

Kandilarov A., Landa H., Mjelde R., Pedersen M. et al. Crustal structure of the ultra–slow spreading Knipovich ridge, North Atlantic, along a presumed segment center // Mar. Geoph. Res.. 2010. Vol.°31. P.173–195.

Michael, P.J. Langmuir C.H., Dick H.J. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. Vol. 423. P. 956-961.

Sandwell D., Smith W. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS–1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // J. Geophys. Res.. 2009. № 114. № B01411, doi:10.1029/2008JB006008.

Sauter D., Cannat M., Meyzen C. et al. Propagation of a melting anomaly along the ultraslow Southwest Indian ridge between 46°E and 52°20′E: interaction with Crozet hotspot? // Geophys. J. Int. 2009. Vol.°179. P. 687–699.

Sauter D., Cannat M. The ultraslow spreading South-west Indian ridge // Diversity of Hydrothermal Systems on Slow Spreading Ocean Ridges Geophysical Monograph Series 188. AGU. 2010. P. 153-174.

Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B. et al. The Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations // Earth Planet.Sci.Lett. 1998. Vol. 160. P. 463-478.

Weir N., White R., Brandsdottir B. et al. Crustal structure of the northern Reykjanes ridge and Reykjanes peninsula // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, № B4. P. 6347–6368.

White R., McKenzie D., O'Nions R. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // J. Geophys. Res.. 1992. Vol. 97, № 19. P. 19683–19715.

АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ НА ПОЯСЕ ЧЕРСКОГО ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

И.С. Крупенникова, О.Н. Галаганов, Т.В. Гусева

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, irika_81@mail.ru

Пояс Черского, занимающий центральную часть Верхояно-Колымской орогенной системы, является крупнейшей коллизионной структурой на северо-востоке Азии. В пределах пояса выделяются офиолитовые аллохтоны, разнообразные метаморфические комплексы с длительной историей формирования [Оксман, 2000]. Считается, что формирование горных хребтов пояса связано с взаимодействием Евразиатской (ЕА) и Северо-Американской (СА) литосферных плит.

Сейсмическая зона пояса Черского располагается на продолжении хребта Гаккеля в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана и охватывает шельф моря Лаптевых, районы хребта Черского, смежные районы Магаданской области и, включая полуостров Камчатка, соединяется с сейсмическими поясами обрамления Тихого океана [Имаев и др., 2000, 2009]. В составе пояса различаются три сейсмические зоны, продолжающие одна другую: Арктическая - расположенная на шельфе моря Лаптевых, Хараулахская - между низовьями рек Лены и Яны, и пояс Черского - от Хараулахских гор через горные цепи хребта Черского к Охотскому морю (рис.°1). Располагаясь полосой 400-600 км, структура эпицентрального поля сейсмической зоны хребта Черского достаточно неоднородна.

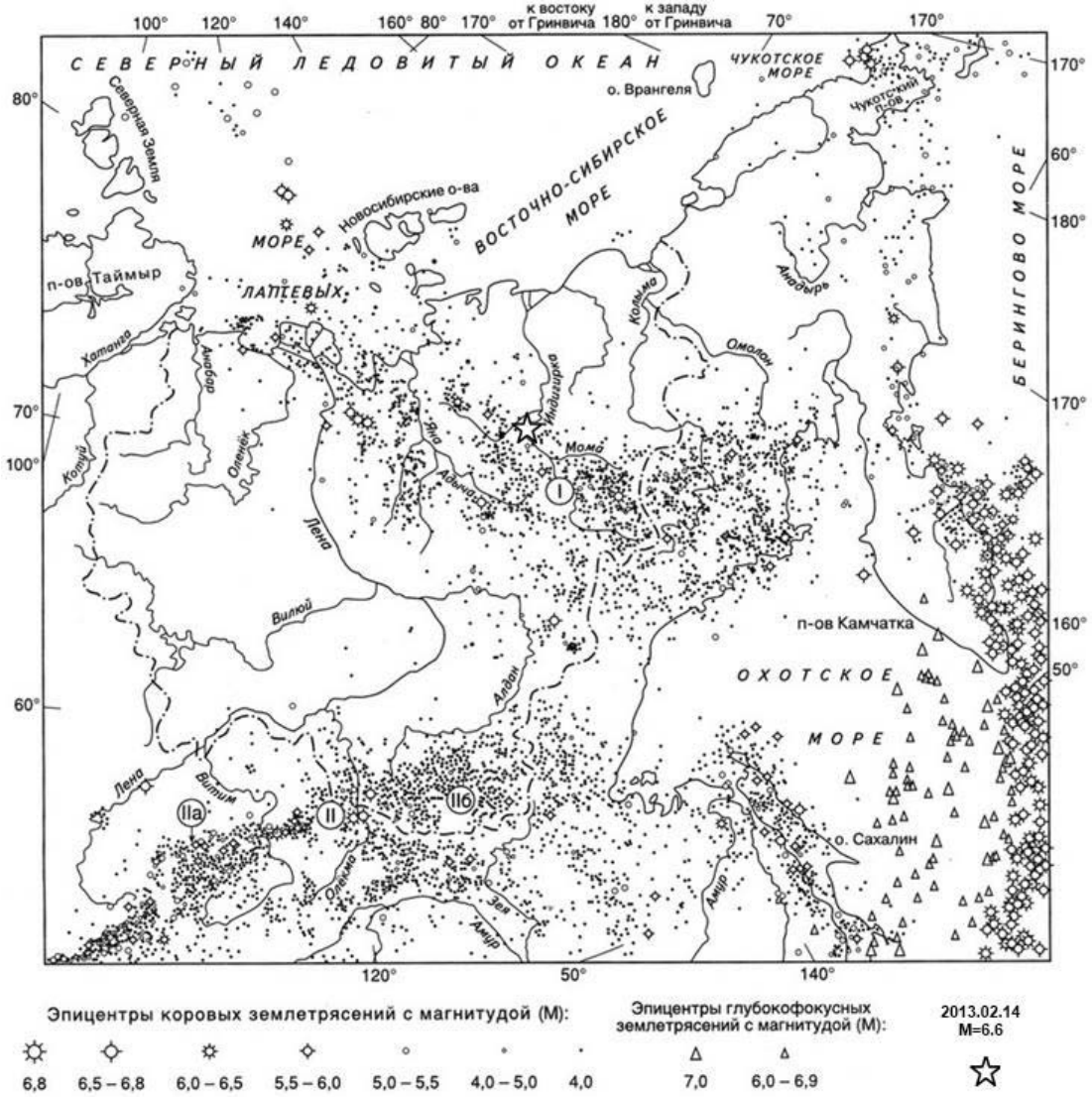


Рис. 1. Эпицентры землетрясений на территории северо-востока Азии. Цифры в кружках: I - сейсмический пояс Черского; II - Байкало-Становой сейсмический пояс: IIа - Байкальская рифтовая зона, IIб - Олекмо-Становая сейсмическая зона [Тектоника…, 2001]

Очередная активизация сейсмичности отмечается в текущем году. 14.02.2013 произошло землетрясение с M = 6.6 (67.58 с.ш., 142.59 в.д.), сопровождавшееся роем форшоков и афтершоков - самое сильное землетрясение на сейсмическом поясе Черского за период инструментальных наблюдений.

Одной из решаемых проблем современной геодинамики Северо-Восточной Азии является уточнение положения границы между разными плитами литосферы. Хотя с момента появления тектоники плит прошло уже более полувека, эта проблема остаётся предметом дискуссии [Новейшая…, 2000]. Изломанная граница плит ЕА-СА проводится по геоструктурным элементам сейсмотектонической зоны хребта Черского. Скорости движения плит оцениваются на основе анализа полосовых магнитных аномалий и геологических данных, а их направление определяется сейсмологическими наблюдениями и ориентацией трансформных разломов.

Развитие глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) позволяет с помощью непосредственных измерений геодезических параметров получить количественные характеристики современных движений и деформаций земной коры, выполнить проверку стабильности зоны коллизии литосферных плит, выделенных по геолого-сейсмологическим данным, сравнить геодезические параметры движений, полученные за разные временные интервалы.

Первая серия повторных ГНСС наблюдений на пунктах в районе хребта Черского, выполненная в 1998-2002 гг. (рис. 2), позволила сделать вывод о том, что западная ветвь сейсмического пояса хребта Черского является северо-восточной границей Евразии [Стеблов, 2004].

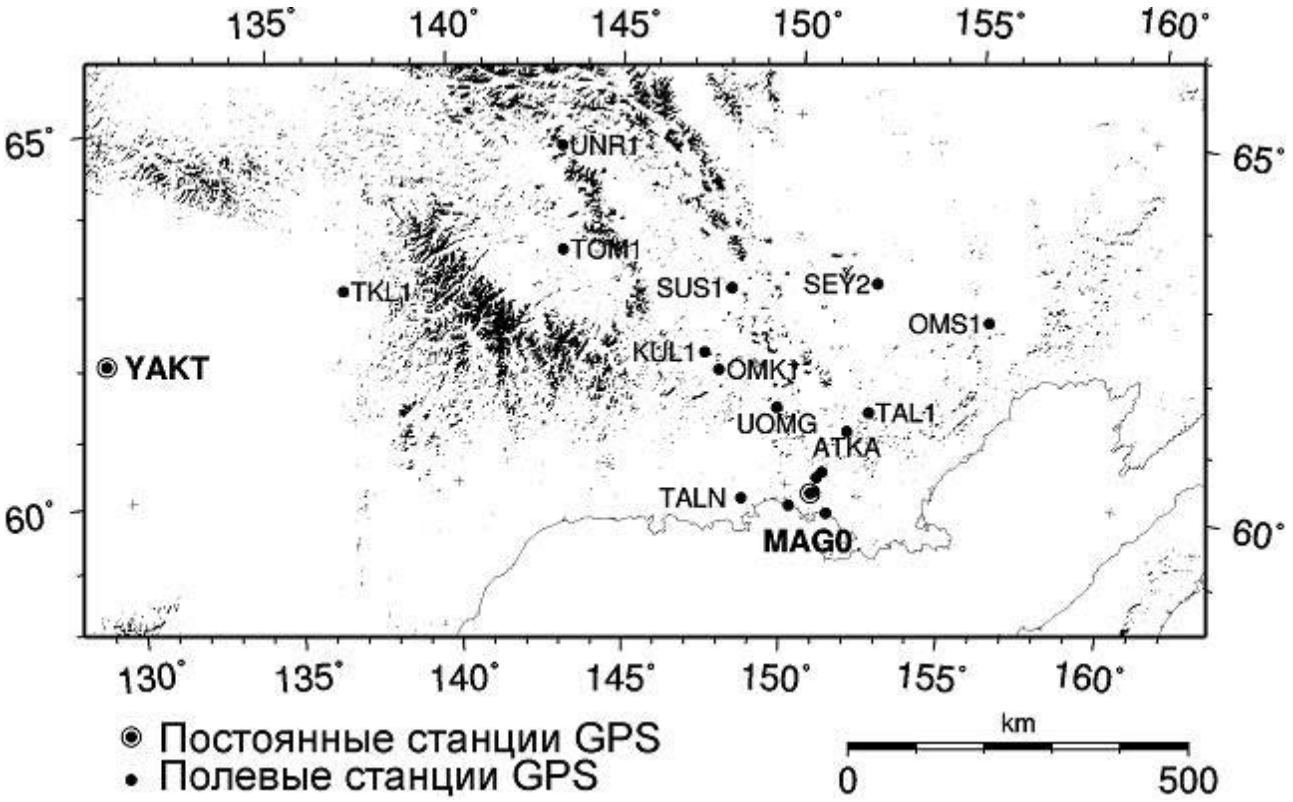


Рис. 2. Расположение пунктов ГНСС измерений на поясе Черского 1998-2002 гг. [Стеблов, 2004]

В 2009-2012 гг. лабораторией спутниковой геодезии и деформометрии ИФЗ РАН были выполнены измерения ГНСС на поясе Черского по проекту «Граница между Евразийской и Северо - Американской плитами литосферы и проблемы глобальной геодинамики» Программы ОНЗ-6 «Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели». Для решения данной проблемы в наблюдательную сеть были включены девять пунктов закладки 2003 г., пункты государственной наблюдательной сети в горной системе пояса Черского по обе стороны Момского рифта и ближайшие пункты с постоянной регистрацией сети IGS и NEDA (рис. 3). Расстояния между пунктами различные - от 100 км до 2800 км. Всего было выполнено три цикла наблюдений: в июле-августе 2009 г., 2010 г. и 2012 г. Продолжительность измерений в цикле составляла соответственно 9, 15 и 12 суток, на пунктах - не менее четырех суток, интервал между замерами - 30 секунд. Наблюдения на всех пунктах были выполнены только во втором цикле, в двух других циклах их удалось организовать лишь на части пунктов из-за трудностей, обусловленных горным рельефом

местности, и недостатка финансирования. При измерениях использованы двухчастотные GPS/ГЛОНАСС приемники Javad Maxor в комплекте с антеннами CR_3 и RingAnt.

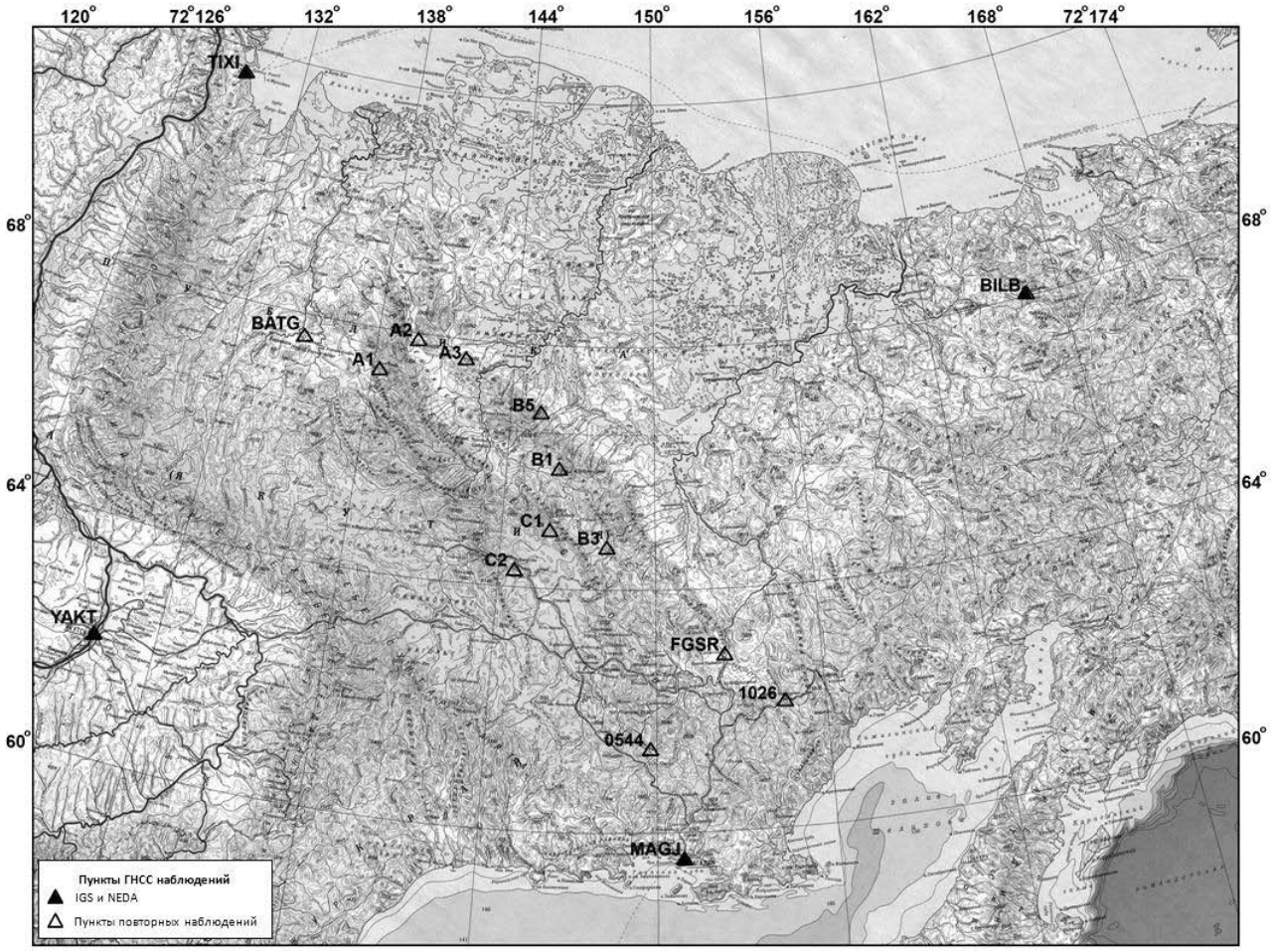


Рис. 3. Расположение пунктов ГНСС измерений на поясе Черского 2009-2012 гг

Полученные «сырые» данные были обработаны программой Bernese 5.0°с использованием в качестве базовых опорных станций международной геодинамической сети: NRIL (Норильск), YSSK (Южно-Сахалинск), IRKJ (Иркутск), TIXI (Тикси). Пункт YAKT (Якутск) сети IGS был включен в обработку только как определяемый из-за пропусков в измерениях и нестабильности изменения координат во времени. Координаты и скорости опорных станций были выбраны из ITRF 2008 на эпоху начала 2005 года и пересчитаны с учетом среднегодовых скоростей на средний день обрабатываемой эпохи (цикла) измерений. Координаты определяемых пунктов были взяты из RINEX файлов, полученных в результате полевых измерений. Так как измерения на каждом пункте продолжались несколько суток, то сначала были определены среднесуточные значения координат. Временные изменения минимальных и максимальных среднесуточных значений геоцентрических координат, достигающие нескольких сантиметров, могут аппроксимироваться полиномом второго порядка с коэффициентом корреляции 0.7-0.9 или линейной функцией, а могут иметь случайный характер (рис. 4).

В результате совместного уравнивания среднесуточных значений координат определены их окончательные значения и ошибки в ITRF 2008 для трех эпох. Осредненные за эпоху наблюдений средние квадратические ошибки определения геоцентрических (m_x, m_y, m_z) и геодезических (m_u – высота, m_n- широта, m_e- долгота) координат приведены в таблице. Приведенные данные свидетельствуют о высоком качестве выполненных наблюдений.

Вычислены значения скоростей горизонтальных и высотных перемещений пунктов на Черском поясе за разные временные интервалы между эпохами наблюдений. Определено в ITRF 2008, что горизонтальные перемещения пунктов происходили со средней скоростью 22,3 мм в год на юго-восток по азимуту 134º в период 2009-2012 гг., 22,1 мм в год по азимуту 132 º в период 2010-2012, 22,8 мм в год по азимуту 134º в 2009-2010 г. На рисунке 5 приведены векторы горизонтальных движений в регионе контакта северо-востока Азии и западной части Аляски по данным: за 1998-2002

гг. [Стеблов, 2004], за 2010-2012 гг. по данным нашего исследования, для пунктов на территории Аляски по данным UNAVCO (www.unavco.org). Большая часть исследуемой территории испытывала нисходящие движений со скоростью до 8 мм в год в районе Черского хребта (рис. 6).

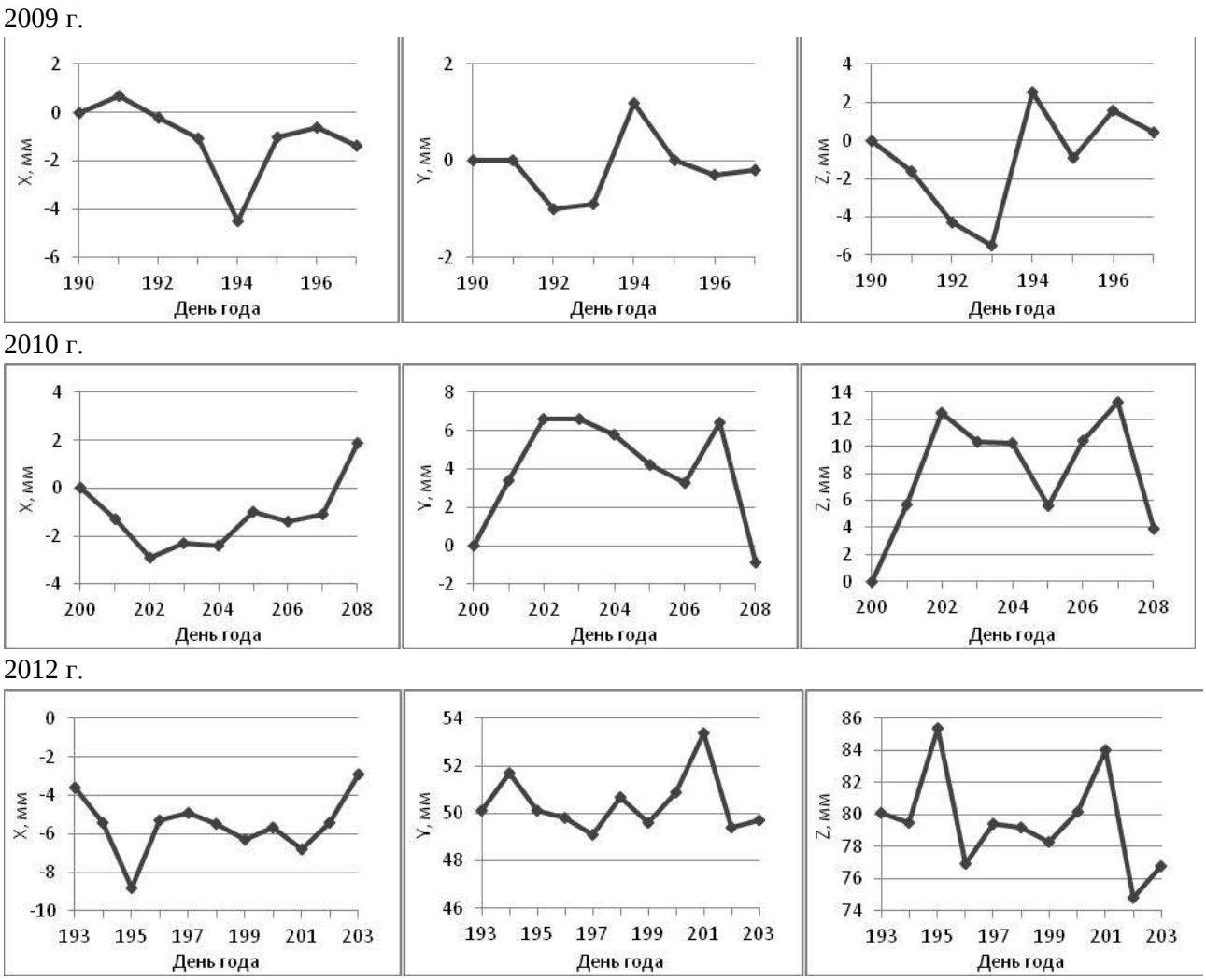


Рис. 4. Графики изменения среднесуточных значений геоцентрических координат на пункте BATG в 2009-2012°гг

Таблица

Эпоха наблюдений	Средние квадратические ошибки определения координат, мм					
	m_x	m_y	m_z	m_u	m_n	m_e
2009,53	0,3	0,2	0,5	0,5	0,2	0,2
2010,56	0,3	0,3	0,7	0,7	0,3	0,2
2012,54	0,2	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1

Данные выполненных измерений позволяют оценить скорость накопления деформаций в исследуемом регионе. Для независимо определяемых длин линий между пунктами по их изменениям за разные временные интервалы получены скорости линейных деформаций. Значения скоростей линейных деформаций от -19×10^{-9} в год (укорочения) до 24×10^{-9} в год (удлинения), отнесенные к середине расстояния между пунктами, позволяют получить картину современного деформирования региона. Распределения скоростей линейных деформаций в регионе контакта Азии и Аляски для 2010-2012 гг. приведены на рисунке 7.

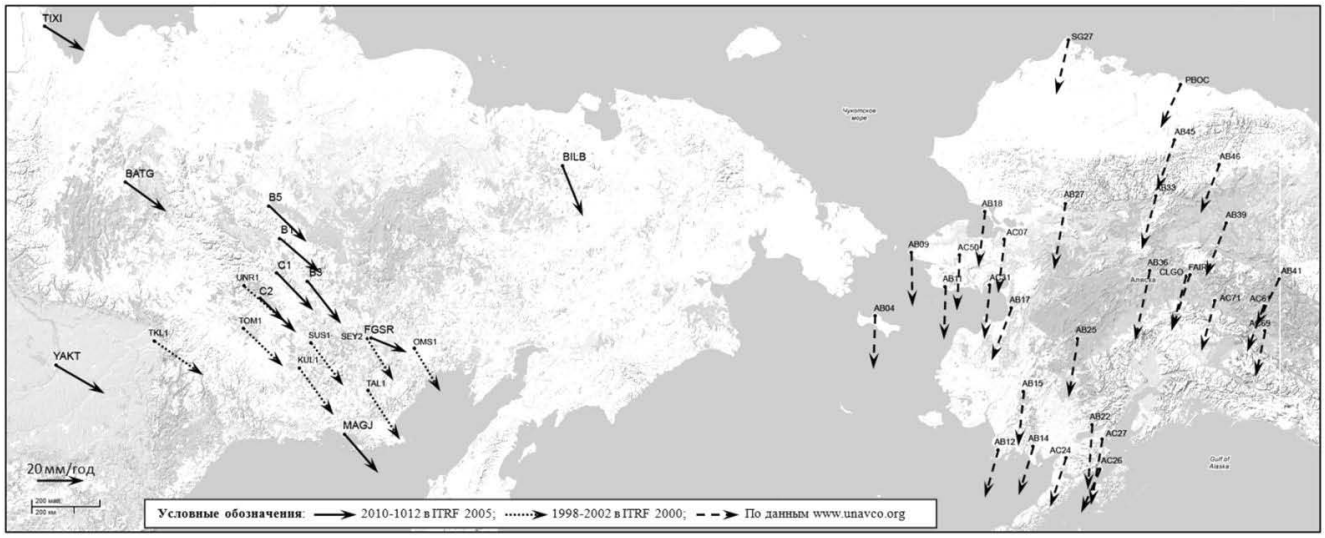


Рис. 5. Скорости горизонтальных движений по данным GPS измерений 2010-2012 гг., 1998-2002 [Стеблов, 2004], по современным данным www.unavco.org

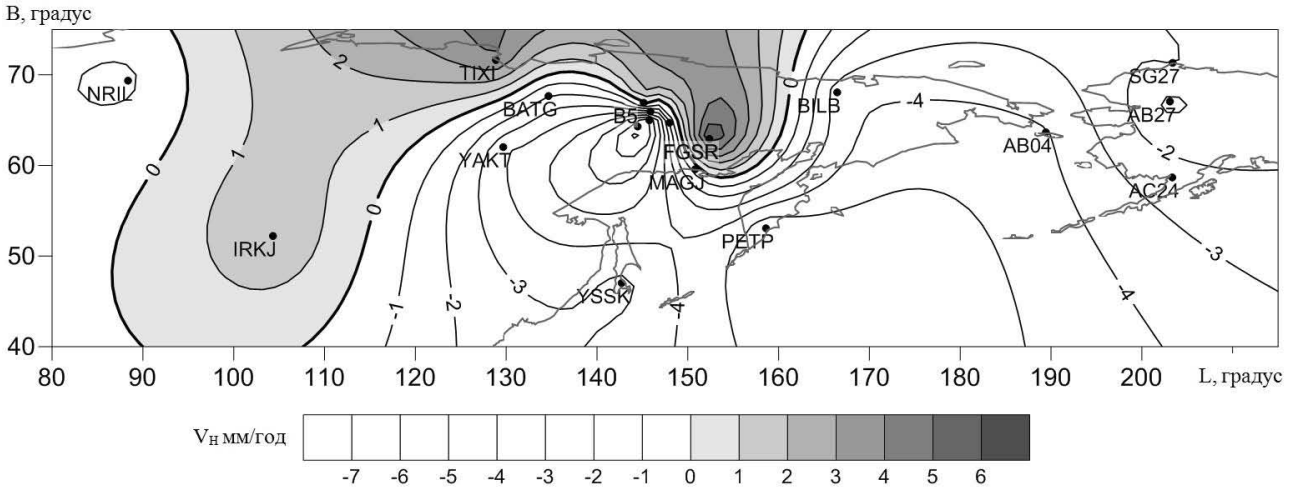


Рис. 6. Скорости вертикальных движений по данным GPS измерений 2010-2012 гг

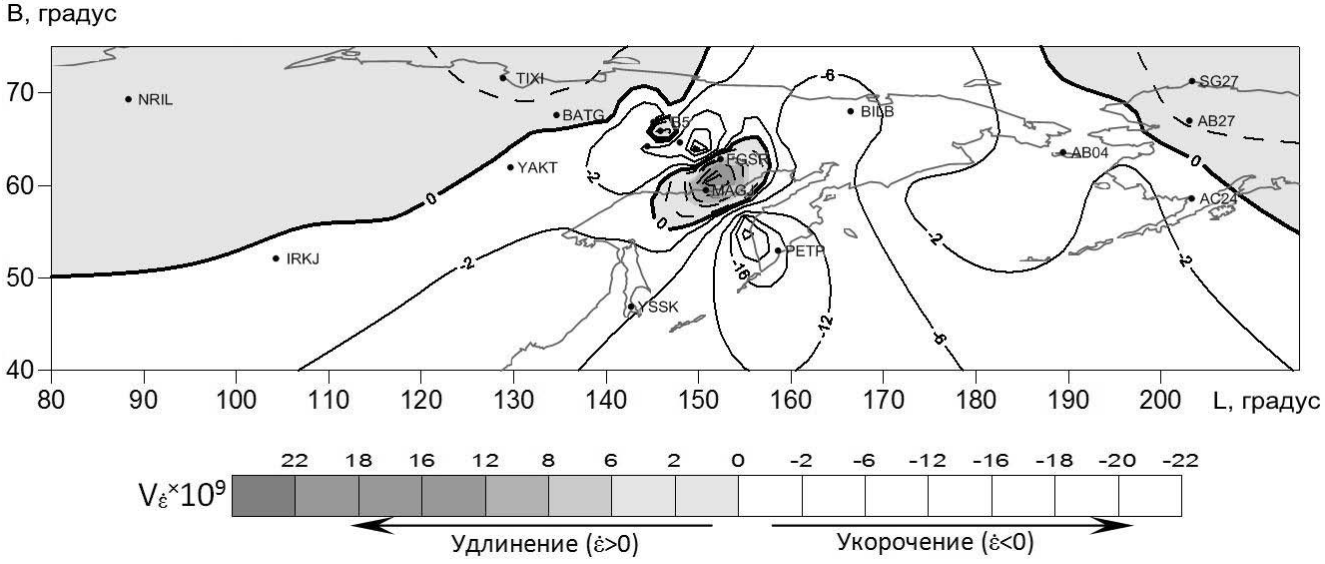


Рис. 7. Карта скоростей линейных деформаций региона контакта Азии и Аляски по данным GPS измерений 2010-2012 гг

Таким образом, большей части исследуемой территории свойственно укорочение, наибольшие значения удлинений и укорочений характерны для пояса сейсмической активности.

Определение движений для пунктов исследуемого региона с использованием современных моделей показывает, что пояс Черского относится к Евразии

ЛИТЕРАТУРА

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. 2000. 227 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Маккей К., Козьмин Б.М. Геодинамика отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии //Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 1. С. 43-63.

Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны хр. Черского //Отечественная геология. 2009. № 5. С. 95-100.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Под ред. А.Ф. Грачева. М: ОИФЗ РАН, 2000. 487 с.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 2004. Т.°394. № 5. С. 689-692.

Стеблов Г.М. Крупномасштабная геодинамика на основе космической геодезии // Диссер. на соиск. д.ф.-м. н. М. 2004. 203 с.

Тектоника, геодинамика металлогения территории республика Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика». 2001. 571 с. ISBN 5-7846-0046-X.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА МЕЖДУ МОРЕМ СКОТИЯ И МОРЕМ УЭДДЕЛЛА

Е.С. Курбатова, Е.П. Дубинин, А.Л. Грохольский, А.В. Кохан

Музей землеведения МГУ, г. Москва

Море Скотия представляет собой межостровное море, расположенное между островами Южная Георгия, Южными Сандвичевыми и Южными Оркнейскими. Большая его часть лежит в пределах Атлантического океана.

Море Уэдделла является окраинным морем атлантического района Южного океана. Оно расположено между Антарктическим полуостровом на западе и на востоке Землей Котса. северо-западная граница моря Уэдделла контролируется восточным окончанием рифтового трога, протягивающегося вдоль северного фланга Трансантарктических гор и отделяющего западную Антарктиду от восточной.

Область глубинного разлома между морями Скотия и Уэдделла неоднородна и представляет собой область гетерогенной коры, с сильно расчлененным рельефом, включающую в себя южную часть моря Скотия и северо-западную моря Уэдделла. По-сути, данную область можно объединить в единый структурно-морфологический барьер.

Для геодинамического анализа данной территории были использованы методы геоморфологии, геофизики, а также физическое моделирование.

Анализ рельефа выявил сложную гетерогенную структуру района. Наблюдается сильная изрезанность рельефа (от -5000 м до + 500 м) и разнообразная морфологическая выраженность структур свидетельствуют о многообразии тектонических процессов, проявляющихся в поле напряжения преобладающего левостороннего сдвига, часто осложненного сжатием или растяжением. Это поле напряжений формирует силовой фон, на котором проявляются различные типы деформаций гетерогенных блоков коры, приводящие к образованию соответствующих морфоструктур.

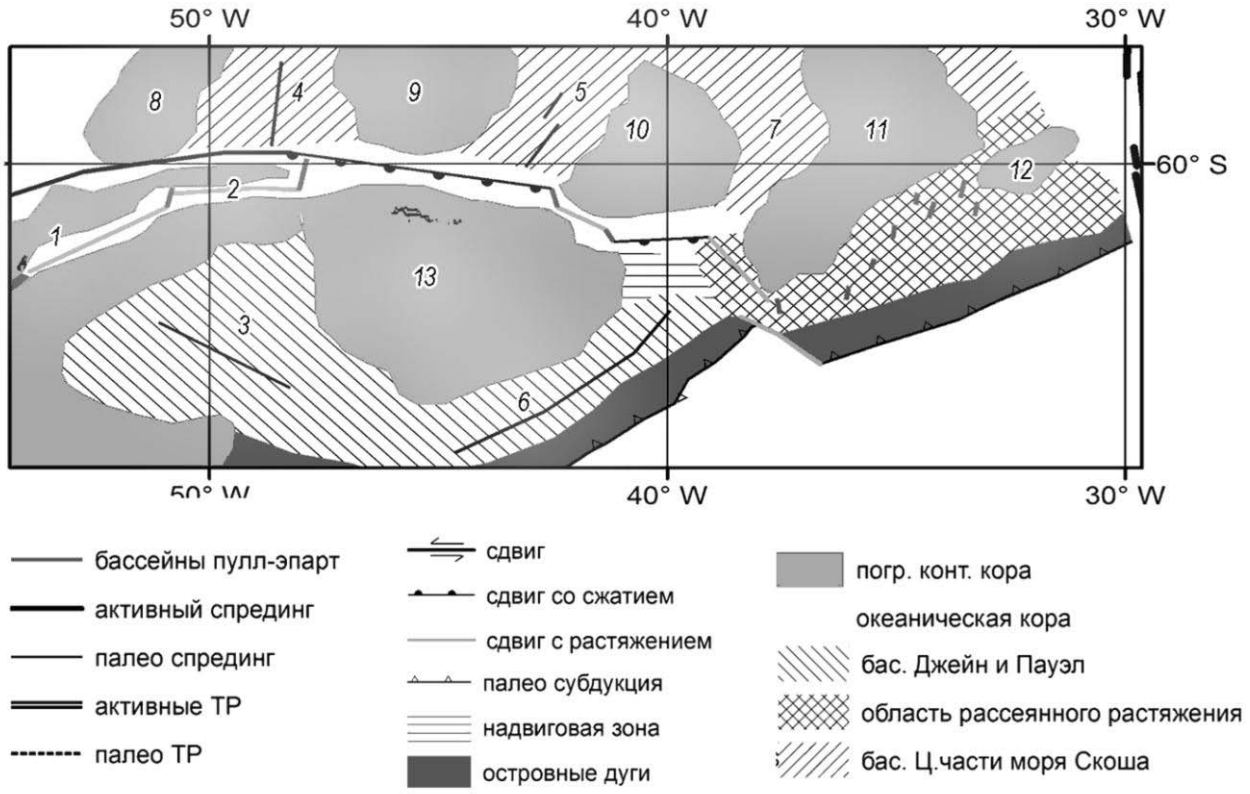
Сложная гетерогенная структура области включает в себя с запада на восток: проливы Брансфилд и Филиппа, небольшие рифтогенные бассейны: Пауэлл, Джейн, и бассейны типа пулл-эпарт Протектор, Дове, Скан, Южно-оркнейский микроконтинент, банки и поднятия: Террор, Пири, Брюса, Дискавери, Хердман, Иризар (рис. 1). Для поверхностей банок и плато характерна пологость и плосковершиность, что может объясняться некогда действовавшей морской абразией. Приподнятые поверхности разделены узкими депрессиями (часто подстилаемыми океанической корой) с глубинами превышающими 5000 м. Благодаря процессам сжатия, растяжения и сдвига на границе морей Скотия и Уэдделла сформировались такие формы рельефа как задуговой бассейн Брансфилд, глубоководные желоба Оркнейский и Лори. Таким образом, рельеф изучаемого района довольно разнообразен: на сравнительно небольшом расстоянии встречаются принципиально разные образования такие, как складчато-глыбовые хребты, абиссальные равнины небольшие спрединговые бассейны, погруженные микроконтинентальные блоки, вулканическая островная дуга и глубоководные желоба. Однако основной тип рельефа может быть определен как тектонический, его динамичность проявляется в резком изменении глубин. Стоит также отметить, что рельеф данной области во многом является индикатором ведущих геодинамических процессов

Интенсивность глубинных процессов, проявляющихся в этой области во многом отражает геодинамическую обстановку всего Южно-Антильского региона. Преобладающими процессами являются горизонтальные сдвиговые смещения, приводящие к активизации разломов, формирующих контрастность рельефа, которая достигает сотен и даже первых тысяч метров.

Для изучения особенностей кинематики и геодинамики данного района были подробно рассмотрены основные геолого-геофизические характеристики: геологическое строение, данные по сейсмическому профилированию и механизмы в очагах землетрясений.

Данные о распределении эпицентров землетрясений определяют зоны наиболее активных современных тектонических деформаций, а также подтверждают преобладание в изучаемом районе левостороннего сдвига с транспрессией.

Основной целью отбора и анализа литологических данных в пределах структурного барьера между морями Скотия и Уэдделла является выявление природы структурных поднятий - фрагментов древнего континентального моста между южной окраиной Южной Америки и Антарктическим полуостровом.



Проливы: 1 – Брансфилд, 2 – Филиппа; бассейны типа пул-эпарт: 3 -Пауэлл, 4-Протектор, 5 - Дове, 6 –Джейн, 7 – Скан;
банки и поднятия: 8 -Террор, 9- Пири, 10-Брюса, 11-Дискавери, 12-Хердман,
13 – Южно-Оркнейский микроконтинент.

Рис. 1. Основные структуры южной части моря Скотия

Благодаря анализу литологических данных, представленных в работах, [Виноградова, 2000], [Tassone et al., 2009] и [Lodolo et al., 2010], были выявлены следующие особенности: а) среди отобранных образцов в пределах структурных поднятий преобладают породы гранитного состава, что указывает на континентальную / переходную природу коры; б) сравнительно малая мощность осадков; в) наблюдается большое количество крупных и слабоокатанных обломков метаморфических и вулканических пород, принесенных со склонов; г) присутствуют небольшие сильно уплотненные глыбы охристого окраса, возможно, свидетельствующие о выходе на дне гидротерм. Все эти особенности свидетельствует о продолжающейся активности тектонических движений в изучаемом районе, в том числе горизонтальных смещений, создающих по всей периферии моря типичную структуру глыбового расчленения дна.

Тектоническая структура на границе между плитами Скотия и Антарктической была проанализирована, благодаря серии многоканальных непрерывных сейсмических профилей. Вдоль Южного хребта Скотия было выделено 3 главных сегмента: 1) западный – структуры ориентированы ЗСЗ-ВЮВ; 2) центральный – структуры ориентированы ВСВ-ЗЮЗ; 3) восточный - структуры ориентированы СВ-ЮЗ. Данные три сегмента разделены небольшими зонами, имеющими направление ССВ-ЮЮЗ, и по большей части соответствующие зонам сдвига.

Чтобы в некоторой степени прояснить проблему генезиса коры структурных поднятий на границе морей Скотия и Уэдделла, мы провели оценку степени утонения континентальной коры на основании анализа современного рельефа дна и степени погружения блоков земной коры, формирующих центральную часть моря Скотия. Исходя из предположения об изостатической компенсации весовых колонн блоков земной коры в этом районе (а об этом свидетельствуют гравитационные аномалии), была предпринята попытка оценки степени утонения коры по методу [Fullea et al., 2007]. На основе полученных данных была построена карта предварительного районирования по типам коры, анализ которой позволил выявить, что наибольшему растяжению подверглись блоки в юго-восточной части центральной области моря Скотия, что возможно, объясняется их близостью к зоне субдукции. Так же в центральном море Скотия видны обширные

области океанической коры, где, скорее всего, произошел разрыв сплошности коры (рассеянный или диффузный спрединг). Область растянутых и утоненных блоков, ограничена с юга и севера континентальными блоками, а также древними задуговыми бассейнами и островными дугами (рис. 2).

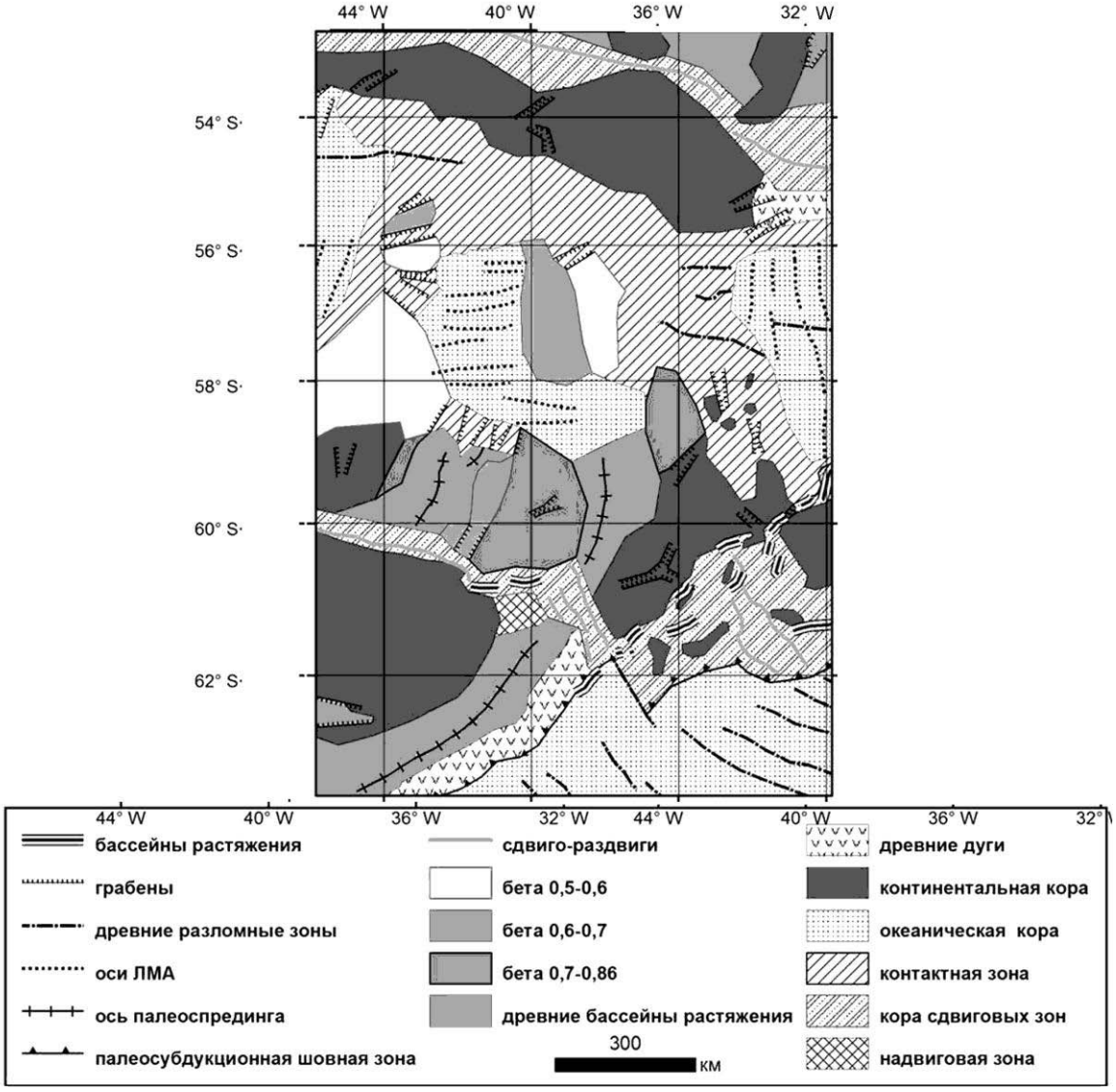


Рис. 2. Карта районирования по типам коры

Развитие области моря Скотия, прежде всего, связано с историей раскрытия Южного океана и распадом гондванских материков. Эволюция этого региона, в свою очередь, во многом повлияла на развитие всего Южного региона в целом (появление течений различной глубины, накопление наносов, формирование айсбергового переноса). Сложность в изучении истории развития данного региона заключается в разнонаправленности и нарушении последовательности линейных магнитных аномалий, наличием трансформных разломов различного простирания, а также существованием большого количества ассейсмичных плато и хребтов. В ходе работы были подробно рассмотрены основные эволюционные гипотезы данного района. Выделены основные особенности развития рельефа на южной границе моря Скотия: а) до распада Гондваны на месте моря Скотия располагался единый континентальный мост, сложенный гетерогенной континентальной корой, состоящий из различных банок и поднятий; б) во время раскрытия моря были активны две спрединговые системы: СЗ-ЮВ и С-Ю. Они были активны до тех пор, пока южная часть моря Скотия не столкнулась с Южно-американским-антарктическим хребтом, а северная - с Фолклендским плато и северо-восточным поднятием Георгия; в) бассейн Пауэлл является задуговым бассейном, раскрытие которого прекратилось из-за миграции банки Дискавери и развитием спрединга в центральной части моря Скотия.

Помимо полевых и морских исследований в тектонически активных районах Земли, каким, несомненно, является район моря Скотия, важную роль в изучении особенностей структурообразования играет моделирование. Физическое моделирование структурообразующих деформаций в море Скотия проводилось в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ. Главным достоинством физического эксперимента является его наглядность.

При постановке модельных экспериментов использовались методики, подробно описанные в работе [Шеменда, 1983; Грохольский, Дубинин, 2006] и адоптированные к проведению конкретных экспериментов. В соответствии с ними были созданы и изучены модельные материалы. Они обладают различными упруго-вязко-пластичными и хрупкими свойствами, параметры которых, можно менять, изменяя их количественный и качественный составы, а также температуру. Эти вещества представляют собой коллоидные системы, составленные на основе жидких (минеральное масло) и твердых (церезин, парафин) углеводородов, тонкодисперсных порошков и поверхностно-активных веществ. Во время экспериментов вещество подвергается сначала нагреву, до состояния однородной массы, а затем следует охлаждение, во время которого происходит наращивание толщины литосферы до необходимой величины, контролируемой температурой и временем охлаждения, далее для формирования ослабленной утоненной литосферы в рифтовой зоне модельное вещество вырезается и его место заполняет вещество, имитирующее астеносферу, при этом охлаждение продолжается и вещество кристаллизуется, после достижения необходимой толщины литосферы в пределах ослабленной зоны начинается горизонтальной растяжение модели.

Основной критерий подобия τ_s /ρgH=const (τ_s – предел прочности среды, ρ и H – плотность и толщина слоя, g – ускорение свободного падения) определяет характер заложения трещин при хрупком или пластичном разрушении [Шеменда, 1983]. При τ_s / ρgH >1 в процессе хрупкого разрушения трещины закладываются вертикально и ортогонально направлению растяжения (быстрые хребты). При τ_s / ρgH <<1 при хрупком разрушении трещины закладываются под углом около 45^o к поверхности слоя без потери контакта между участками плиты, которые они разделяют, и также ортогонально к оси растяжения, (медленные хребты) деформации идут по вышеописанному механизму. τ_s зависит от скорости спрединга и температуры.

В процессе экспериментов изменялись следующие параметры:

1. направление и и скорость растяжения (спрединга);
2. толщина литосферы в осевой зоне;
3. ширина рифтовой зоны с утоненной литосферой (область прогрева);
4. ориентировка рифтовой зоны с утоненной литосферой относительно направления растяжения.

Было проведено несколько циклов экспериментов, посвященных анализу структурообразования Западной, Центральной и Южной областям моря Скотия. Основной целью моделирования спредингового хребта Западного Скотия являлось получение устойчивой сегментации рифтовой трещины в процессе ее развития и «столкновения» со структурно-вещественными неоднородностями в анизотропной литосфере, а также формирование на границе континентальный блок - океаническая кора зоны сдвига.

- Были проведены 2 серии экспериментов с углом между простиранием рифтовой зоны и направлением растяжения 30 ^{0} и 60 ^{0} (данный угол был выбран в соответствии с моделями Иглса, [Eagles, 2000].
- При увеличении угла, сегментация в ослабленной зоне, стала более выраженной и устойчивой, т.е. повторялась от эксперимента к эксперименту. Так же следует отметить, что при изменении угла на 60^0 довольно часто трещины стали выходить не только из нижней части ослабленной зоны, но и из верхней, соединялись трещины по формирующимся трансформным разломам (рис. 3).
- В ходе экспериментов с углом 60 ^{0} мы также изменялась ширина рифтовой зоны с утоненной литосферой и соотношения толщин различных типов коры. Окащзалось, что чем больше толщина коры в рифтовой зоне, и меньше разница между толщинами коры океанического и континентальных типов, тем более контрастная сегментация идет в пределах рифтовой зоны, Следующим этапом работы было моделирование наиболее дискуссионной центральной части моря Скотия. Основной задачей данной серии экспериментов являлась активизация процессов растяжения в центральной части моря – моделирование рассеянного (или диффузного) спрединга. Моделирование условий перескока оси спрединга (или, точнее, деформаций растяжения) из ослабленной зоны модельного ЗХС, в зону Центральной части моря Скотия после прекращения спрединга в Западном хребте Скотия имитировалось остановкой хода поршня и прекращением растяжения на некоторое время.

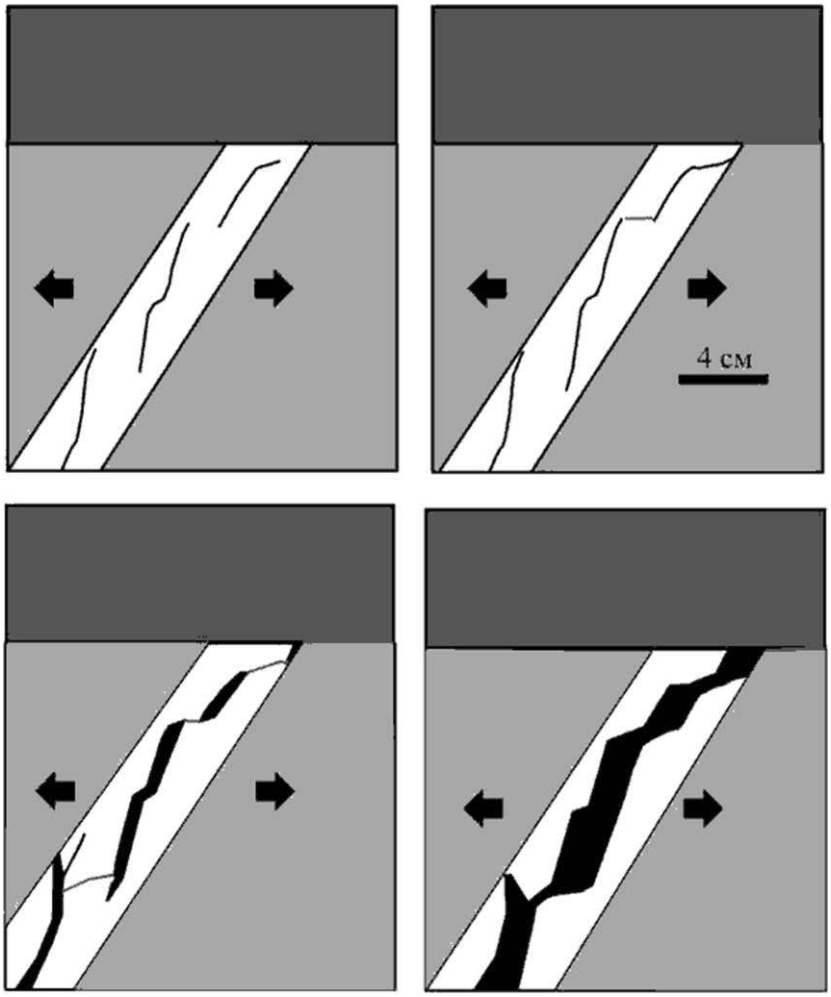


Рис. 3. Моделирование эволюции Западного Хребта Скотия

Зона нарушений (или локализации деформаций) была представлена как созданием искусственных структурных неоднородностей в коре (хаотичные или упорядоченные разрезы, нарушающие сплошность коры), так и термическим ослаблением литосферы (точечный, локальный подогрев вещества в зоне центральной части).

Переменными параметрами при механическом «ослаблении» коры (для искусственного создания зон локализации растягивающих деформаций) являлись: длина разрезов, количество разрезов, степень перекрытия, время охлаждения.

Серия экспериментов «структурные нарушения в центральной части моря Скотия» выявила следующие зависимости:

- при прекращении растяжения (спрединга) на 10 минут, приводящего к кристаллизации и увеличении толщины осевой литосферы перескок не происходит;
- при прекращении растяжения (спрединга) на 15 минут перескок происходит при суммарной длине разрезов 13, 10 см (n разрезов – 2), при суммарной длине 7 и 8 см происходит лишь изменение оси спрединга в ЗХС, перескок происходит при суммарной длине разрезов 13 см (n разрезов – 3);
- при остановке эксперимента на 20 минут перескок происходит при суммарной длине разрезов 13, 10, 7 см при количестве разрезов (n) – 3, при суммарной длине 13, 10, 7 см и количестве разрезов (n) – 4), происходит перескок. Наблюдается рассеянный рифтинг в области, моделирующей центральную часть моря Скотия. Соединяясь друг с другом трещины образуют микроблоки. Критическая суммарная длина разрезов, при которой перескок спрединга не происходит - 5 см (n разрезов - 3).

Таким образом, можно предположить, что столкновение Западного хребта Скотия с реологически более прочным континентальным блоком Фолклендского плато на севере, а также образование структурных неоднородностей в пределах центральной части моря Скотия послужило

причиной перескока спрединга. Все это впоследствии привело к формированию известной нам сейчас гетерогенной структуры центральной области моря.

Неоднородности в типе коры, которые предположительно, и повлекли за собой формирование блоковой структуры в море Скотия можно моделировать не только путем образования структурных нарушений, но и формируя термическую неоднородность (или термическую аномалию – аналог горячей точки) в пределах исследуемого района.

Были проведены серии экспериментов с изменением параметров «горячей точки» (диаметр (d) изменялся от 4,5-6 см, Т нагрева – 15 минут). По результатам данной серии экспериментов было выявлено, что термическая неоднородности, при времени нагрева 15 минут, всегда будет «притягивать» к себе новую ось спрединга. Однако при уменьшении времени нагревания до 10 минут, спрединг будет продолжаться в Западном хребте без перескока.

Эволюция центральной части моря Скотия непосредственно повлияла и на развитие Южной границы моря Скотия. Именно поэтому следующий цикл моделирования был посвящен этому району.

Условно все эксперименты для данной границы могут быть разделены на три серии: 1)региональное моделирование – основной задачей которого являлось установление взаимосвязи между развитием сдвиговой границы на юге и рифтингом на востоке моря Скотия; 2) моделирование сдвиговой границы на локальном уровне – основной задачей являлось показать влияние извилистой формы границы на формирование здесь бассейнов локального растяжения типа пулл-эпарт; 3) моделирование процессов растяжения в проливе Брансфилд.

Для проведения первой серии экспериментов была предложена следующая конфигурация модели: криволинейная граница, подобная природной, отделяла область с более прочной и толстой континентально корой (Южно-Оркнейский микроконтинент) от основного пространства, занимаемого океанической корой (Центральное море Скотия).

В процессе экспериментов изменялось соотношение толщин между корами разной природы (7/4, 7/3, 8/3, 8/4). В результате было выявлено, что наибольшее соответствие с природными аналогами наблюдается лишь при соотношением толщин кор 7/4 и отсечении континентального блока от поршня. При моделировании сначала образуется сдвиговая граница на юге моря Скотия, а затем активизируются процессы на востоке. Таким образом, формируется спрединговый Восточный хребет Скотия, при образовании которого наблюдается сегментация хребта, схожая с природным аналогом.

Серия экспериментов «моделирование сдвиговой границы на локальном уровне» позволила проверить гипотезу о влиянии кривизны границы на образование бассейнов типа пулл-эпарт (зоны локального растяжения при региональном сдвиге0. Именно области наибольших изгибов соответствует формирование данного типа бассейнов. Их образование идет поэтапно. Сначала в ослабленной зоне формируется трещина, затем по мере растяжения трещины локально расширяются и образуются малые небольшие бассейны растяжения.

При моделировании южной границы было также рассмотрено структурообразование в задуговом бассейне пролива Брансфилд. Во многом развитие этого района зависело от процессов, происходящих на границе морей Скотия и Уэдделла. Вопрос о спрединге и рифтинге в данном районе является дискуссионным. Так, Баркер и Остин [Barker, Austin, 2003] предложили модель, согласно которой рифтинг должен был бы закладывать на северо-востоке пролива и продолжать развитие к центру. Лодоло и соавторы [Lodolo et al., 2010] предполагали обратную ситуацию: раскрытие пролива Брансфилд началось в центральной части, постепенно переходя к восточной и западной областям. Таким образом, основной задачей экспериментов являлась проверка гипотез эволюции пролива Брансфилд. Нами была предложена следующая конфигурация эксперимента: скорость раздвижения 1/90, соответствующая медленному спредингу, угол заложения ослабленной зоны 35^0. Изменяемыми параметрами являлись соотношение толщин коры, ширина рифтовой зоны с утоненной литосферой. Наиболее удачной является серия экспериментов с соотношением толщин 6/4 и шириной ослабленной зоны 2.5 см. Именно при подобной постановке эксперимента наблюдается наибольшее сходство с природными аналогами, что можно увидеть при сравнении с 3d моделью рельефа.

При анализе удачных экспериментов были выявлены следующие особенности:

- трещины закладываются в центральном бассейне Брансфилд, что подтверждает эволюционную гипотезу Лодоло и соавторов [Lodolo et al., 2010];
- наблюдается мелкая, хорошо читаемая сегментация. Особенно четко сегменты выражены в юго-западной части модели, в природе же наблюдается целая система полуграбенов;

- первоначально трещины закладываются локально и имеют S-образную форму.

По результатам моделирования, анализа рельефа и геоморфодинамической обстановки, а также карты районирования по типам коры, было предположено, что именно столкновение Западного хребта Скотия с континентальным блоком Фолклендского плато на севере (серия экспериментов «Эволюция Западного хребта Скотия»), а также образование структурных и термических неоднородностей в пределах центральной части моря Скотия (серия экспериментов «Эволюция центральной части моря Скотия») могли послужить причиной прекращения спрединга на ЗХС и локализации растягивающих напряжений в Центральной части моря Скотия. Возможно, именно это стало причиной растяжения и погружения коры и привело к формированию современной гетерогенной структуры центральной области моря Скотия.

Развитие южной границы повлияло на формирование пролива Брансфилд и ВХС.Так, при образовании сдвиговой границы на юге моря Скотия, активизируются процессы на востоке, где и формируется задуговой спрединговый хребет.

При моделировании пролива Брансфилд была подтверждена эволюционная теория Лодоло и соавторов [Lodolo et al., 2010] о начале локального рифтинга именно в центральной части пролива Брансфилд.

Эксперименты также позволили установить, что необычная форма южной границы, образованная в следствие гетерогенности структур центральной области моря Скотия, во многом определила образование в исследуемом районе локальных бассейнов растяжения типа пулл-эпарт.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00528-а) и Минобрнауки России (ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России»).

ЛИТЕРАТУРА

Грохольский А.Л., Ушаков С.А. Экспериментальное моделирование геодинамических процессов на границах литосферных плит // Жизнь Земли. Синергетика. Экология. Геодинамика. Музееведение: Сб. научн. тр. М.: Изд-во МГУ. 2001. С. 162-194.

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

Barker D.H.N., Christeson G., Austin J.A., Dalziel I.W.D. Back-arc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica // Geology. 2010. P.1 07-110.

Eagles G. The age and origin of the central Scotia Sea// Geophys. J. Int. 2010. 183. P. 587–600

Fullea J., Fernàndez M., Zeyen H. et al. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones // Tectonophysics. 430. 2007. P. 97–117.

Lodolo E., Civile D., Vuan A. et al. The Scotia–Antarctica plate boundary from 35°W to 45°W // Earth and Planetary Science Letters. 2010. 293. P. 200–215.

НАПРЯЖЁННОЕ СОСТОЯНИЕ ХРУПКОЙ ТРЕЩИНЫ СДВИГА, РАЗВИВАЮЩЕЙСЯ В ОБЛАСТИ ЗАКРИТИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ

А.С. Лермонтова, Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва

ВВЕДЕНИЕ

Изучению поля напряжений в окрестности трещины в упругой среде посвящено множество работ [Панасюк, 1968]. В приложении к проблемам геодинамики особый интерес представляют трещины сдвига, напряжение в окрестности которых интерпретируются с позиции анализа напряженного состояния в окрестности крупных разрывов земной коры и очагов землетрясений [Осокина, Фридман, 1987]. В этих упругих решениях концевые участки трещин являются концентраторами напряжений. Здесь напряжения устремляются к бесконечности при приближении к концу трещины. Поскольку в реальности бесконечные величины напряжений невозможны, то в механике рассматриваются решения упруго-пластических задач, в которых в небольшой окрестности кончика трещины возникают области пластического течения, ограничивающие уровень упругих деформаций и напряжений.

Подобные упруго-пластические задачи отвечают проблемам конструкционной механики, где в материале не допускается появления больших областей пластического деформирования. В настоящее время в тектонофизике существует понимание того факта, что геологическая среда уже с некоторых глубин находится в закритическом состоянии еще на стадии, предшествующей формированию крупного хрупкого разрыва. В данном случае под закритическим состоянием понимается достижение напряженным состоянием горного массива некоторого критического значения, определяющего формирование в нем необратимых деформаций. Применительно к породам верхней и средней коры речь идет не о пределе упругости и появлении истинных пластических деформаций (дислокации в зернах и кристаллах) [Николаевский, 1979], а о трещинных деформациях, связанных с превышением предела катакластической текучести [Ребецкий, 2007].

Как было показано в работах [Ребецкий, 2008а, 2008б, 2008в] для начального гравитационного напряженного состояния (оно присутствует всегда еще до приложения внешних деформирующих сил) достижение предела трещинной текучести в консолидированных горных породах возможно уже на глубинах 1-2 км в случае их повышенной трещиноватости (пониженная эффективная прочность сцепления - cohesion) и при учете разупрочняющего по Терцаги [Терцаги, 1961] влияния флюидного давления. Подобная повышенная трещиноватость характерна для зон крупных региональных и мегарегиональных разломов, где и происходят все крупные землетрясения. Вне зон разломов среда, обладающая более высокой эффективной прочностью сцепления, будет переходить в закритическое состояние на больших глубинах (возможный уровень глубин 3-10 км, он зависит от тектоники верхней коры).

В связи с выше сказанным, представляет интерес вопрос о возможности вычисления напряжённого состояния в окрестности трещины в ситуации, когда ещё до активизации трещины среда находилась в пластическом – катакластическом состоянии. В настоящей работе будет сделан первый шаг с целью изучения перераспределения напряжений в такой среде в результате возникновения в ней крупной трещины. Задача наших исследований состоит в определении области влияния активизировавшейся трещины, т.е. размеров участков, где происходит формирование дополнительных необратимых деформаций. Также было бы интересно сравнить, насколько изменяется характер напряженного состояния в окрестности активизировавшейся трещины в случае расчета напряжений в среде, уже находящейся в закритическом состоянии, от расчета напряжений для трещины в упругой среде.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВДОЛЬ ПЛОСКОСТИ, СОДЕРЖАЩЕЙ АКТИВИЗИРОВАВШУЮСЯ ТРЕЩИНУ

Будем считать, что среда находится в закритическом состоянии, и в ней возможно формирование необратимых деформаций за счет смещений по множеству небольших хрупких трещин. Назовём эти трещины микротрещинами, чтобы подчеркнуть, что их линейный размер много меньше размера основного исследуемого нарушения (макротрещины). Полагаем, что начальное

напряженное состояние такой среды, полученное путем усреднения напряжений в масштабе большем, чем размер микротрещин (однако значительно меньшем размера макротрещины), однородное, т.е. во всех точках пространства действуют одинаковые напряжения, удовлетворяющие пределу текучести типа Кулона – Мора:

$$\tau^0 + k_c \sigma^0 = \tau_c \qquad (1)$$

где τ^1 и σ^1 – соответственно максимальное касательное напряжение и среднее напряжение рассматриваемого начального состояния (растягивающие напряжения положительны), а k_c и τ_c – параметры предела текучести. Далее состояние, для которого выполняется условие (1), будем называть катакластическим [Ребецкий, 2007], поскольку необратимые деформации в нем есть результат трещинного – катакластического течения.

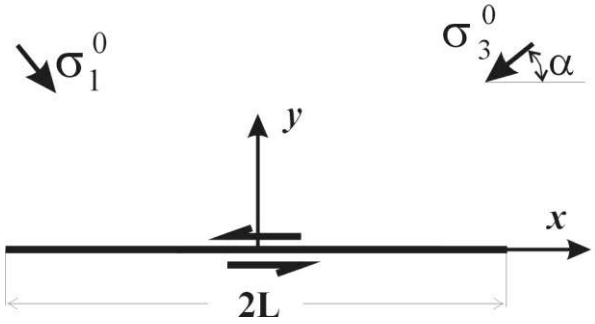


Рис. 1. Схема трещины сдвига в системе координат *xOy* (нормаль к трещине *n* совпадает с осью *y*. Показана ориентация главных напряжений начального напряженного состояния (σ_3^0 – напряжение максимального сжатия)

Будем считать, что в такой среде уже существует дефект прочности в виде протяженной, но неактивной трещины, длина которой много больше размера микротрещин, которые сформировали в среде необратимые деформации, и больше масштаба усреднения начального напряженного состояния. Полагаем, что со временем предел поверхностной прочности этой трещины снижается, и в определенный момент времени вдоль внутренней плоскости этого дефекта выполнилось предельное условие хрупкого разрушения:

$$\tau_n^0 + k_f \sigma_{nn}^0 = \tau_f \,, \qquad (2)$$

где τ_n^0 и σ_{nn}^0 – соответственно касательное и нормальное напряжения на этой внутренней плоскости дефекта в момент времени, отвечающий начальному состоянию непосредственно перед хрупким разрушением (n – нормаль к плоскости трещины), k_f и τ_f – соответственно коэффициента поверхностного трения покоя и прочность поверхностного сцепления.

В результате хрупкого разрушения, которое произошло в квазистатическом режиме (без формирования упругих волн), в среде возникает плоский сдвиговый разрыв (рис. 1), на поверхности которого после смещения его бортов устанавливается новое соотношение между нормальными и касательными напряжениями σ_{nn}^1 и τ_n^1, отвечающими уже состоянию после возникновения хрупкой трещины:

$$\tau_n^1 + k_f \sigma_n^1 = 0, \; |x| < L \,. \qquad (3)$$

Здесь мы фактически положили равенство коэффициента статического трения k_f значению коэффициента поверхностного трения скольжения k_k. Можно также предполагать, что коэффициенты k_f и k_f близки, а $\tau_f > \tau_c$.

В результате активизации этой трещины уровень касательных напряжений на ней уменьшается $\left|\tau_n^1\right| < \left|\tau_n^0\right|$, часть упругой энергии из области, окружающей трещину, переходит в тепло на разрыве и совершает работу на новых пластических деформациях в окрестности трещины (эта работа также переходит в тепло). Таким образом, область в окрестности активизировавшейся трещины разделится на три участка (рис. 2):

1) участки разгрузки, расположенные непосредственно вблизи центральной части трещины, где напряженное состояние вновь стало чисто упругим:

$$\tau^1 + k_c\sigma^1 < \tau_c \ , \ |x| < L \ ; \qquad (4)$$

2) участки, окружающие концевые области трещины, где произойдет формирование дополнительных пластических деформаций и, возможно, изменение соотношения между максимальными касательными и средними напряжениями τ^1 и σ^1 при сохранении предельного соотношения (1);
3) участки неизменившегося напряженного состояния, которые расположены на большом удалении от активизировавшейся трещины.

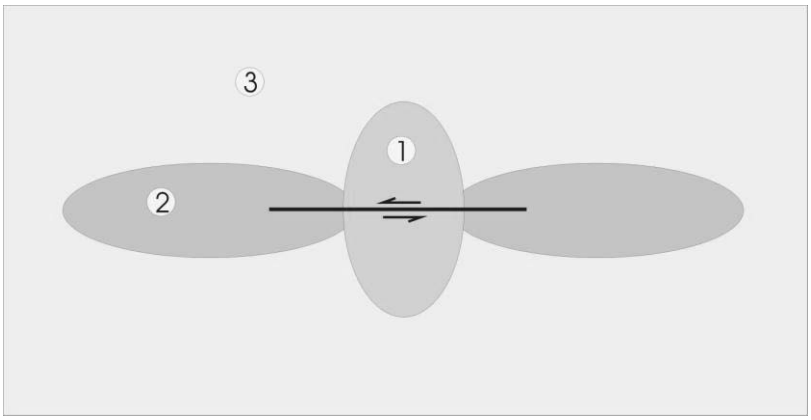


Рис. 2. Схема расположения в окрестности активизировавшейся хрупкой трещины областей: 1 – упругой разгрузки, где состояние стало докритическим, 2 – формирования дополнительных необратимых деформаций, 3 – неизменившегося состояния, где не возникло новых необратимых деформаций

Определение границ области упругой разгрузки на плоскости трещины. Произведем анализ изменившегося напряженного состояния для трещины, активизировавшейся в среде, находящейся в закритическом состоянии (рис. 1).

Рассмотрим вначале состояние на поверхности трещины. Согласно известным решениям для трещин сдвига в упругой среде [Осокина, Фридман, 1987], нормальные напряжения на разрыве после активизации трещины остаются равными тем значениям, которые они имели до активизации. Поскольку этот факт определяется характером краевой задачи (трещина сдвига) и не зависит от свойств среды, то он также будет иметь место и в случае нашей задачи:

$$\sigma_{nn}^0 = \sigma_{nn}^1 . \qquad (5)$$

Отсюда следует, что величина касательных напряжений, действующих на поверхности трещины нового состояния, определится выражением

$$\tau_n^1 = \tau_n^0 - \tau_f \ , \qquad . \qquad (6)$$

На рис. 3, *а* на диаграмме Мора, отвечающей параметрической области нормальных и касательных напряжений на произвольных площадках, показаны точки *A, B* начального $(\tau_n^0, \sigma_{nn}^0)$ и конечного $(\tau_n^1, \sigma_{nn}^1)$ напряженных состояний, действующих на поверхности трещины сдвига. В этой системе координат касание большим кругом Мора начального состояния (σ_i^0) внешней огибающей означает выполнение условия (1).

Анализ напряженного состояния с позиции упруго-катакластического поведения также можно делать на диаграмме Мора, но уже на параметрической области средних и максимальных касательных напряжений. На этой параметрической области начальное состояние характеризуется точкой τ^0, σ^0, лежащей на предельной огибающей.

Найдем точку смены состояний, выделив тем самым границу области упругости в центральной части трещины. Поскольку нам известны две компоненты $(\sigma_{yy}^1 = \sigma_{nn}^1, \ \sigma_{xy}^1 = \tau_n^1)$ из трех для двумерного тензора напряжений, то для этого необходимо рассчитать нормальное напряжение, действующее в направлении оси *x*.

Из решения задачи о трещине длины $2L$ в упругой сред также известно, что закон смещений вдоль трещины u_x определяется выражением

$$u_x = \frac{\Delta\tau_n}{\mu}\sqrt{L^2 - x^2}\ ,\ |x| < L\ . \qquad (7)$$

Здесь $\Delta\tau_n = \tau_n^0 - \tau_n^1$ - величина касательных напряжений, сброшенных на поверхности трещины (в нашем случае согласно (6) $\Delta\tau_n = \tau_f$), а μ - модуль сдвига.

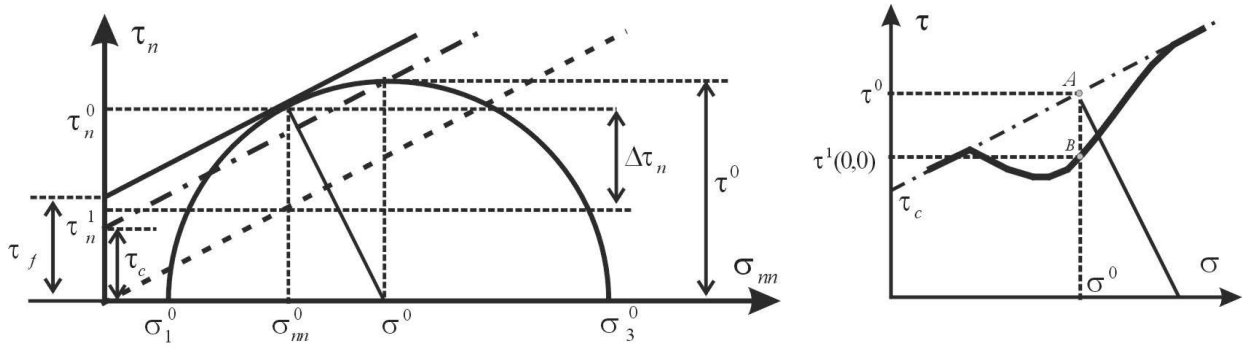


Рис. 3. Диаграммы Мора, используемые для анализа предельного состояния хрупкого разрушения (*а*) и упруго-катакластического напряженного состояния (*б*). На рис. *а* в системе координат, связанной с касательными и нормальными напряжениями на произвольных наклонных площадках, показаны: сплошная линия, касающаяся большого круга Мора, – предел хрупкой прочности, пунктирная линия – минимальное сопротивление статического трения, штрих-пунктир предел текучести ($\tau_f > \tau_c$). На рис. *б* в системе координат, связанной с максимальными касательными и средним напряжениями штрих-пунктирной линией показан предел текучести. *A* – начальное напряженное состояние, сплошная кривая конечное напряженное состояние для дочек, находящихся на плоскости трещины. *B* – точка в начале координат *x* = *y* =0. Пояснение в тексте

Дифференцируя u_x, по координате *x* можно определить соответствующую дополнительную продольную деформацию

$$\Delta\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u_x}{\partial x} = -\frac{\Delta\tau_n}{\mu}\frac{x}{\sqrt{L^2 - x^2}}\ ,\ |x| < L\ . \qquad (8)$$

Эта деформация в центральной части трещины будет полностью упругой, а на участках вблизи ее концов будет состоять из упругой и необратимой деформаций. Согласно выражению (8) для трещины левого сдвига (рис. 1) справа от центра трещины возникают дополнительные упругие деформации удлинения, а слева - укорочения.

Полагая, что вся деформация $\Delta\varepsilon_{xx}$ упругая, запишем:

$$\Delta\varepsilon_{xx} = \frac{1}{E}\left(\Delta\sigma_{xx} - \nu\Delta\sigma_{yy}\right), \qquad (9)$$

где ν - коэффициент Пуассона.

Используя тот факт, что в вертикальные напряжения остаются неизменными $\Delta\sigma_{yy} = 0$ (см. выражение (5)), из выражения (9) находим

$$\Delta\sigma_{xx} = E\Delta\varepsilon_{xx}\ ,\ |x| < L\ . \qquad (10)$$

Поскольку в области центральной части трещины, которой отвечает чисто упругому поведению, происходит упругая разгрузка, то здесь дополнительные деформации необходимо просто сложить с упругими деформациями начальной стадии нагружения. Таким образом, справа от центра трещины сжимающие напряжения σ_{xx}^0 уменьшаться на величину $|\Delta\sigma_{xx}|$, а слева увеличатся на величину $-|\Delta\sigma_{xx}|$. При этом в центре трещины $\Delta\sigma_{xx} = 0$.

В упругой области значения максимальных касательных τ^1 и средних напряжений σ^1 для нового состояния определится соотношениями:

$$\tau^1(x,0)=0.5\sqrt{\left(\sigma_{xx}^0-\sigma_{yy}^0+E\Delta\varepsilon_{xx}\right)^2+4\left(\sigma_{xy}^0-\tau_f\right)^2}\ ,\ \sigma^1(x,0)=\sigma^0+E\Delta\varepsilon_{xx}/2 \qquad (11)$$

Будем полагать, что в начальном состоянии в горизонтальном направлении действуют напряжения большего сжатия, чем в вертикальном (это выполняется, когда угол $\alpha<45^o$):

$$\sigma_{xx}^0<\sigma_{yy}^0<0\,. \qquad (12)$$

Из выражения (11) следует, что справа от центра трещины средние напряжений алгебраически увеличиваются, а слева – уменьшаются. Используя (12), запишем предельное соотношение (4)

$$\sqrt{\left(\sigma_{xx}^0-\sigma_{yy}^0+E\Delta\varepsilon_{xx}\right)^2+4\left(\sigma_{xy}^0-\tau_f\right)^2}+k_c\left(2\sigma^0+E\Delta\varepsilon_{xx}\right)\le 2\tau_c\,. \qquad (13)$$

При $x=0$ приращение продольной деформации $\Delta\varepsilon_{xx}=0$, и здесь максимальные касательные напряжения $\tau^1(0,0)$ наиболее снижены по отношению к их начальным значениям τ^0, а $\sigma^1(0,0)=\sigma^0$. Здесь выражение (13) выполняется в виде строго неравенства. На рис. 3, б этой точке пространства отвечает точка с координатами $\tau^1(0,0)$, σ^0, лежащая на одной вертикали с точкой τ^0,σ^0, но расположенная ниже – в упругой области морового пространства.

По мере движения от середины к правому концу трещины ($x>0$) деформации $\Delta\varepsilon_{xx}$ возрастают, что приводит к еще большему уменьшению $\tau^1(x,0)$. Средние напряжения $\sigma^1(x,0)$ здесь алгебраически увеличиваются за счет уменьшения величины напряжения горизонтального сжатия σ_{xx}^1 ($\Delta\sigma_{xx}>0$), что приводит к уменьшению второго слагаемого в левой части выражения (13), которое, также как и в середине трещины, выполняется в форме строгого неравенства. В какой-то момент σ_{xx}^1 сравниваются по величине с вертикальными напряжениями $\sigma_{yy}^1=\sigma_{nn}^0$. Здесь максимальные касательные напряжения достигают минимальных своих значений $\left(\tau^1(x,0)=\sigma_{xy}^0-\tau_f\right)$, а плоскость их действия совпадает с плоскостью трещины. Далее $\tau^1(x,0)$ начинает возрастать. Этим точка на диаграмме Мора (рис. 3, *б*) отвечает левая часть утолщенной криволинейной линии, соединяющей точку с координатами $\tau^1(0,0)$, σ^0, и предельную огибающую.

Таким образом, по мере удаления точек, расположенных вдоль оси *x*, от центра трещины левая часть (13) начинает возрастать, приближаясь к значению правой части. В некоторой точке x^p левая и правая части выражения (13) сравниваются по значениям. Данная точка разделяет на плоскости трещины упругую и упруго-катакластическую области, а на диаграмме Мора (рис. 3, *б*) ей отвечает выход линии семейства точек $\tau^1(x,0)$, $\sigma^1(x,0)$ на предельную огибающую. Для определения координаты x^p следует использовать выражение (13) в виде равенства.

Правее точки с координатой x^p на оси *x* располагаются состояния упруго-катакластического деформирования на конечной стадии, точки которых на моровой диаграмме лежат на предельной огибающей (см. рис. 3, *б*). Для этих точек пространства продольная деформация в направлении оси *x* будет состоять из упругой и пластической частей $\Delta\varepsilon_{xx}$:

$$\Delta\varepsilon_{xx}=\Delta\varepsilon_{xx}^e+\Delta\varepsilon_{xx}^p\,. \qquad (14)$$

Для левой от середины стороны трещины ($x<0$) напряженное состояние изменяется все время с увеличением значений максимальных касательных напряжений. Это связано с тем, что здесь все время увеличивается напряжение горизонтального сжатия $\Delta\sigma_{xx}<0$. Точкам, лежащим на этой половины трещины отвечает семейство точек, лежащих на правой части утолщенной криволинейной линии, соединяющей точку с координатами $\tau^1(0,0)$, σ^0, и предельную огибающую.

Оценка дальнодействующего влияния трещины. Теперь рассмотрим напряженные состояния точек пространства, расположенных на оси *x*, но за пределами трещины ($|x|>L$). Здесь так же, как и

у внутреннего конца трещины ($|x| \le L$) имеет место закритическое состояние (4). Вполне очевидно, что уменьшение касательных напряжений τ_n, действующих на плоскости трещины, на величину $\Delta\tau_n = \tau_f$ должен приводить к увеличению этих напряжений за ее пределами. Это связано с необходимостью выполнения условия сохранения импульса сил, действующих в горизонтальном направлении, в интегральной форме (рис. 4). Таким образом, в направлении продолжения трещины должно произойти увеличение касательных напряжений. Нас интересует вопрос, на какую величину и как далеко может распространиться это увеличение τ_n.

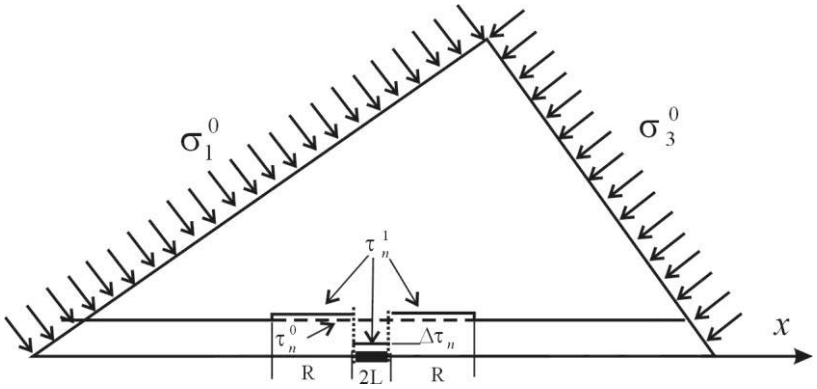


Рис. 4. Схема, иллюстрирующая оценку области влияния трещины вдоль своего продолжения. Трещина показана горизонтальным отрезком наибольшей толщины. Пунктирная линия – величина касательных напряжений на плоскости, совпадающей с плоскостью трещины, в начальном состоянии. Сплошная линия – величина касательных напряжений после активизации трещины

Выполним оценку размеров области повышенных касательных напряжений, действующих на продолжении трещины. Сделаем это из предположения постоянства напряжений, действующих вдоль плоскости трещины на ее продолжении, так, как это изображено на рис. 4. Подобная оценка определяет занижение размера области влияния *R*, т.к. в реальных породах должно наблюдаться плавное изменение напряжений с постепенным переходом от максимальных значений касательных напряжений вблизи конца трещины до их значений для начального напряженного состояния.

Заметим, что для этой части оси *x*, также как и на самой плоскости трещины выполняется условие (5), определяющее постоянство по *x* вертикальных нормальных напряжений $\left(\sigma_{yy}^0 = \sigma_{yy}^1 = const\right)$. Величины двух других компонент тензора напряжений в σ_{xx}^1 и σ_{xy}^1 должны удовлетворять предельному условию:

$$\sqrt{\left(\sigma_{xx}^1 - \sigma_{yy}^0\right)^2 + 4\left(\sigma_{xy}^1\right)^2} + k_c\left(\sigma_{xx}^1 + \sigma_{yy}^0\right) \le 2\tau_c . \qquad (15)$$

Можно предположить, что искомые касательные напряжения стремятся к максимальным значениям, которые возможны при одновременном выполнении условия (15). В рамках этой гипотезы:

$$\sigma_{xx}^1 = \sigma_{yy}^0 ,\ \sigma_{xy}^1 = \tau_c - k_c\left(\sigma_{xx}^1 + \sigma_{yy}^0\right)/2 \qquad (16)$$

Исходя предположения, что данное напряженное состояние распространяется вдоль ее продолжения на расстояние R, можно достаточно грубо оценить области влияния возмущенного трещиной напряженного состояния. В этом случае

$$\Delta\tau_n L = \left(\sigma_{xy}^0 - \sigma_{xy}^1\right)R ,\ |x| > L . \qquad (17)$$

Таким образом, из (17), используя (3) и (16), находим:

$$R = \frac{\tau_f L}{\left(\tau_f - \tau_c\right) - \left(k_f - k_c\right)\sigma_{yy}^0} ,\ |x| > L . \qquad (18)$$

Как следует из выражения (18), при $k_f \approx k_c$ область влияния трещины вдоль ее продолжения распространяется на $R = \tau_f L/(\tau_f - \tau_c)$. Поскольку значения τ_c, τ_f достаточно близки, то область влияния трещины может быть очень большой, много больше, чем в случае трещины в упругой среде (5-6 размеров трещины).

АНАЛИЗ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ В ОКРЕСТНОСТИ ТРЕЩИНЫ

При построении аналитического решения задачи о напряженном состоянии трещины сдвига, активизирующейся в среде уже находящейся в закритическом состоянии, будем считать, что рассматриваемая среда за пределом упругости деформируется без упрочнения. Будем использовать два варианта критерия текучести (или, что то же самое, условия пластичности): Треска и Мизеса. Условие Треска заключается в том, что в состоянии текучести во всех точках среды максимальное касательное напряжение имеет одно и то же значение для данного материала. Формально это условие можно записать следующим образом:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = const, \tag{19}$$

где $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, σ_i обозначают главные напряжения для $i = 1,\ 2,\ 3$.

Условие Мизеса записывается так:

$$(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2 = const. \tag{20}$$

Мы будем рассматривать случай плоской деформации. Это означает, что деформация среды в направлении оси z во всех точках равна нулю, а напряжение σ_z определяется из условия

$$\sigma_z = 0.5(\sigma_x - \sigma_y). \tag{21}$$

Нетрудно проверить, что при этом условия пластичности Треска (19) и Мизеса (20) совпадают с точностью до константы в правой части. Поэтому мы будем пользоваться критерием пластичности в следующей форме:

$$(\sigma_x - \sigma_y)^2 + 4\tau_{xy}^2 = 4k^2, \tag{22}$$

где $k = \tau_{\max} = const$.

Уравнения равновесия, в плоском случае имеющие вид

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} = 0, \qquad \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} = 0, \tag{23}$$

вместе с условием (22) представляют собой замкнутую систему для нахождения напряжений.

Вкратце опишем метод решения такой системы. Подробное изложение теории можно посмотреть, например, в книге Р. Хилла [1956].

Система (22), (23) обладает следующим важным свойством: её характеристики совпадают с линиями скольжения, которые, в свою очередь, совпадают с направлениями максимальных касательных напряжений.

Характеристики системы уравнений в частных производных – это такие два взаимно ортогональных семейства кривых, что если рассмотреть их в качестве новой (вообще говоря, криволинейной) координатной сетки, то система уравнений в этих новых координатах превратится в систему обыкновенных дифференциальных уравнений.

Линии скольжения суть два ортогональных семейства кривых, направления которых в каждой точке совпадают с направлениями максимальной скорости деформации сдвига. В дальнейшем мы будем в одинаковом смысле использовать термины «характеристики» и «линии скольжения». Направления максимальных касательных напряжений во всех точках являются касательными к этим линиям.

Обозначим одно из этих семейств кривых семейством α, а ортогональное к нему - семейством β. Различать эти семейства будем согласно правилу, что если линии и рассматривать в качестве правой системы криволинейных осей, то линия действия алгебраически наибольшего главного напряжения попадает в первый и третий квадранты.

Найдём соотношения вдоль линий скольжения. Продифференцируем (22) по x:

$$\frac{1}{4}\left(\sigma_x - \sigma_y\right)\left(\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} - \frac{\partial \sigma_y}{\partial x}\right) + \tau_{xy}\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} = 0 \tag{24}$$

Если $\sigma_{xx} = \sigma_{yy}$, то из (24) следует, что $\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} = 0$ в данной точке. Аналогично при дифференцировании (22) по y вытекает, что $\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} = 0$ при $\sigma_{xx} = \sigma_{yy}$. Так что из уравнений равновесия имеем, что

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} = 0 = \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} \text{ при } \sigma_{xx} = \sigma_{yy}. \tag{25}$$

Обозначим буквой p среднее давление в точке, буквой φ - направленный против часовой стрелки угол поворота линии скольжения семейства α - относительно оси x.

Декартовы компоненты напряжений будут:

$$\left.\begin{aligned} \sigma_x &= -p - k\sin 2\varphi \\ \sigma_y &= -p + k\sin 2\varphi \\ \tau_{xy} &= k\cos 2\varphi \end{aligned}\right\} \tag{26}$$

Подставляя (26) в (25), получим:

$$\left\{\frac{\partial}{\partial x}\left(p + k\sin 2\varphi\right)\right\}_{\varphi=0} = 0,\ \left\{\frac{\partial}{\partial y}\left(p - k\sin 2\varphi\right)\right\}_{\varphi=0} = 0 \tag{27}$$

Следовательно,

$$\frac{\partial p}{\partial x} + 2k\frac{\partial \varphi}{\partial x} = 0,\ \frac{\partial p}{\partial y} - 2k\frac{\partial \varphi}{\partial x} = 0 \tag{28}$$

Так как исходная система координат могла быть выбрана произвольным образом, то

$$p + 2k\varphi = const \text{ на линии } \alpha,\ p - 2k\varphi = const \text{ на линии } \beta. \tag{29}$$

Эти зависимости полностью эквивалентны уравнениям равновесия.

Сетка линий скольжения обладает рядом свойств, очень полезных при вычислении полей напряжений. В частности, вдоль линии скольжения давление изменяется пропорционально углу между касательной к линии скольжения и осью x. Другое свойство («первая теорема Генки») заключается в том, угол между двумя линиями скольжения одного семейства в точках пересечения линиями скольжения другого семейства постоянен вдоль их длины.

Если мы знаем напряжения на некотором участке плоскости специального вида, то можем продолжить сетку линий скольжения за его пределы вплоть до какого-либо препятствия продолжению. Таким участком может быть угол, образованный двумя характеристиками разных семейств – если мы знаем напряжения на этих характеристиках, то можем восстановить напряжённое состояние внутри угла. Если заданы напряжения вдоль отрезка кривой, не являющейся характеристикой, то можно восстановить поле напряжений в четырёхугольнике, образованном характеристиками, выходящими из концов этого отрезка.

Вернёмся к рассмотрению трещины. Сетка линий скольжения для случая трещины поперечного сдвига при плоской деформации, предложенная Хачинсоном [Hutchinson, 1968], показана на рис. 5.

Предположим, произошёл левый сдвиг. Пусть точка A является границей между упругой и пластической зонами на берегу трещины. Тогда $OB = OC = OD = OE = OF = OA/\sqrt{2}$, и мы можем рассчитать напряжённое состояние на всём участке $OABCDEF$. Будем вычислять напряжения, исходя из следующих начальных условий. На всём протяжении трещины, а значит, и на отрезке OA конечное касательное напряжение τ_{xy}^1 считаем равным нулю. Продолжение трещины (отрезок OF)

совпадает с характеристикой, поэтому на нём $\tau^1_{xy} = -k$. Нормальное напряжение σ_{yy} в плоскости трещины не меняется ни на трещине, ни на её продолжении. Итак,

$$\tau^1_{xy}(\varphi = 0) = \tau^1_{r\varphi}(\varphi = 0) = -k,$$
$$\tau^1_{r\varphi}(\varphi = \pi) = 0, \qquad (30)$$
$$\sigma^1_{yy}(\varphi = 0, \varphi = \pi) = \sigma^1_{\varphi\varphi}(\varphi = 0, \varphi = \pi) = \sigma^0_{yy}(\varphi = 0, \varphi = \pi) = \sigma_n.$$

Нормальное напряжение σ^1_{xx} в плоскости трещины находится из известных напряжений (30) при помощи условия пластичности (22). На отрезке OF получаем

$$\sigma^1_{xx}(\varphi = 0) = \sigma_n. \qquad (31)$$

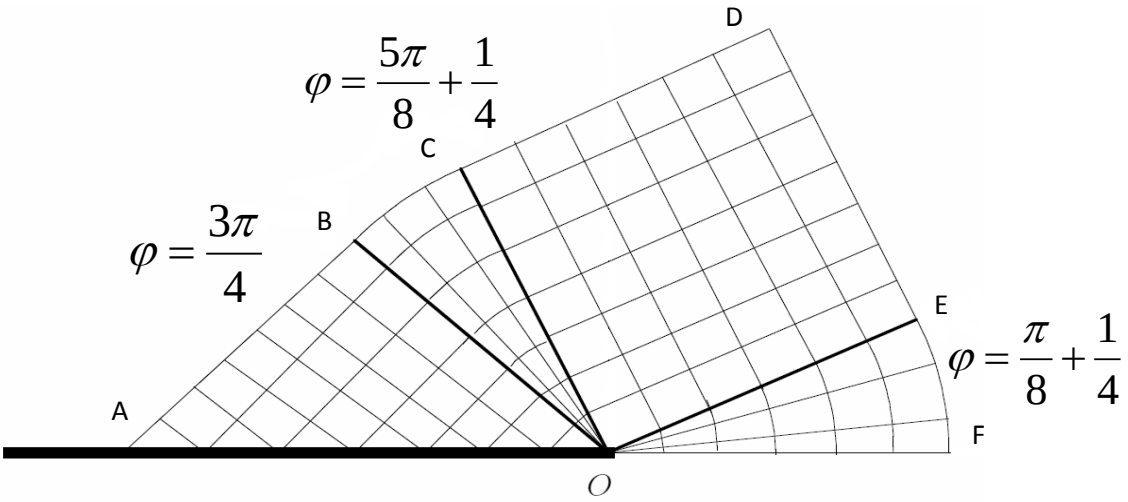


Рис. 5. Поле линий скольжения в окрестности вершины трещины поперечного сдвига в условиях пластического плоского деформированного состояния ([Hutchinson, 1968]), см также [Астафьев и др., 2001]

На отрезке OA условие (22) даёт два варианта возможных значений σ^1_{xx}. Мы выберем то из них, которое отвечает левому сдвигу на трещине: сжатие на отрезке OA должно уменьшиться, поэтому выбираем большее значение:

$$\sigma^1_{xx}(\varphi = \pi) = \sigma_n + 2k. \qquad (32)$$

Поскольку силы, действующие в конечном состоянии на отрезок OA, одинаковы во всех его точках, напряжённое состояние в треугольнике AOB будет однородным (см, например, [Клюшников, 1979]), а раз на OA касательное напряжение равно нулю, значит, характеристики наклонены под углом 45^o, и угол $AOB = 45^o$. В явном виде напряжения на OA и OB записываются так:

$$\sigma^1_{rr}(\varphi = \pi) = \sigma_n + 2k,\ \sigma^1_{\varphi\varphi}(\varphi = \pi) = \sigma_n,\ \sigma^1_{r\varphi}(\varphi = \pi) = 0. \qquad (33)$$
$$\sigma^1_{rr}(\varphi = \frac{3\pi}{4}) = \sigma_n + k,\ \sigma^1_{\varphi\varphi}(\varphi = \frac{3\pi}{4}) = \sigma_n + k,\ \sigma^1_{r\varphi}(\varphi = \frac{3\pi}{4}) = k. \qquad (34)$$

Из того, что на касательное напряжение $\sigma^1_{r\varphi} = k$, а на OF $\sigma^1_{r\varphi} = -k$ (см. (30)), следует, что O – особая точка поля линий скольжения, и значит, в секторе BOF должен иметься хотя бы один веер линий скольжения, а также прямоугольный сектор, где $\sigma^1_{r\varphi}$ меняло бы знак при движении вокруг точки O.

Обозначим буквой $\tilde{\varphi}$ значение угла DOF. Если мы найдём его, то будем знать и значения углов COF и EOF, отличающихся от него на 45°.

Обозначим также буквой p среднее давление в секторе COE, которое нам также предстоит найти. Имеем на OD:

$$\sigma_{rr}^1(\varphi=\tilde{\varphi})=-p-k,\ \sigma_{\varphi\varphi}^1(\varphi=\tilde{\varphi})=-p+k,\quad \sigma_{r\varphi}^1(\varphi=\tilde{\varphi})=0. \tag{35}$$

При этом на OE

$$\sigma_{rr}^1(\varphi=\tilde{\varphi}-\frac{\pi}{4})=-p,\ \sigma_{\varphi\varphi}^1(\varphi=\tilde{\varphi}-\frac{\pi}{4})=-p,\ \sigma_{r\varphi}^1(\varphi=\tilde{\varphi}-\frac{\pi}{4})=-k, \tag{36}$$

и в COE можем записать

$$\sigma_{rr}=-p-k\cos\left(2(\tilde{\varphi}-\varphi)\right),\ \sigma_{\varphi\varphi}=-p+k\cos\left(2(\tilde{\varphi}-\varphi)\right),\ \sigma_{r\varphi}=-k\sin\left(2(\tilde{\varphi}-\varphi)\right). \tag{37}$$

В веере EOF касательное напряжение $\sigma_{r\varphi}$ везде равно $-k$, а нормальные $\sigma_{rr}=\sigma_{\varphi\varphi}=a\varphi+b$, где постоянные a и b находятся из условий (30), (31) и (36). Таким образом, в секторе имеем:

$$\sigma_{rr}=\sigma_{\varphi\varphi}=\frac{-p-\sigma_n}{\tilde{\varphi}-\pi/4}\varphi+\sigma_n,\ \sigma_{r\varphi}=-k. \tag{38}$$

Аналогично, зная напряжения на OB и выражения напряжений через p на OC, найдём выражения для напряжений в секторе BOC:

$$\sigma_{rr}=\sigma_{\varphi\varphi}=\frac{\sigma_n+k+p}{\pi/2-\tilde{\varphi}}\varphi+\sigma_n+k-\left(\frac{\sigma_n+k+p}{\pi/2-\tilde{\varphi}}\right)\cdot\frac{3\pi}{4},\ \sigma_{r\varphi}=k. \tag{39}$$

Осталось найти значения p и $\tilde{\varphi}$. Для этого подставим выражения (38) и (39) в уравнения равновесия, записанные в полярной системе координат:

$$\begin{aligned}&\frac{\partial\sigma_{rr}}{\partial r}+\frac{1}{r}\frac{\partial\sigma_{r\varphi}}{\partial\varphi}+\frac{\sigma_{rr}-\sigma_{\varphi\varphi}}{r}=0\\&\frac{\partial\sigma_{r\varphi}}{\partial r}+\frac{1}{r}\frac{\partial\sigma_{\varphi\varphi}}{\partial\varphi}+\frac{2\sigma_{r\varphi}}{r}=0\end{aligned} \tag{40}$$

При этом одно из уравнений равновесия будет выполняться тождественно, а другое даст систему из двух линейных уравнений для нахождения p и $\tilde{\varphi}$. Получим

$$p=k\left(-\frac{\pi}{4}-\frac{1}{2}\right)-\sigma_n, \tag{41}$$

$$\tilde{\varphi}=\frac{3\pi}{8}+\frac{1}{4}. \tag{42}$$

После этого достаточно подставить (41) и (42) в выражения (35) – (39), чтобы получить в явном виде искомое напряжённое состояние.

В секторе BOC имеем:

$$\sigma_{rr}=\sigma_{\varphi\varphi}=\sigma_n+k\left(-2\varphi+1+3\pi/2\right),\ \sigma_{r\varphi}=k. \tag{43}$$

В секторе COE:

$$\begin{aligned}&\sigma_{rr}=k\left(\pi/4+1/2\right)+\sigma_n-k\cos\left(2\left(3\pi/8+1/4-\varphi\right)\right),\\&\sigma_{\varphi\varphi}=k\left(\pi/4+1/2\right)+\sigma_n+k\cos\left(2\left(3\pi/8+1/4-\varphi\right)\right),\\&\sigma_{r\varphi}=-k\sin\left(2\left(3\pi/8+1/4-\varphi\right)\right).\end{aligned} \tag{44}$$

В секторе EOF :

$$\sigma_{rr} = \sigma_{\varphi\varphi} = \sigma_n + 2k\varphi\,,\ \sigma_{r\varphi} = -k\,. \tag{45}$$

В заключение раздела заметим, что для того, чтобы вычислить напряжения в случае правого сдвига на трещине, нужно вместо выражения (32) взять

$$\sigma_{xx}^1(\varphi = \pi) = \sigma_n - 2k \tag{46}$$

и дальнейшие вычисления проводить по описанной выше схеме. Так же следует поступить и в случае левого сдвига при вычислении напряжённого состояния возле левого конца дальнего борта трещины или, в силу центральной симметрии задачи, возле правого конца ближнего борта.

ПРИМЕР ВЫЧИСЛЕНИЯ НАПРЯЖЁННОГО СОСТОЯНИЯ

На рисунке 6 изображён пример вычисления напряжённого состояния вблизи кончика трещины. Показана правая часть дальнего берега трещины. В левой колонке приведены компоненты тензора напряжений в чисто упругом случае, а в правой – в чисто пластическом. Начальное максимальное сжатие $\sigma_3^0 = -2$ в обоих случаях направлено под углом 15^0 к горизонтали ($\alpha = 15^o$).

Меньшее из начальных главных напряжений в пластическом случае определяется из условия текучести (22) и условия $k = 0.5$. В упругом случае оно берётся таким же по величине.

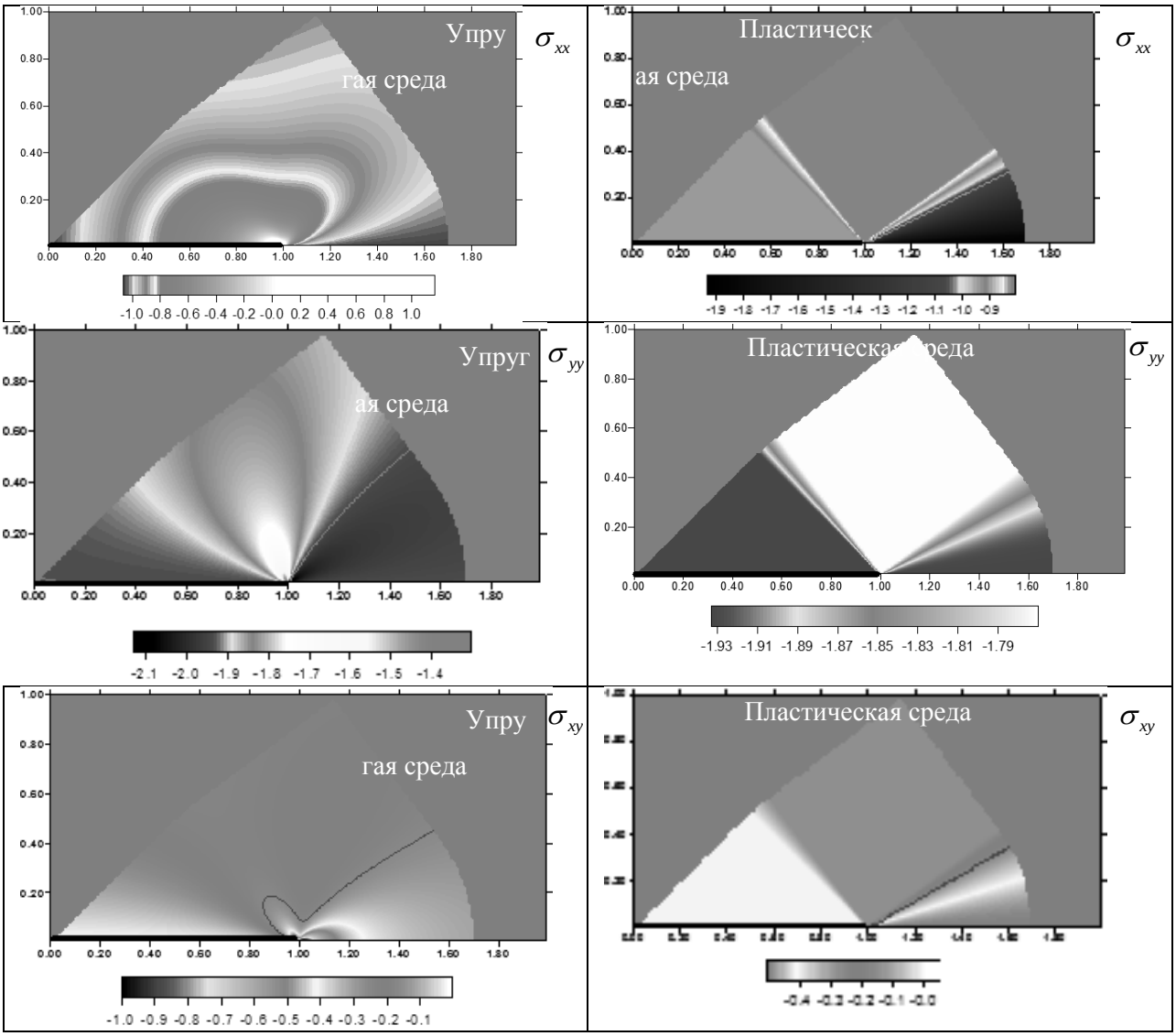


Рис. 6. Компоненты тензора напряжений в случаях трещины в упругой (левая колонка) и пластической (правая колонка) среды

ЛИТЕРАТУРА

Астафьев В.И., Радаев Ю.Н., Степанова Л.В. Нелинейная механика разрушения. Самара: Издательство «Самарский университет». 2001. 562 с.

Клюшников В.Д. Математическая теория пластичности. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1979. 208 с.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817–820.

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.

Панасюк В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами. Киев: Наук. Думка. 1968. 246 с.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008а. Т 11, № 1. С. 66-73.

Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Доклады РАН. 2008б. Т 423, № 4. С. 538-542.

Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. 2008в. М.:. Изд. ИФЗ РАН. С. 431-466.

Терцаги К. Теория механики грунтов. М.: Госстройиздат. 1961. 507 с.

Хилл Р. Математическая теория пластичности. М.: Государственное издательство технико-теоретической литературы. 1956. 408 с.

Hutchinson J.W. Plastic stress and strain fields at a crack tip \\ J. Mech. Solids. 1968. Vol. 16. P. 337-347.

ИЗМЕНЕНИЕ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ С ГЛУБИНОЙ И ВО ВРЕМЕНИ (ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА 2003-2012 ГГ)

Е.В. Лескова, А.А. Еманов

Алтае-Саянский филиал ГС СО РАН, г. Новосибирск

ВВЕДЕНИЕ

Афтершоковые последовательности, вызванные сильными землетрясениями, позволяют значительно быстрее, чем при фоновой сейсмичности накопить информацию о физическом состоянии участков земной коры.

27 сентября 2003 г. в 11 ч 33 мин по UTC (18 ч 33 мин местного времени) произошло сильнейшее землетрясение на территории Алтае-Саянской горной области за полувековой период региональных инструментальных сейсмологических наблюдений. Его магнитуда составила $Ms = 7.3$, энергетический класс $K = 17$. Землетрясение произошло в юго-восточной части Горного Алтая в Северо-Чуйском хребте и получило название ”Чуйское землетрясение“.

Последовавшая после Чуйского землетрясения 2003 г. активизация уникальна по своей длительности – спустя десять лет в эпицентральной зоне все еще регистрируется повышенное число сейсмических событий разной энергии. В течение этих десяти лет в Чуйско-Курайской зоне организуются сейсмические наблюдения на плотных временных сетях станций [Еманов, 2007, 2010]. Столь продолжительные наблюдения с плотными сетями станций делают возможным с уверенностью строить механизмы очагов событий даже слабых энергий, что позволяет с высокой степенью надежности реконструировать напряженное состояние и ставить задачи его мониторинга во времени.

В наших предыдущих исследованиях [Лескова, Еманов, 2011, 2013] в результате применения метода катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого [1999, 2001, 2007] к данным о механизмах очагов землетрясений, зарегистрированных в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 г. в период 2003-2009 гг., были выделены два иерархических уровня поля напряжений: субрегиональный, рассчитанный по землетрясениям с $5.4 \geq Ms \geq 3.8$ и локальный – $3.7 \geq Ms \geq 1.0$. Причем субрегиональное поле напряжений проявляет устойчивость по геодинамическому режиму (горизонтальный сдвиг), виду тензора напряжений (чистый сдвиг) и направлению осей главных напряжений (субмеридиональное для осей сжатия σ_3 и субширотное для осей растяжения σ_1), в то время как локальное поле характеризуется изменениями режима и других параметров напряженного состояния в соответствии с локальными неоднородностями: на фоне доминирующего режима горизонтального сдвига и субмеридиональной ориентации близгоризонтальных осей максимального девиаторного сжатия σ_3 отмечаются зоны с режимом горизонтального сжатия и сжатия с горизонтальным сдвигом на северо-западной и юго-восточной границах Чаган-Узунского блока. Распределение коэффициента Лоде - Надаи более хаотично, чем для субрегионального уровня (преимущественно чистый сдвиг): присутствуют зоны как с положительными (в основном центральная часть зоны афтершоков), так и с отрицательными (юго-восточное и северо-западное окончания) значениями коэффициента [Лескова, Еманов, 2011, 2013].

Задачей данного исследования является реконструкция локального поля тектонических напряжений в зависимости от глубины и времени осреднения механизмов очагов землетрясений в диапазоне магнитуд $3.7 \geq Ms \geq 1.0$, зарегистрированных в Чуйско-Курайской зоне в 2003-2012 гг.

КАТАЛОГ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ

Основу каталога механизмов очагов составили 426 землетрясений с , произошедших в Чуйско-Курайской зоне в 2003-2012 гг. (рис. 1), с точностью положения гипоцентров до сотен метров – первых километров. Фокальные механизмы рассчитаны с привлечением данных, зарегистрированных станциями Алтае-Саянской региональной сети, Алтайского сейсмологического полигона и, главным образом, эпицентральных наблюдений, проводимых в Чуйско-Курайской зоне ежегодно с 2003 г. [Еманов и др., 2007, 2010]. Максимальная ошибка определения положения нодальных плоскостей не превышает 15° по любому из параметров.

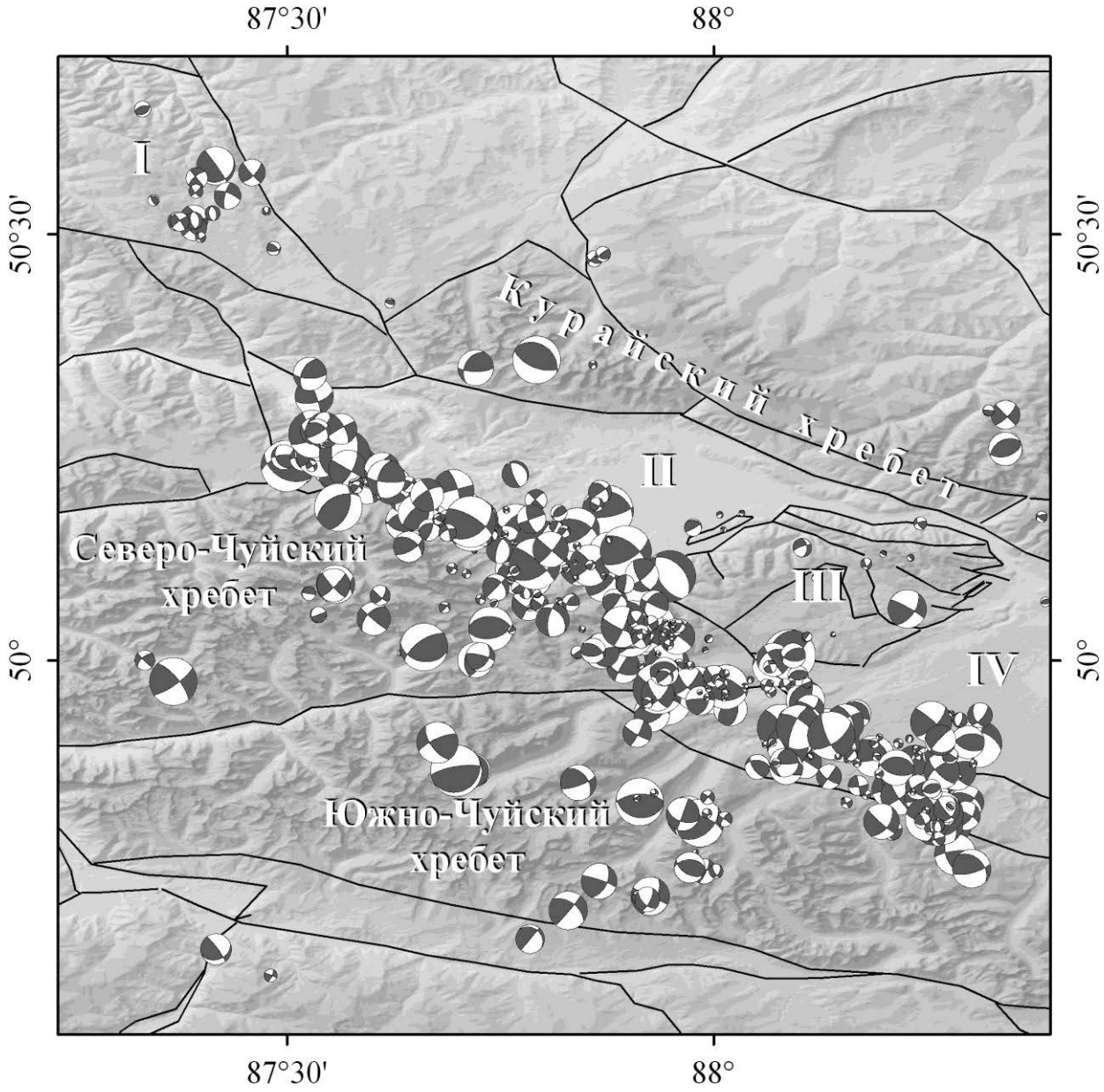


Рис. 1. Механизмы очагов землетрясений 2003-2012 гг. в Чуйско-Курайской зоне Горного Алтая с $3.7 \geq Ms \geq 1.0$. Римскими цифрами на карте обозначены: I – Айгулакский хребет, II – Курайская впадина, III – Чаган-Узунский блок, IV – Чуйская впадина

Изменение локального поля напряжений по глубине. Количество землетрясений (426 событий) и их распределение по глубине (рис. 2) позволили выполнить реконструкцию локального поля тектонических напряжений в узлах трехмерной сетки с шагом 2 км по латерали и глубине (вплоть до глубины 18 км). Для каждого глубинного слоя в расчетах использовались ближайшие к нему землетрясения в диапазоне $\pm 3-4$ км. Здесь представлены результаты первого этапа реконструкции МКА на 2, 6, 10, 14 и 18 км (рис. 3).

Локальное поле тектонических напряжений, для которого выявлены две области горизонтального сжатия и горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом в центральной части границы Курайской впадины с Северо-Чуйским хребтом и в северной части Южно-Чуйского хребта (вблизи его границы с Северо-Чуйским хребтом) на фоне преимущественного горизонтального сдвига, остается стабильным вплоть до глубины 10 км (рис. 3, а–в). Начиная с 14 км, проявляются некоторые изменения в напряженном состоянии: начинает формироваться новая зона с режимом горизонтального сжатия и горизонтального сжатия со сдвигом вблизи границы Северо-Чуйского хребта и Чаган-Узунского блока (вдоль распространения активизации) (рис. 3, г). Последнее может быть связано с тем, что на глубинах более 10 км происходят землетрясения под Чаган-Узунским блоком, которые вносят свой вклад в напряженное состояние вблизи границы блока с хребтом.

Глубина 18 км характеризуется сменой сдвигового режима на сжатие в центральной части эпицентральной области на границе Чаган-Узунского блока с Северо-Чуйским хребтом (рис. 3, д). Режим горизонтального сжатия и горизонтального сжатия со сдвигом в северо-западной части Южно-Чуйского хребта, отчетливо проявляющийся в верхних частях земной коры, с глубиной меняется на преимущественно сдвиговый.

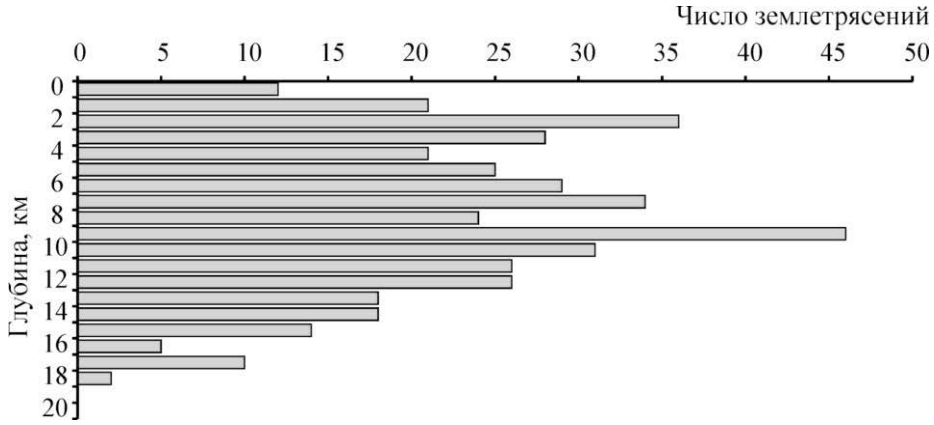


Рис. 2. Распределение по глубине числа землетрясений, участвующих в реконструкции локального поля напряжений (426 землетрясений с $3.7 \geq Ms \geq 1.0$)

Начиная с 2007 г. регистрируется повышенная активность северо-западнее афтершоковой области – в Айгулакском хребте (рис. 1). В 2012 г. в этой зоне впервые за полувековой период сейсмологических наблюдений произошло землетрясение с магнитудой более 4 (30 июля 2012 г., Ms = 5.4, K = 13.3). Благодаря сетям временных станций, развернутых здесь в 2007-2012 гг., было получено достаточно данных о механизмах очагов умеренных событий для реконструкции современного локального поля тектонических напряжений. Тип напряженного состояния земной коры в южной части Айгулакского хребта – преимущественного горизонтальный сдвиг, в отдельных доменах переходящий в горизонтальное растяжение со сдвигом. Основные глубины землетрясений в этой зоне до 10 км.

Изменение локального поля напряжений во времени. Реконструкция напряженного состояния выполнена для трех временных интервалов осреднения: сентябрь-декабрь 2003 г., 2004-2005 гг., 2006-2012 гг. Разделение на три временных интервала продиктовано двумя причинами: во-первых, важно рассмотреть отдельно раннюю, среднюю и позднюю фазы развития афтершокового процесса, во-вторых, число землетрясений с рассчитанным механизмом очага за год (рис. 4) уменьшалось в связи с затуханием интенсивности сейсмической активизации и, тем самым, временные интервалы выбирались так, чтобы получить достаточно равномерный по количеству набор данных (120--150 событий) для достоверной реконструкции поля тектонических напряжений в разные периоды времени.

Локальное поле напряжений, рассчитанное на основе механизмов очагов 122 афтершоков с $3.7 \geq Ms \geq 1.0$, зарегистрированных в течение 3 месяцев после главного толчка (27 сентября – 31 декабря 2003 г.), характеризуется резким изменением геодинамического режима вдоль области, охваченной афтершоками: помимо выделенных зон сжатия и сжатия со сдвигом, определенных с использованием в расчетах механизмов очагов за весь период 2003-2012 гг. [Лескова, Еманов, 2011, 2013], выявлена зона преимущественного режима растяжения на юго-востоке области (рис. 5, а). В целом, для всей очаговой области оси σ_3 близгоризонтальны и направлены субмеридионально (рис. 5, б), за исключением юго-восточного окончания, где оси становятся наклонными и имеют отклонение от общего направления на угол до 15-20°.

В локальном поле напряжений по данным о механизмах очагов 155 землетрясений в 2004-2005 гг. происходят значительные изменения: на фоне преимущественного сдвигового режима выявляется только одна из ранее описанных зон сжатия и сжатия со сдвигом – в центральной части границы Курайской впадины с Северо-Чуйским хребтом с заходом в Курайскую впадину (рис. 5, в). В этой зоне оси сжатия развернуты в направлении юго-восток – северо-запад.

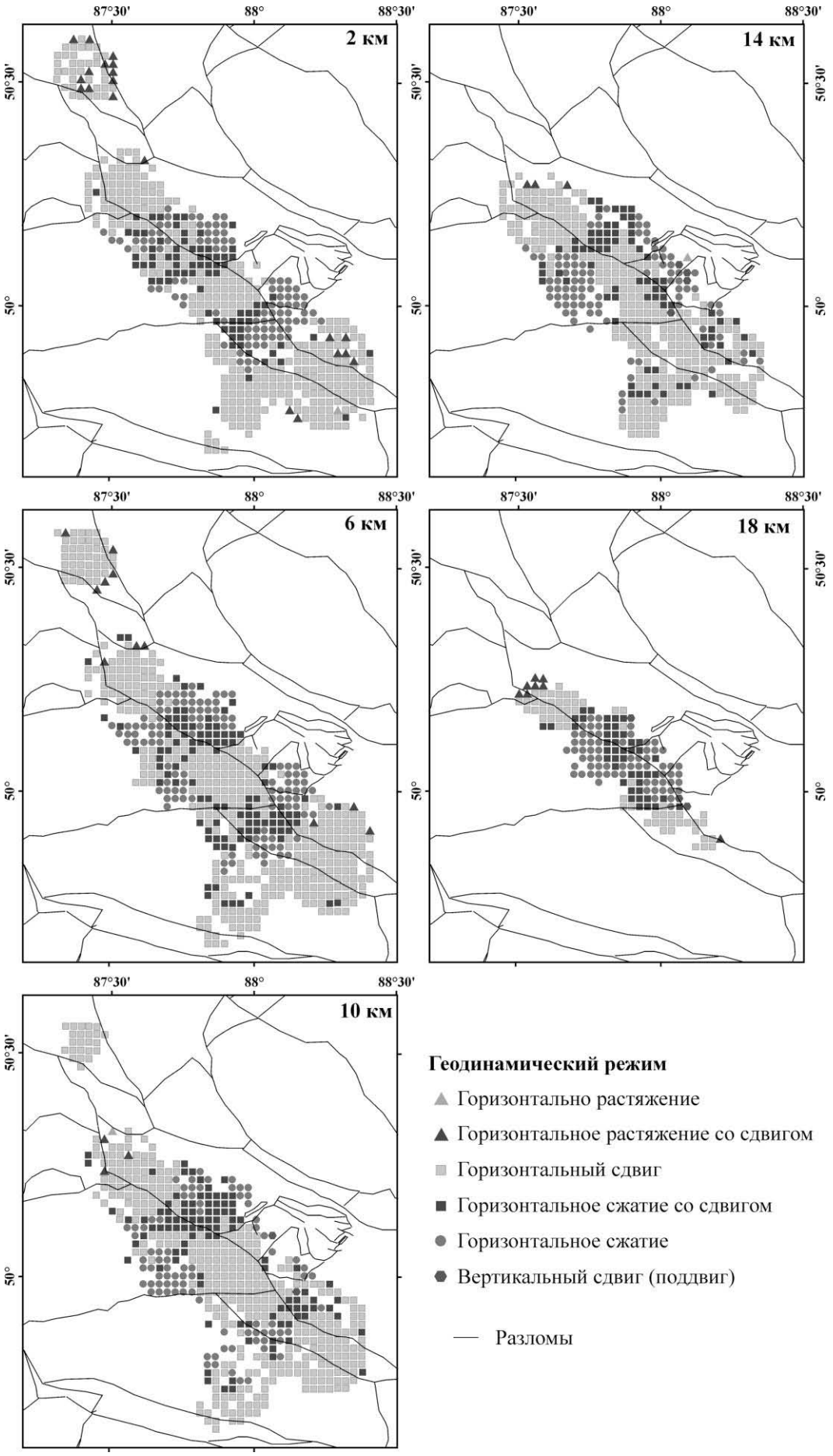


Рис. 3. Геодинамический режим локального поля тектонических напряжений на глубинах 2, 6, 10, 14 и 18 км

На юго-восточном окончании области активизации оси σ_3 также отклонены от общей субмеридиональной ориентации в направлении северо-восток – юго-запад (рис. 5, г). Интересно, что такая тенденция также была отмечена в работе [Омар и др., 2012], в которой приведены результаты реконструкции тектонического поля напряжений с использованием метода катакластического анализа. Авторы использовали собственные определения механизмов очагов 82 афтершоков Чуйского землетрясения 2004 г. Отличие реконструкции по разным каталогам, надежность и качество которых не вызывает сомнений, а исходного материала более чем достаточно для расчетов, только подтверждают всю сложность и быструю изменчивость как по пространству, так и по времени локального поля напряжений.

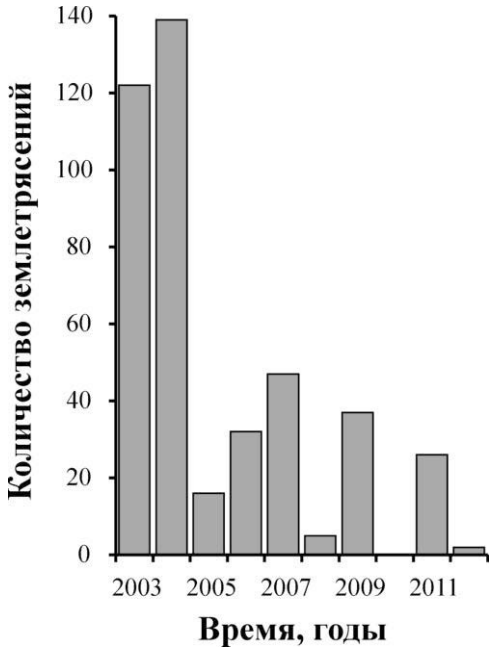


Рис. 4. Распределение во времени числа землетрясений с $3.7 \geq Ms \geq 1.0$, для которых рассчитаны механизмы очагов

Напряженное состояние, определенное по механизмам очагов землетрясений 2006-2012 гг. (149 событий), характеризуется преимущественно сдвиговым режимом, за исключением юго-восточного окончания, где доминирует режим горизонтального сжатия и сжатия в сочетании с горизонтальным сдвигом (рис. 5, д). В ориентации осей σ_3 доминирует субмеридиональное направление (рис. 5, е).

Анализ результатов. На основе проведенных расчетов выявлена быстрая изменчивость локального поля напряжения во времени и «стремление» его к полю более высокого ранга – регионального и субрегионального. В период интенсивной активизации после сильного землетрясения происходит резкая перестройка в строении геологической среды, которая идет по максимальному количеству как мелких, так и крупных нарушений, что, вероятно, проявляется в большой мозаичной изменчивости параметров локального поля напряжений по пространству. С течением времени задействованными остаются лишь те разрывы, которые подчиняются полю напряжений более высокого ранга – регионального или субрегионального. Для подтверждения или опровержения этой гипотезы, несомненно, нужны дополнительные исследования за счет использования большего количества различных геофизических, сейсмологических, геологических и других данных мониторинга за длительный временной промежуток.

ВЫВОДЫ

- Напряженное состояние на локальном уровне стабильно вплоть до глубин 10 км. Изменение глубже 10 км проявляется в виде формирования новой зоны с геодинамическим режимом типа горизонтального сжатия и горизонтального сжатия со сдвигом – вблизи границы Северо-Чуйского хребта и Чаган-Узунского блока и с практически исчезновением таковой в северо-западной части Южно-Чуйского хребта.

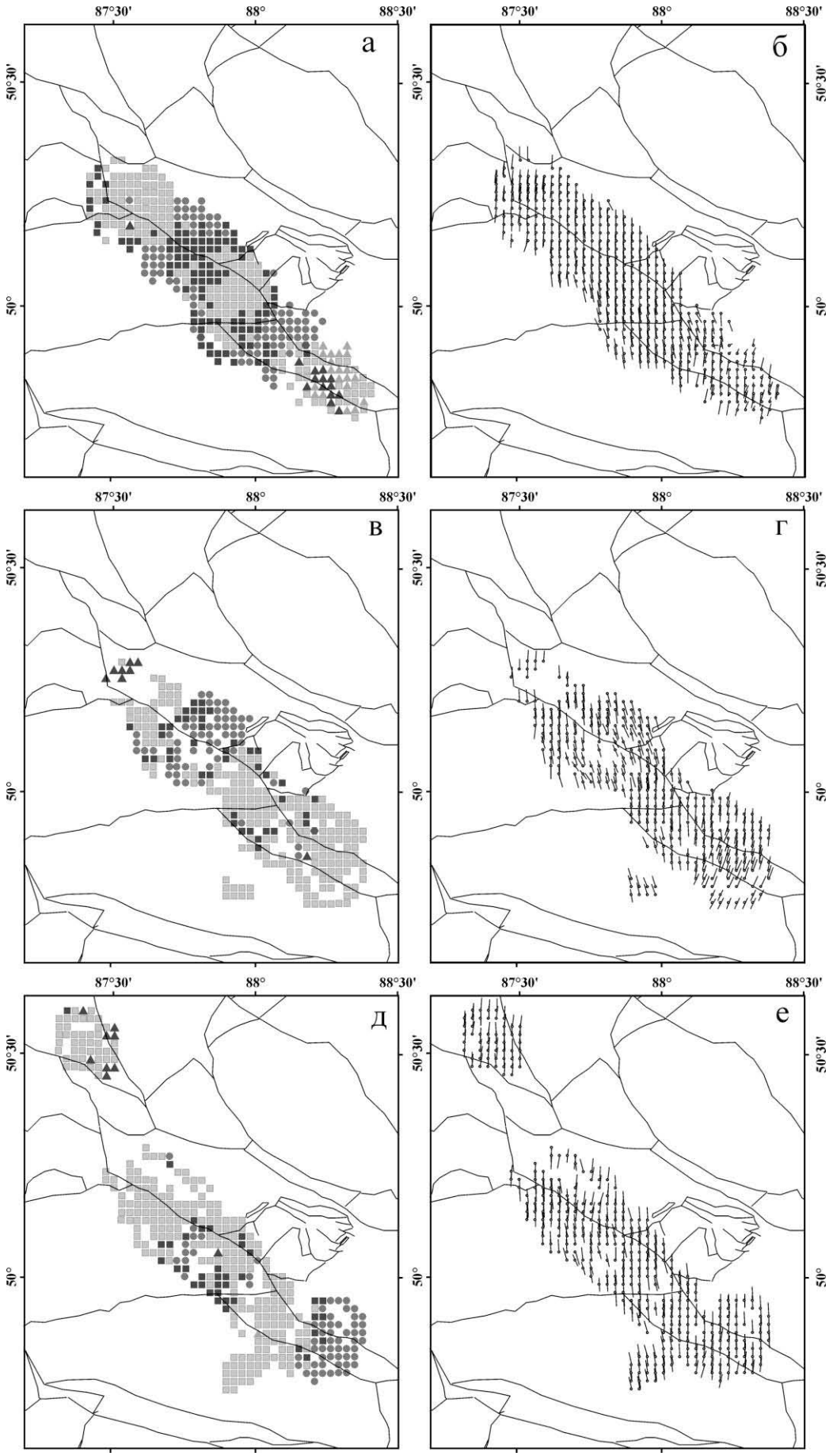


Рис. 5. Геодинамический режим (а, в, д) и проекции на горизонтальную плоскость осей сжатия (б, г, е) локального поля напряжений для периодов 2003 г. (а, б), 2004-2005 гг. (в, г) и 2006-2012 гг. (д, е). Обозначения см. к рис. 2

• Установлено изменение локального поля напряжений во времени: по геодинамическому режиму оно наиболее неоднородно в 2003 г. в начале афтершокового процесса, а со временем наблюдается его выравнивание до преимущественного режима горизонтального сдвига вдоль исследуемой зоны.

Авторы выражают глубокую признательность и благодарность д.физ.-мат.н. Ю.Л. Ребецкому за предоставленную программу, подробные объяснения по основам метода катакластического анализа, поддержку и полезные обсуждения, д.т.н. А.Ф. Еманову – за конструктивные замечания и неоценимую помощь на всех стадиях исследования.

Работа выполнена при частичной поддержке программы РАН ОНЗ-7 (проект 4), фундаментальных исследований Президиума РАН (проект 4.1), интеграционных проектов СО РАН № 54, 100.

ЛИТЕРАТУРА

Еманов А.А., Лескова Е.В., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Семин А.Ю., Рубцова А.В., Демидова А.А. Детальные сейсмологические исследования эпицентральной зоны Чуйского землетрясения 27.03.2003г., M_S = 7.3 (Алтай) и района будущего водохранилища Чибитской ГЭС // Землетрясения России в 2008 году. Обнинск: ГС РАН. 2010. С. 97-101.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Фатеев А.В., Семин А.Ю. Сейсмический мониторинг в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения (Алтай) // Землетрясения России в 2005 году. Обнинск: ГС РАН. 2007. С. 53-60.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Напряженно-деформированное состояние Чуйско-Курайской зоны (Горный Алтай) // Современная тектонофизика. Методы и результаты: Материалы Второй молодежной школы-семинара. М.: ИФЗ РАН. 2011. Т. 1. С. 154-160.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 1. С. 113-123.

Омар Х.М., Арефьев С.С., Ребецкий Ю.Л. Механизмы афтершоков 2004-2005 гг. и напряженное состояние очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. // Геофизические исследования. 2012. Т. 13, № 3. С. 56-73.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.

Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. Сер. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 28-35.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИЦК «Академкнига». 2007. 406 с.

УТОЧНЕНИЕ РАЙОНИРОВАНИЯ ТРАСС ТРУБОПРОВОДОВ ПО ФАКТОРУ СОВРЕМЕННЫХ СКОРОСТЕЙ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Д.А. Максимов

Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты, diman51rus@mail.ru

В современном мире наблюдается постоянная тенденция к увеличению потребления углеводородных ресурсов. В связи с этим нефтегазовая отрасль столкнулась с необходимостью отработки месторождений нефти и газа в новых регионах. Среди подобных регионов особое место занимает разработка шельфовых месторождений, таких как Штокмановское газоконденсатное месторождение, расположенное в центральной части шельфа российского сектора Баренцева моря [Козырев и др., 2009].

Транспортировка газа от береговой станции в п. Териберка планируется осуществлять двумя способами: морским (в виде СПГ) и трубопроводным. Магистральный газопровод Териберка-Волхов, пересекая территорию Кольского полуострова, будет находиться в сложных горно-геологических условиях, поэтому необходимо уделить пристальное внимание изучению влияния этих условий на надежность трубопроводной системы.

Измерения, проводившиеся на уровнемерных постах, геофизических полигонах, а также нивелирования на территории Кольского полуострова показали, что Балтийский щит находится в состоянии движения. Скорость вертикального движения массива горных пород колеблется от -0.5°мм/год до +4.2°мм/год [Никонов, 2006], распределяясь не равномерно по территории полуострова (рис.°1.). Подобное неравномерное движение пород может привести к негативному влиянию на линейные протяженные объекты, такие как магистральные трубопроводы.

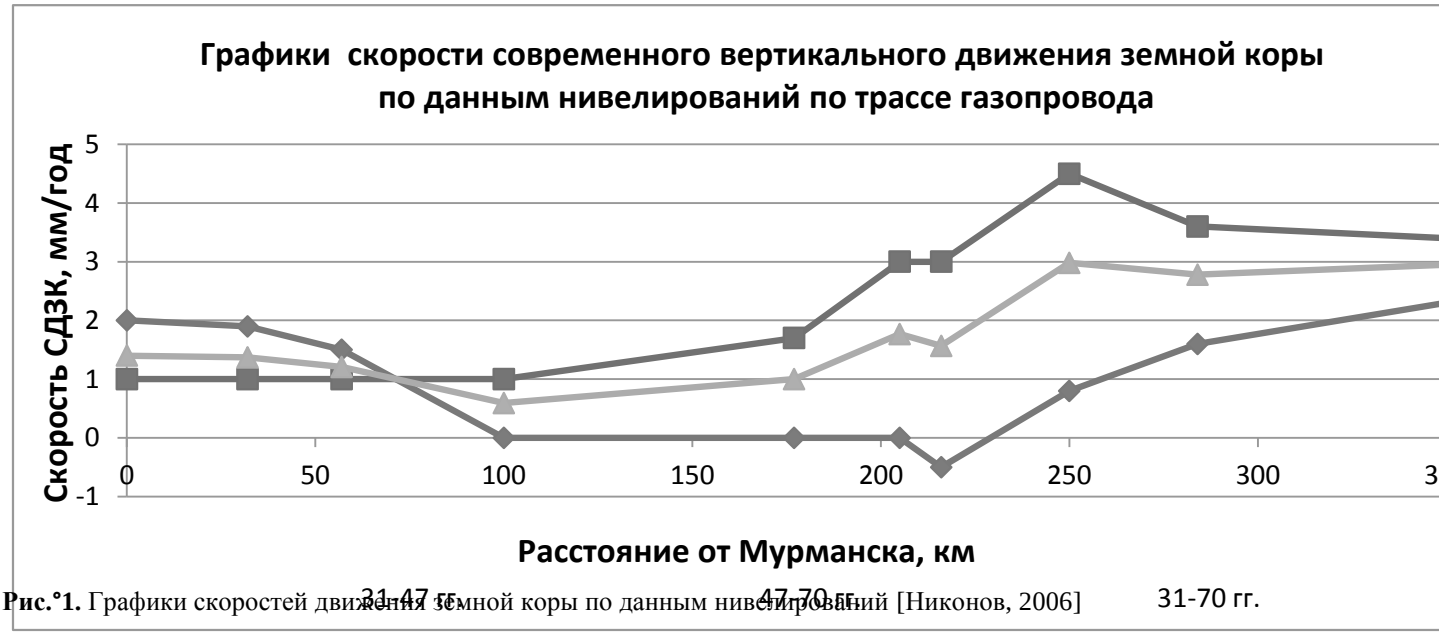


Рис.°1. Графики скоростей движения земной коры по данным нивелирований [Никонов, 2006]

Для изучения влияния факторов на линейные протяженные объекты на Кольском полуострове целесообразно использовать математическое моделирование.

Геометрической моделью является участок сплошного массива пород глубиной в 10 км и длинной 195 км, что соответствует расстоянию от города Мурманска до города Кандалакши (рис. 2 и рис.°3).

Затем эта модель была усовершенствована, добавлением главных разломов, пересекающих разрез, нанесенных в соответствии с геологической картой Кольского полуострова [Геологическая карта., 2001].

Разбиение модели на блоки производится без нарушения сплошности моделируемого массива пород. Блоки соответствуют участкам пород, на которых скорость вертикальных движений земной коры неизменна или изменяется с постоянной скоростью.

Геометрическая модель будет подвергаться двум видам нагрузок:

1. Действие сил тяжести (рис. 2).

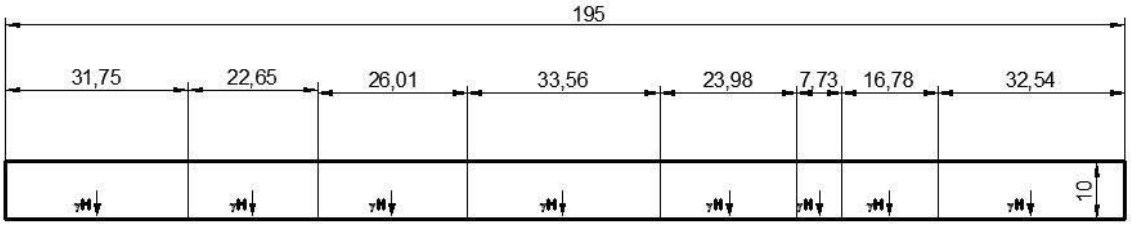


Рис. 2. Схема модели с моделированием действия сил тяжести

Результаты моделирования действия сил тяжести позволят определить степень достоверности работы моделируемого объекта, при заданных граничных условиях и свойствах материалов, а также внести корректировки в условия моделирования.

2. Перемещения, соответствующие скоростям современных вертикальных движений (рис. 3).

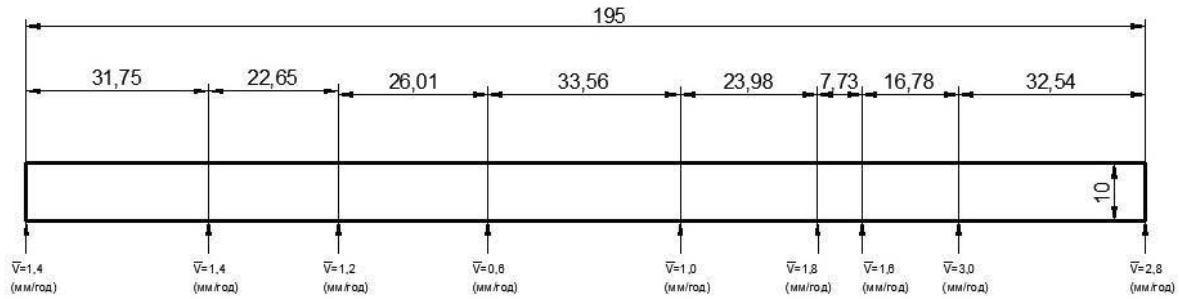


Рис. 3. Схема модели с моделированием действия современных скоростей движения земной коры

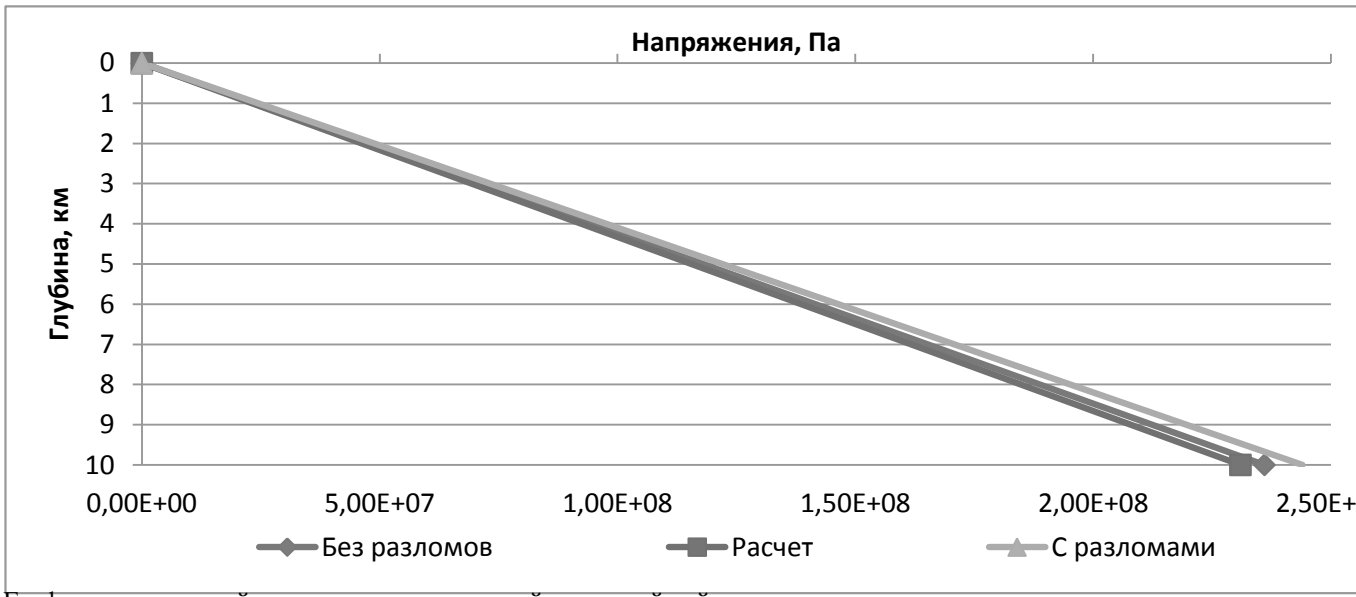


Рис. 4. График вертикальной компоненты напряжений, вызваной действием гравитационных сил

На рисунках 4 и 5 представлены графики напряжений, возникающих в массиве горных пород в результате действия сил тяжести. На данные рисунки была нанесены кривые, соответствующая расчетным значениям вертикальной и горизонтальной компоненты напряжений, возникающих в геологической среде под действием силы гравитации. Данные кривые служат для проверки граничных условий, принятых при моделировании, и их корректировку в случае возникновения расхождений в результатах.

Анализируя графики, представленные на рисунках 4 и 5, можно заключить, что граничные условия и свойства материалов, принятых для модели, отвечают цели моделирования и адекватно отображают участок геологической среды Кольского полуострова.

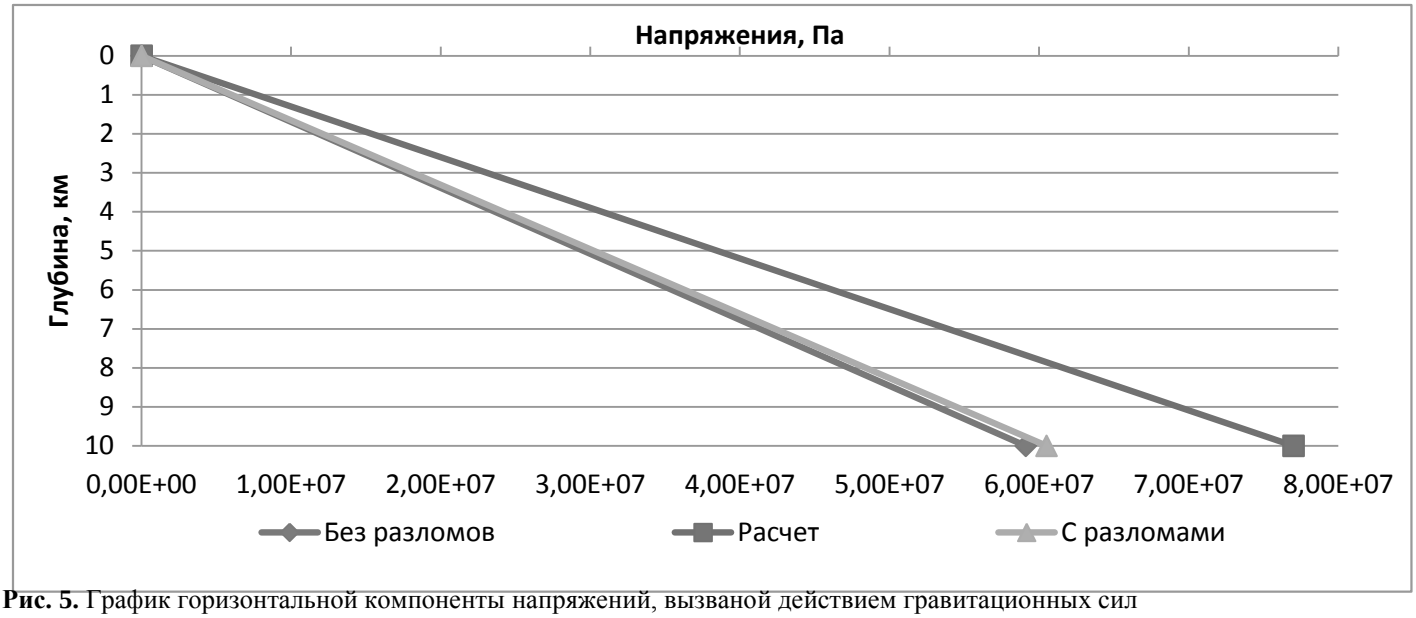


Рис. 5. График горизонтальной компоненты напряжений, вызваной действием гравитационных сил

Рис. 6. График скоростей вертикального движения земной коры

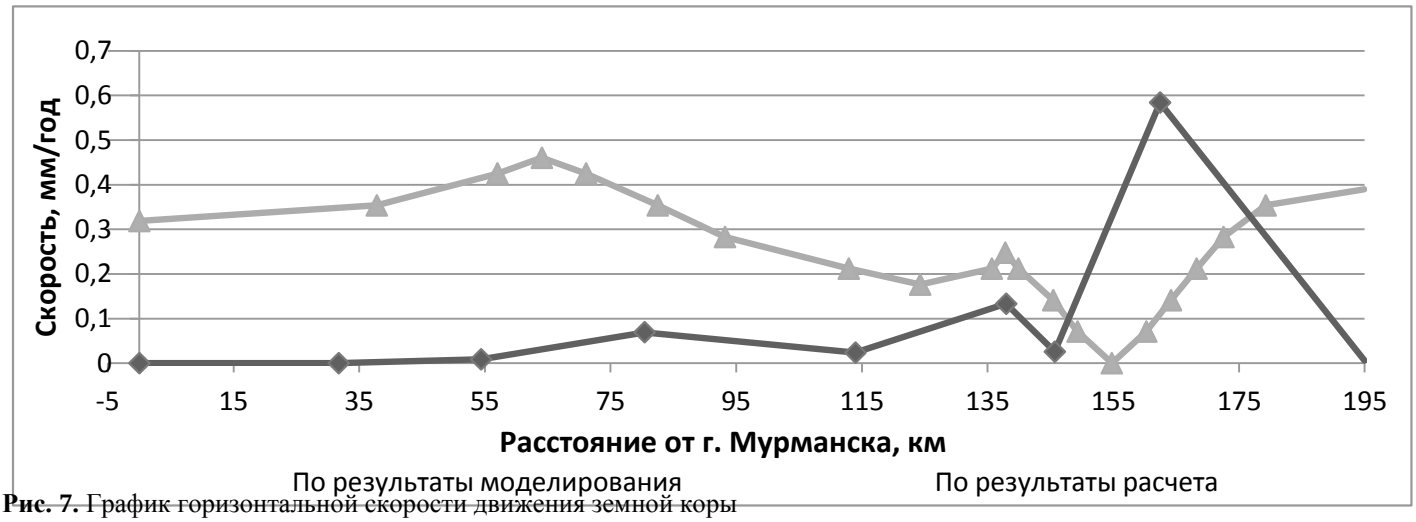


Рис. 7. График горизонтальной скорости движения земной коры

Вторым этапом проверки может служить сравнение кривых скоростей вертикальных движений земной коры, построенных по данным нивелирований и результатам моделирования, показанных на рисунке 6. Их близкая сходимость свидетельствует о соответствии граничных условий модели и реальных условий изучаемого объекта.

Как видно из графика скорости относительного горизонтальных перемещения, в результате неоднородностей свойств и структуры моделируемого участка Балтийского щита. Можно выделить

участок с 138 по 180 километр интенсивного изменения скорости горизонтального движения, поэтому при факторном анализе целесообразно присвоить данным участкам среднюю степень риска и значение 2 балла. После внесения соответствующих изменений результаты районирования изменятся, как это показано на рисунке в таблице.

Таблица. Результаты факторного анализа

Вариант трассы		1				2				3			
Компонента скорости		Вертикальная		Горизонтальная		Вертикальная		Горизонтальная		Вертикальная		Горизонтальная	
Протяженность участков	3 балла	91,75	26	0	0	104,6	31	0	0	91,1	28	0	0
	2 балла	154,9	45	53,04	15	132,21	39	59,7	18	137,09	42	53,04	16
	1 балл	100,8	29	294,41	85	100,8	30	277,91	82	96,27	30	271,42	84
	Всего	347,45	100	347,45	100	337,61	100	337,61	100	324,46	100	324,46	100
Математическое ожидание	По компонентам	2,026		2,847		1,989		2,823		2,016		2,837	
	Суммарное	4,873				4,812				4,853			

В результате моделирования были получены данные о скоростях горизонтального движений земной коры, вызванных поднятием Фенноскандии, в пределах изучаемой области. Эти данные позволяют произвести уточнение районирования планируемых трасс линейно-протяжённых объектов по фактору скорости современного движения земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

Геологическая карта Кольского полуострова. 1:200 000 // Редактор Митрофанов Ф.П. / Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. С.-П., 2001.

Козырев А.А., Каспарьян Э.В., Савченко С.Н. Принципы организации геомеханического мониторинга линейно-протяженных объектов (применительно к нефте- и газопроводам). Вестник МГТУ. 2009. Т.°12, № 4. С. 683-689

Никонов А.А. Современные движения земной коры. Изд. 2-е, доп. М.: КомКнига. 2006. 192 с.

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МИКРОБЛОКА В СТРУКТУРЕ ПЛАТО КЕРГЕЛЕН

А.И. Макушкина, Е.П. Дубинин, А.Л. Грохольский

Музей землеведения Московского государственного университета, *anya.makushkina@gmail.com, dubinin@mes.msu.ru*

ВВЕДЕНИЕ

Геолого-геофизические исследования, проведенные на плато Кергелен, расположенном в южной части Индийского океана, свидетельствуют о том, что в его составе, имеются блоки, фундамент которых сложен, как континентальной, так и утолщенной океанической корой [Borissova et al., 2002; Coffin et al., 2002; Frey et al., 2000]. Это подтверждается и современными палеореконструкциями гондванских материков, свидетельствующими о том, что континентальный блок банки Элан сформировался в результате перескока оси спрединга (рис. 1) на ранней стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу [Benard et al., 2009; Gaina et al., 2007]. Такое отделение и изоляция микроконтинентов (небольших фрагментов растянутой и утоненной континентальной коры) может происходить за счет понижения прочности литосферы, «разогретой» восходящим тепловым потоком плюма [Müller et al., 2001]. Обоснованием модели образования микроконтинента в южной части плато Кергелен посредством перескока оси служит предположение о наличии отмершего спредингового хребта с возрастом около 129 млн. лет (хрон M9n) в котловине Эндерби между 72° и 76° в.д. (рис. 1, Б) [Лейченков и др., 2010]. Континентальный блок банки Элан был отделен от Индийской континентальной окраины в результате перескока оси спрединга около 118 млн. лет назад в сторону Индийской континентальной окраины, присоединив его к Антарктической плите (рис.1В) [Gaina et al., 2007]. Сложное геологическое строение сопряженных окраин Индии и Антарктиды (рис. 2) указывает на наличие большого количества структурно-вещественных неоднородностей в коре и литосфере (границы архейских кратонов и подвижных поясов), которые, видимо, играли важную роль при формировании геометрии рифтовой трещины на стадии континентального рифтогенеза и определяли специфику первичного раскола литосферы.

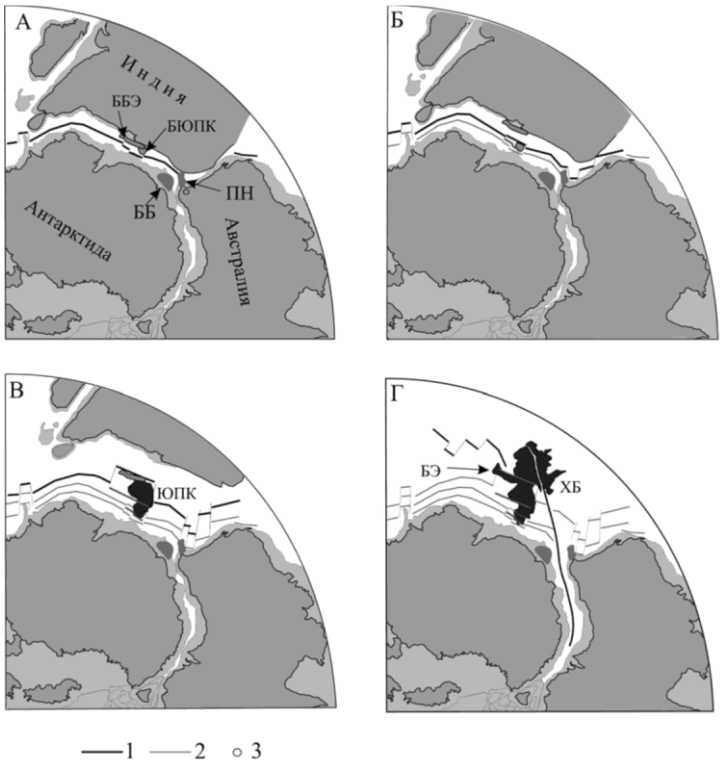


Рис. 1. Реконструкции Восточной Гондваны на время 134.5 млн. лет (А), 128 млн. лет (Б), 118 млн. лет (В), 90 млн. лет (Г). 1 - активные спрединговые хребты; 2 – отмершие спрединговые хребты; 3 - область проявления базальтов Банбери. Темно-серым цветом закрашены материки и острова по береговой линии (современные контуры); светло-серым цветом закрашены континентальные окраины до изобаты 2000 м, низменность между Восточной и Западной Антарктидой. Аббревиатурами обозначены: ББЭ - континентальный блок банки Элан, БЮПК - континентальный блок южной части плато Кергелен, ПН - плато Натуралиста, ББ - банка Брюс, БЭ - банка Элан, ЮПК - южная часть плато Кергелен, ХБ - хребет Броукен [Лейченков и др., 2010]

В работе с помощью физического моделирования исследуются закономерности структурообразования в условиях развития рифтовых трещин на фоне растяжения континентальной литосферы. Целью моделирования является выявление возможности формирования обособленных микроблоков, сложенных континентальной корой на ранней стадии отделения Индии от Антарктиды и Австралии.

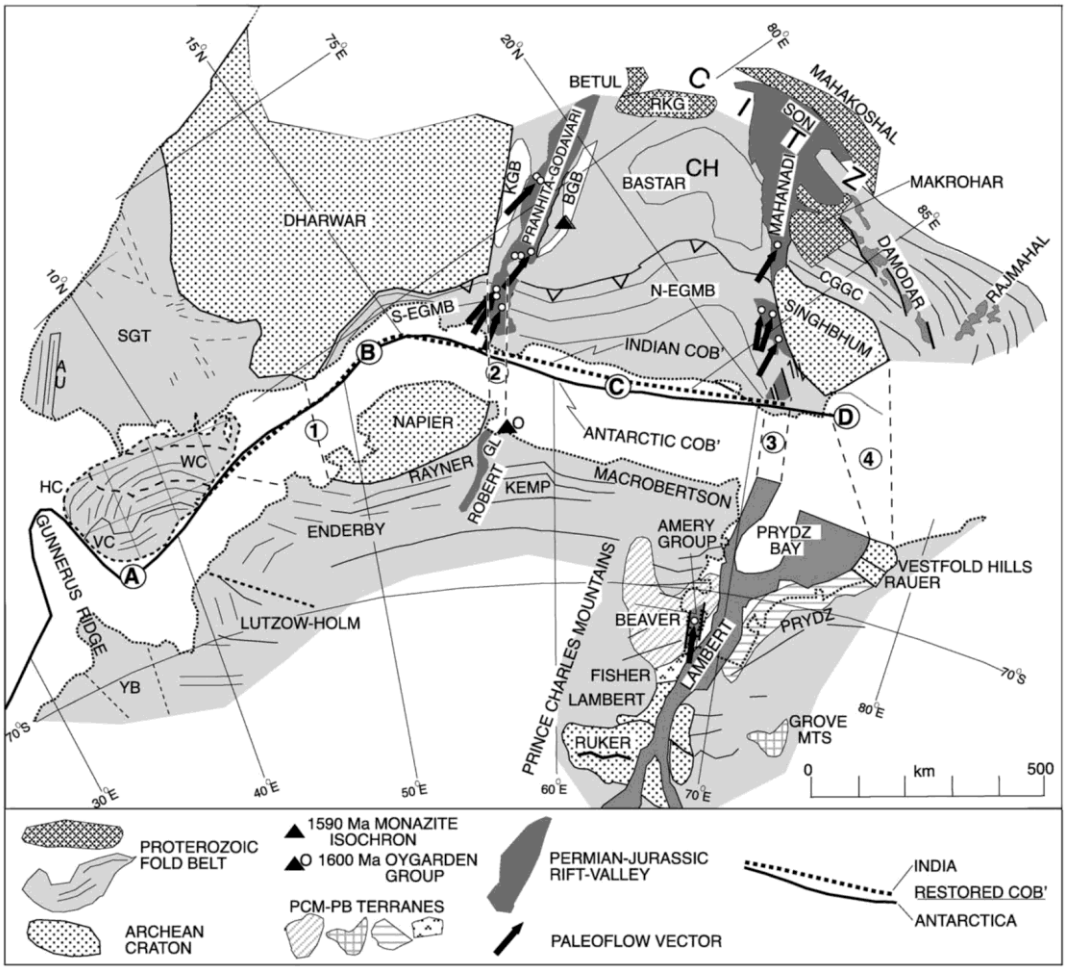


Рис. 2. Восстановленные границы континент-океан Антарктиды (сплошная черная линия) и Индии (пунктирная линия) по [Veevers, 2009]. Показаны архейские кратоны и протерозойские складчатые пояса. Перекрытые области – белые. AU=блок Ачанковил; BGB=гранулитовый пояс Бопалпатнам; CGGC=гранито-гнейсовых комплекс Чотангпур; CITZ=центрально-индийская тектоническая зона; COB'=восстановленные границы континент-океан; HC= комплекс Хайлэнд; KGB=гранулитовый пояс Каримнагар; N-EGMB=северная часть подвижного пояса Восточные Гаты; PB=залив Прюдс; PCM=горы Принса Чарльза; RKG=гранулитовый пояс Рамакна-Катанги; S-EGMB=южная часть подвижного пояса Восточные Гаты; SGT=гранулитовый террейн Южный; VC=комплекс Вайджаян; WC=комплекс Ванни; YB=комплекс Ямато-Белгика

МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Исследования осуществлялись в лаборатории физического моделирования Музея Землеведения МГУ. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [Шеменда, 1983; Грохольский, Дубинин, 2006; Грохольский и др., 2012]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками.

Экспериментальная установка представляет собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Равномерное температурное поле модельного вещества обеспечивают обогреватели, расположенные внутри установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты. Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального, или косого

растяжения. Изменение длительности охлаждения при подготовке модельной плиты обеспечивает различное соотношение ее хрупкого и пластичного слоев [Грохольский, Дубинин, 2006].

При проведении эксперимента вещество нагревается в установке до определенной температуры (43°С), при условии поддержания фиксированного температурного режима в лаборатории (22.5-25.5°С) (рис. 3, А). Затем начинается процесс охлаждения равномерно расплавленного модельного вещества – образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны (рис. 3, Б). После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины H, начинается ее горизонтальное растяжение.

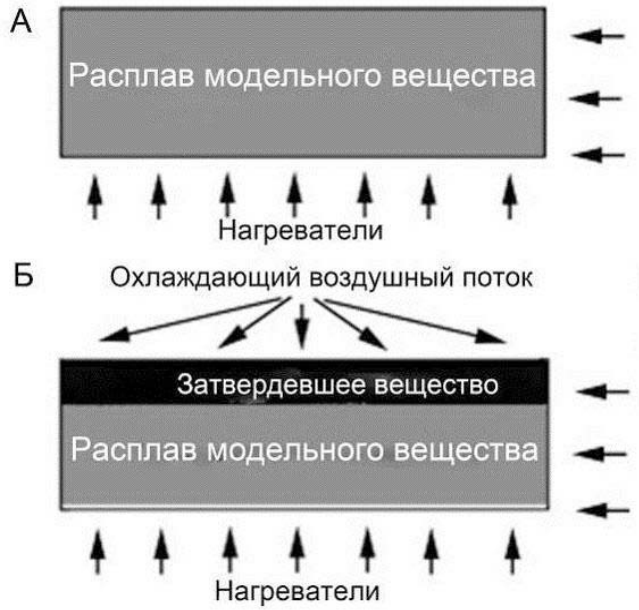


Рис.3. Методика подготовки эксперимента [Грохольский, Дубинин, 2006]

Было проведено более 50 экспериментов, первоначальными условиями в которых являлись два заложенных параллельно растяжению разреза, на противоположных краях плиты, моделирующих развивающиеся рифтовые трещины, смещенные друг относительно друга. Серии экспериментов отличались следующими параметрами: длиной разрезов (первоначальных рифтовых трещин), смещением разрезов относительно друг друга, углами наклона разрезов, наличием структурных неоднородностей в анизотропной континентальной литосфере – прогретой литосферы в зоне горячей точки или более прочного блока.

Описание экспериментов и результаты физического моделирования

В первой серии исследовались закономерности структурообразования в зависимости от геометрии заложения разрезов, а именно их смещения друг относительно друга (x) и угла наклона разреза (β), относительно направления растяжения (рис.4). Во второй серии экспериментов отрабатывались оптимальные длины заложенных разрезов (L1 и L2). В третьей серии экспериментов была задействована горячая точка в виде термической аномалии – изменялось ее положение, была исследована ее роль в процессе перескока оси растяжения. В качестве горячей точки был использован локальный источник нагрева.

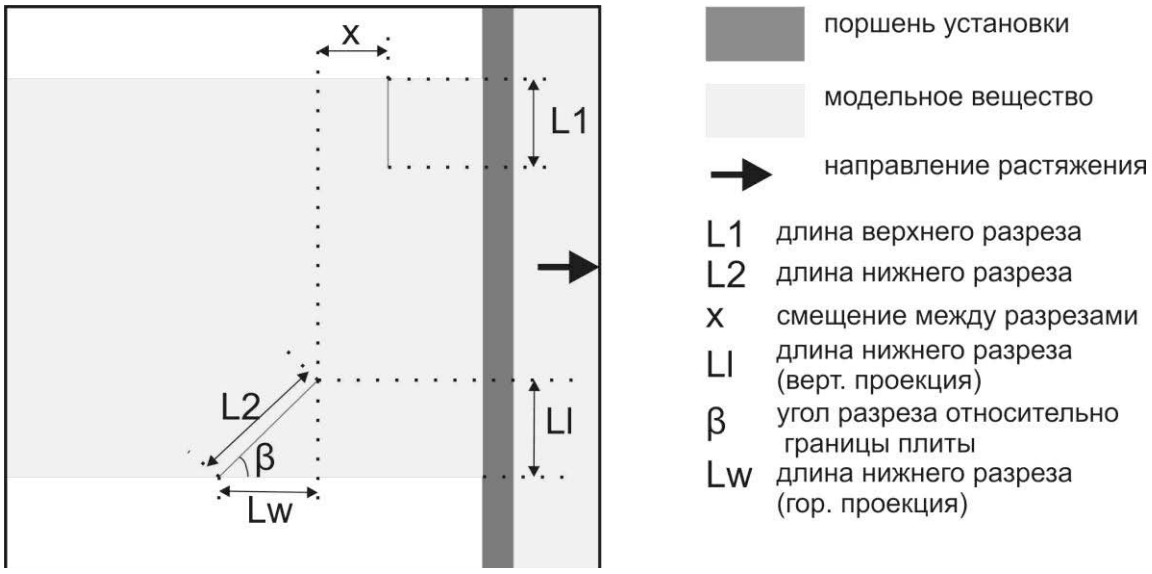


Рис. 4. Схема и параметры экспериментов

Влияние первоначальной геометрии рифтовых сегментов на структурообразование. Рассмотрим эксперименты серии отработки смещения разрезов и угла разреза относительно края модельной плиты.

Эксперимент № 1170 (рис. 5). Параметры эксперимента указаны в подписи к рисунку. Скорость растяжения V = 1,67 *10^{-5} м/с (медленный спрединг). Охлаждение длилось t = 15 мин.

Через 30 сек после начала растяжения, началось образование трещин, формирующих эллипсоидальное перекрытие (рис. 5, а, б, в). В процессе растяжения и равномерного развития обеих трещин, между трещинами образовался вращающийся блок (рис. 5, в, г, д). Через 35 мин после пуска блок отделился от основной плиты в нижней части, но перескока оси растяжения не произошло – растяжение по-прежнему шло на двух перекрывающихся осях (рис. 5, д, е). Вследствие развития нижней трещины через 75 мин после начала эксперимента произошло полное обособление вращающегося блока. Произошел разрыв сплошности плиты в верхней части вращающегося блока (рис. 5, ж). Ось спрединга сформировалась левее вращающегося блока.

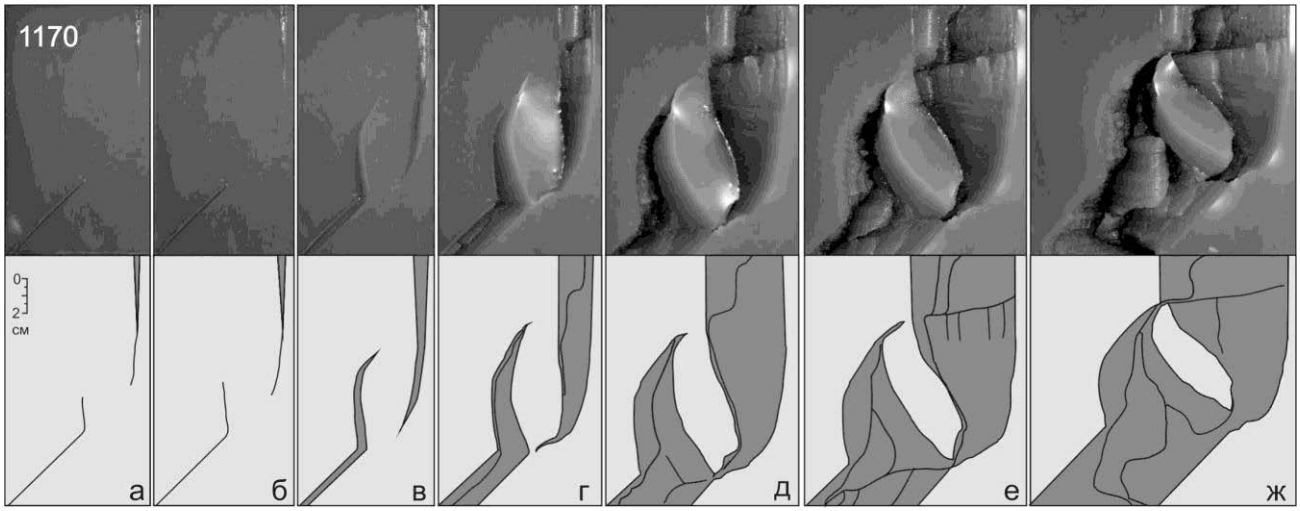


Рис. 5. Эксперимент №1170: фото и схема (вид сверху). Приведены основные стадии образования обособленного блока. Светло-серым показана первоначальная модельная плита, черными линиями показаны разрезы и выходящие из них трещины, также черными линиями показаны основные структуры коры, образованной в результате процесса растяжения. Параметры эксперимента: *V = 1,67 *10^{-5} м/с, $H_l = 3\times10^{-3}$ м, плита 15×19 см, L1 = 4×10^{-2} м, L2 =7×10^{-2} м , β= 60°, x = 3×10^{-2} м.*

Выводы:

1. Оптимальные углы расположения разрезов относительно направления растяжения составляют 45-60°. В разрезах, расположенных под меньшими углами в процессе растяжения присутствует значительная сдвиговая составляющая. Развитие трещин может начаться из любой точки вдоль сделанного разреза, а не из его концевых участков.
2. Образование перекрытия возможно при смещении разрезов друг относительно друга на 1.5-3°см. При больших значениях смещения развитие трещин идет независимо друг от друга при модельном размере плиты 12×25 см.

Такая постановка эксперимента моделирует первую стадию раскола Антарктиды и Индии (рис.°1,°Б,°В). Обособленный блок – микроконтинент банки Элан. Блок полностью изолирован, но перескок оси спрединга еще не произошел.

Влияние длин первоначальных рифтовых сегментов на структурообразование.

Эксперимент №1210 (рис. 6) Параметры эксперимента указаны в подписи к рисунку. Скорость растяжения V = 2.15×10^{-5} м/с (медленный спрединг).

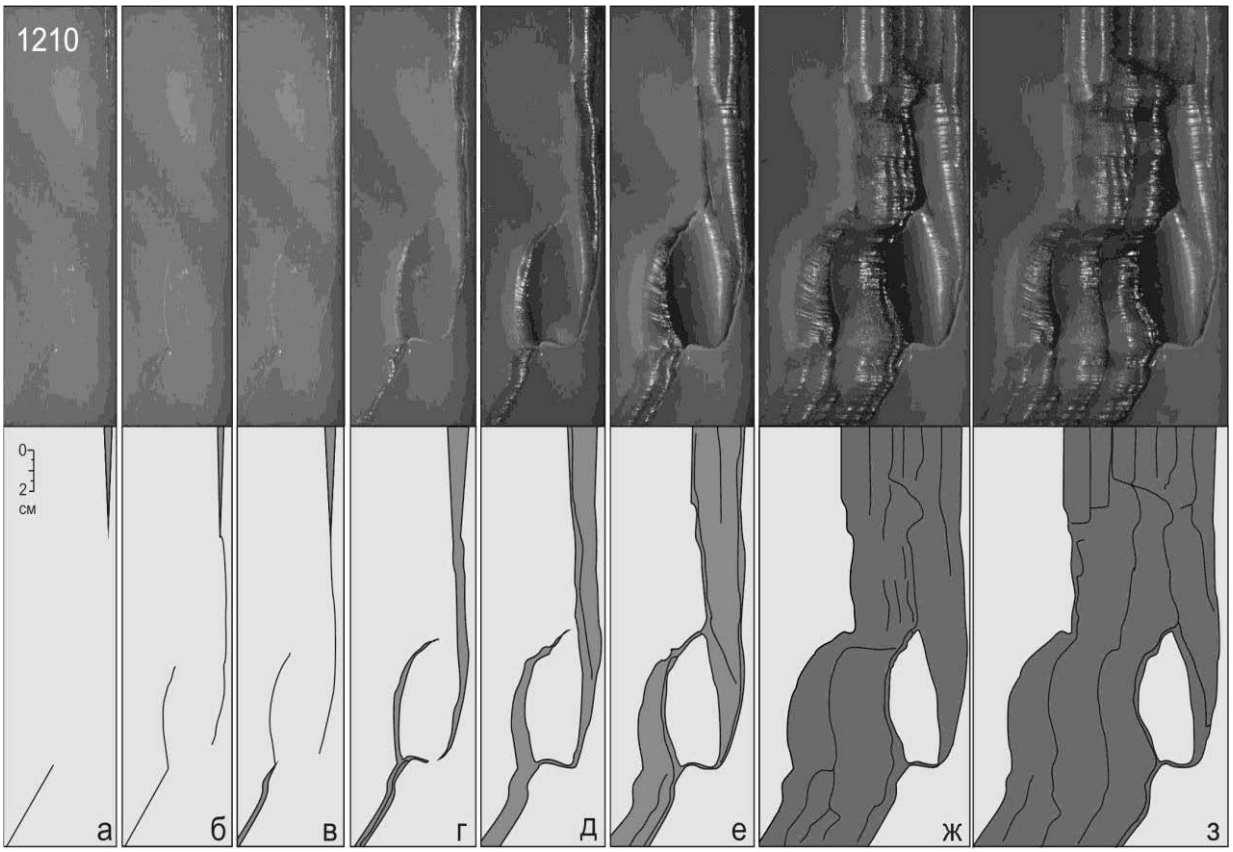


Рис. 6. Эксперимент №1210: фото и схема (вид сверху). Приведены основные стадии образования обособленного блока. Светло-серым изображена первоначальная модельная плита, черными линиями изображены разрезы и выходящие из них трещины, также черными линиями показаны основные структуры коры, образованной в результате процесса растяжения. Параметры эксперимента: $V = 2{,}15\times10^{-5}$ *м/с,* $H_l = 3\times10^{-3}$ *м, плита 15×21 см,* $L1 = 4\times10^{-2}$ *м,* $L2 = 5\times10^{-2}$, $x = 3\times10^{-2}$ *м*

Через 5 минут после начала эксперимента сформировалось перекрытие, смещенное к нижнему разрезу (рис.6 а,б,в). Процесс растяжения шел одновременно на двух осях. Через 20 минут произошло полное обособление вращающегося блока, ось спрединга мигрировала левее вращающегося блока, в то время как южнее блока – ось спрединга прекратила свою активность (рис.6г,д,е). В горизонтальной плоскости блок повернулся примерно на 20°. Также было зафиксировано вращение блока в вертикальной плоскости. В ходе дальнейшего растяжения происходила миграция оси растяжения – ее выпрямление и аккреция новой коры.

Выводы:

1. При увеличении длины разреза рифтовые трещины развиваются быстрее. Даже при небольшой (1-2 см) разнице в эффективной длине разрезов - Ll (проекции их на линию поршня рис.4) происходит смещение перекрытия в сторону меньшего разреза.
2. Оптимальный размер плиты для проведения экспериментов 12×25 см.

Данная серия экспериментов моделирует обособление континентального блока банки Элан. Здесь произошло полное обособление блока, как в эксперименте №1170. Помимо этого, произошел перескок оси спрединга влево от микроконтинента. Левая часть недеформируемой плиты в таком случае моделирует фрагмент Индии, а правая часть – окраину Австрало-Антарктического блока, еще единого около 118 млн. лет назад (рис. 1, В). Блок банки Элан стал частью Антарктической плиты благодаря перескоку оси спрединга.

Эксперименты со структурными неоднородностями.
Влияние горячей точки.

Эксперимент №1151 (рис. 7). Параметры эксперимента указаны в подписи к рисунку.

В начале эксперимента шло симметричное развитие трещин из верхнего и нижнего разрезов. Трещины образовали перекрытие таким образом, что в зоне перекрытия не наблюдалось отклонения трещин друг от друга (рис. 7, а). Разрыв сплошности плиты с нижней стороны блока произошел через 4 минуты после начала растяжения (рис. 7, б, в). После этого был осуществлен локальный нагрев с поверхности модели, имитирующий горячую точку. Растяжение в этот период было остановлено, а термическая аномалия ослабляла плиту правее и ниже обособившегося вращающегося блока (рис. 7 г). Созданная горячей точкой ослабленная зона утоненной модельной литосферы «притянула» к себе ось спрединга – над ней сформировалось перекрытие осей растяжения (рис.7 д, е). Перекрытие сохранялось не долго, «выиграла» нижняя ветвь спрединга. Сформировалась устойчивая ось спрединга, располагающаяся правее двух микроблоков (рис. 7, ж).

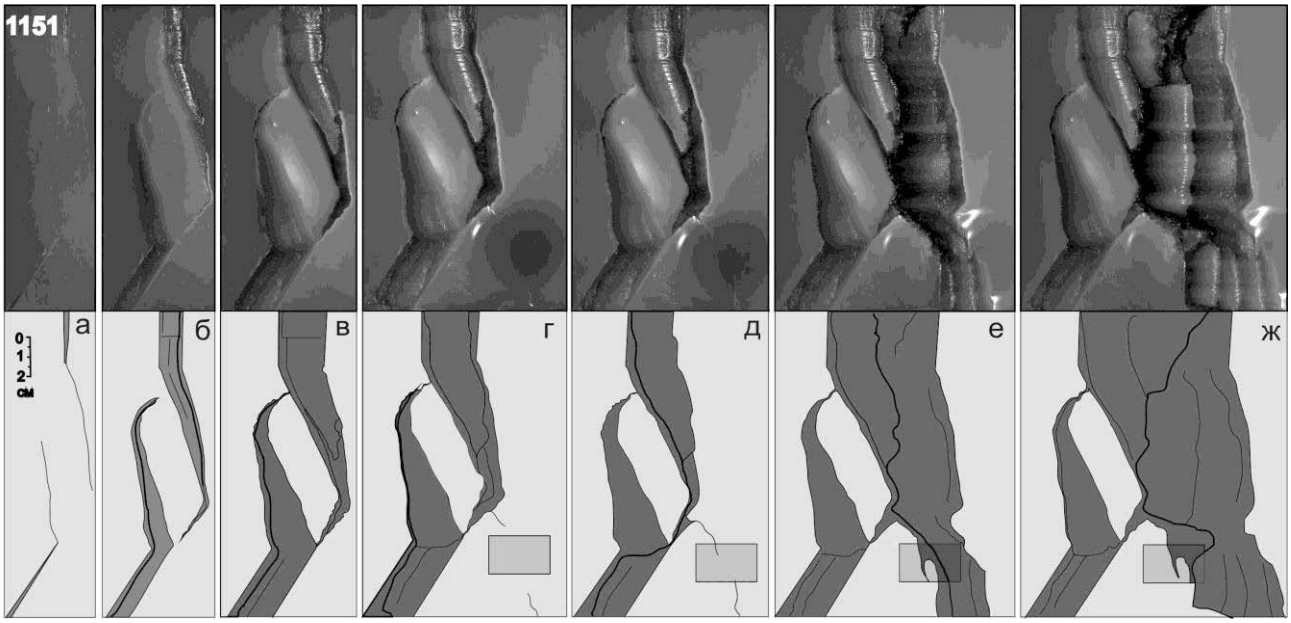


Рис. 7. Эксперимент №1151: фото и схема (вид сверху). Приведены основные стадии образования обособленного блока и перескока оси спрединга в условиях воздействия горячей точки. Светло-серым показана первоначальная модельная плита, черными линиями изображены разрезы и выходящие из них трещины, также черными линиями показаны основные структуры коры, образованной в результате процесса растяжения. Серым прямоугольником выделена область воздействия горячей точки. Параметры эксперимента: $V = 1{,}67 * 10^{-5}$ *м/с,* $H_l = 3 \times 10^{-3}$ *м, плита 17×18 см,* $L1 = 3{,}5 \times 10^{-2}$ *м,* $L2 = 5 \times 10^{-2}$ *, x =* $1{,}5 \times 10^{-2}$ *м*

Вывод:

1. Горячая точка способна вызвать перескок оси спрединга при условии сильного ослабления и утонения плиты.

В данном эксперименте большой микроблок, обособившийся на первых стадиях эксперимента (рис. 7, а, б, в) моделирует континентальный блок южного плато Кергелен, отделенный от Индийской окраины перескоком оси спрединга 129 млн. лет назад (рис. 1, б). Перекрытие, образовавшееся над ослабленной зоной горячей точки, моделирует обособление континентального блока банки Элан, одновременно с проявлением интенсивного магматизма в южной части плато Кергелен [Лейченков и др., 2010].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное физическое моделирование показало, что основными параметрами, отвечающими за формирование микроконтинентальных блоков являются:

- угол заложения рифтовых сегментов (в модели - разрезов) и их относительное смещение;
- длина рифтовых сегментов (соотношение длин);
- наличие структурных неоднородностей в коре.

В результате проведения серий экспериментов по каждому из указанных параметров, было выявлено, что:

1. Оптимальный угол заложения одного из разрезов для образования микроблока составляет 45-60^{o} к направлению растяжения;
2. Обособленный микроблок образуется при симметричном развитии двух трещин, что определяется одинаковой эффективной длиной разрезов (L1 и Ll на рис. 4);
3. При асимметричном развитии трещин образуется блок, обособленный с одной стороны;

Проведенное физическое моделирование показало возможность образования изолированных континентальных блоков в структуре плато Кергелен – отделение континентального блока банки Элан от Индийской окраины перескоком оси спрединга внутрь континента, в условиях воздействия горячей точки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00528-а и 13-05-00143) и Минобрнауки России (ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России»).

ЛИТЕРАТУРА

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76-94.

Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Севинян К.Т., Галушкин Ю.И. Экспериментальное моделирование взаимодействия горячей точки и спредингового хребта (на примере Юго-Восточного Индийского хребта). В сб. Жизнь Земли. М.: МГУ. 2012. № 34. С. 24 – 35.

Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Голь К., Иванов С.В., Голынский А.В., Казанков А.Ю. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен). В Сб. «Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Первые результаты». «Строение и история развития литосферы» (Ред. Ю.Г. Леонов). 2010. Москва.

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

Benard F., Callot J.-P., Vially R. et al. The Kerguelen plateau: Records from long-living/composite microcontinent // Marine and Petroleum Geology. 2009. P.1-17.

Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R., Coffin M.F., Symonds P.A. Geological framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins. Geoscience Australia Record. Canberra. 2002. 120 p.

Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A., Gladczenko T.P., Storey M., Muller R.D., Gahagan L.A. Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma // J. Petrology. 2002. Vol. 43, № 7. P.1121−1139.

Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D., Zhao X., Wise Jr. S.W., Wähnert V., Teagle D.A.H., Saccocia P.J., Reusch D.N., Pringle M.S., Nicolaysen K.E., Neal C.R., Müller R.D., Moore C.L., Mahoney J.J., Keszthelyi L., Inokuchi H., Duncan R.A., Delius H., Damuth J.E., Damasceno D., Coxall H.K., Borre M.K., Boehm F., Barling J., Arndt N.T., Antretter M. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean // Earth and Planetary Science Letters. 2000. Vol. 176. P. 73–89.

Gaina C., Muller R.D., Brown B., Ishihara T., Ivanov S. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. Antarctica // Geophys. Journ. Int. 2007. Vol. 170. P.151–169.

Müller R.D., Gaina C., Roest W.R., Lundbek D. A recipe for microcontinent formation // Geology. 2001. Vol. 29, № 3. P. 203–206.

Veevers J.J. Palinspastic (pre-rift and -drift) fit of India and conjugate Antarctica and geological connections across the suture // Gondwana Research. 2009. Vol.16. P. 90–108.

РАСЧЕТ СКОРОСТЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА СОПРЯЖЕНИЯ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ GPS НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ ПОМОЩИ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ

А.Н. Мансуров

Научная Станция РАН в г. Бишкек, sur@gdirc.ru

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдаемые с помощью GPS движения точек на поверхности Земли, являются одним из проявлений сложных геодинамических процессов, происходящих внутри нее. Характер деформаций земной коры в условиях современных тектонических напряжений зависит от многих факторов, таких как физические свойства пород, глубинное строение земной коры. Большинство выполненных ранее исследований, связанных с расчетом деформаций земной коры использовали двумерную модель земной поверхности [Allmendinger и др., 2007; Костюк, 2008; Erdoğan и др., 2009].

Кроме того, рассчитанное поле скоростей деформаций может быть сопоставлено с результатами других исследований, таких как магнитотеллурические замеры, пространственное распределение локальной сейсмичности [Кучай, 2010] и др. Такое сопоставление может внести существенный вклад в понимание глубинной структуры земной коры и физических свойств составляющих ее пород.

Исследования современных движений земной коры с использованием GPS технологии специалистами Научной Станции РАН в г. Бишкек проводятся с 1992 года [Кузиков, 2007]. За это время была создана региональная Центрально-Азиатская сеть GPS наблюдений, которая является одной из самых крупных в мире. К 2013 году количество пунктов ней превысило 600. Первый цикл исследований деформаций земной коры для территории Центрального Тянь-Шаня был выполнен группой авторов под руководством академика А.М. Фридмана [Fridman и др., 2005].

В данной работе кратко описан программный комплекс для автоматизированного расчета поля скорости деформации земной коры на основе поля скоростей GPS марок и продемонстрировано его использование на данных, полученных с ЦА GPS сети.

ЗАДАЧИ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ РАСЧЕТЕ ПОЛЯ СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

GPS наблюдения на Центрально-Азиатской сети проводятся регулярно, при этом в сеть регулярно добавляются новые марки, увеличивается временной диапазон измерений старых марок. Оба этих фактора позволяют из года в год получать более детальное и точное поле скоростей точек поверхности земной коры. Соответственно, желательно регулярно производить перерасчет скоростей геодезических марок и, на основе уточненных скоростей, – расчет скорости деформаций земной коры.

В Научной Станции РАН в г. Бишкек для получения скоростей и временных рядов координат геодезических марок из непосредственных результатов измерений используется программный пакет GAMIT/GLOBK [Herring и др., 2006а, б; Гражданкин и др., 2013]. Сложность работ по подготовке всех необходимых для обработки данных увеличивалась с ростом их объема. В 2011 году для упорядочивания данных измерений была создана база данных GPS наблюдений НС РАН, в которую на начало 2013 г. входят данные о ~56000 сутках измерений постоянно действующих станций и ~7800 полевых измерениях (большей частью 36-часовых) [Гражданкин, 2013]. Для автоматизации этапа GLOBK был создан специальный программный комплекс, проблемы его разработки рассмотрены в [Мансуров, 2013]. Ниже рассмотрена автоматизация расчета скорости деформации земной коры на основе уже рассчитанных скоростей GPS марок.

АВТОМАТИЗАЦИЯ РАСЧЕТА ПОЛЯ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Существуют различные методики расчета поля скорости деформации земной коры, например методика основанная на прямом вычислении дивергенции горизонтального поля GPS скоростей использована в [Зубович, 2005]. Другая методика основана на вычислении тензора градиента поля GPS скоростей по данным с трех марок, окружающих область расчета использована в [Тычков и др., 2005]. Еще одна методика, основанная на вычислении тензора градиента поля GPS скоростей с

использованием подхода модифицированного метода наименьших квадратов [Shen et al., 1996], лучше подходит для плотной GPS-сети и наиболее популярна в исследованиях за последние 5 лет. Кроме того, данная методика допускает расчет не только по двумерной, но и по трехмерной модели [Teza et. al., 2008a]. Именно эта методика будет использована в данной работе.

Данная методика была реализована в программных пакетах grid_strain и grid_strain3 [Teza et al., 2008-2]. Хотя эти программные пакеты могут быть использованы для расчета по данным Центрально-Азиатской GPS сети, они имеют следующие серьезные недостатки:

1. Наличие ошибок в реализации численных алгоритмов.

2. Отсутствие связи между выбором узлов для расчета поля деформаций в двумерном и трехмерном случаях, что затрудняет сопоставление результатов.

3. Ненаглядное графическое представление результатов.

4. Интерактивность интерфейса требует постоянного внимания оператора.

5. Неэффективная реализация алгоритмов.

6. Отсутствие исходных кодов в открытом доступе, что делает исправление недостатков практически невозможным.

Таким образом, в настоящее время актуальной является задача разработки автоматизированной системы для расчета скоростей деформаций методом, описанным в [Shen и др., 1996] по двумерной и трехмерной моделям. Первичный структурный анализ такой автоматизации изложен в [Мансуров, 2012а, 2012б]. Краткое описание разработанного программного комплекса Sur_GPS_strains представлено ниже.

Согласно [Мансуров, 2012б] автоматизированный процесс разделен на 4 этапа: подготовка исходных данных, непосредственно расчет тензоров деформаций, извлечение выходных данных в нужном формате и создание графических построений. Первые 3 этапа реализованы на языке Matlab-script, четвертый этап реализован на языке Perl с использованием программного пакета The Generic Mapping Tools [gmt.soest.hawaii.edu] для графических построений. Разработанный программный комплекс Sur_GPS_strains совместим с grid_strain и grid_strain3 на уровне форматов файлов. Для работы Sur_GPS_strains не требует установки платных программных продуктов и работает на платформе GNU/Linux.2.6 + GNU/Octave.3.6.2 + perl.5.10 + GMT.4.5.2.

Для расчета скоростей деформаций в ПК Sur_GPS_strains оператор должен запустить всего одну команду оболочки, предварительно подготовив следующие файлы:

1. каталог скоростей GPS марок с оцененными ошибками,

2. цифровая модель рельефа [www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globeget.html],

3. файл в синтаксисе Matlab-script, содержащий настройки всех этапов обработки (пример прилагается к программному комплексу),

4. файл в синтаксисе Matlab-script, содержащий директории для входных, промежуточных и выходных данных (пример прилагается к программному комплексу).

Ниже приведено краткое описание последовательности автоматической обработки.

1.1. Из исходного каталога скоростей исключаются точки с большими оцененными ошибками (пороговые значения ошибок задаются оператором в файле настроек), а также пункты, явно указанные к исключению в файле настроек (по именам или порядковому номеру).

1.2. Координаты в полученном каталоге переводятся из географических в ортогональные согласно равнопромежуточной проекции (географические координаты нового начала отсчета задаются в файле настроек).

1.3. Из цифровой модели рельефа извлекается участок, соответствующий заданному в файле настроек региону расчета, переводится из географических координат в ортогональные и прореживается по широте и долготе с шагами, заданными в файле настроек для получения равномерной прямоугольной сетки точек.

1.4. Данные каталога скоростей и цифровой модели рельефа в ортогональных координатах записываются в mat-файл, совместимый с grid_strain и grid_strain3.

2. В каждой точке сетки, полученной на этапе 1.3, производится расчет тензора скорости деформации (а также скорости перемещения этой точки). При этом производится также оценка значимости полученного результата по усовершенствованной методике, изложенной в [Мансуров, 2012-1]. Значение d0 и параметры оценки значимости задаются в файле настроек. Результат записывается в mat-файл, совместимый с grid_strain и grid_strain3.

3. Исходные данные (каталог скоростей и рельеф), тензор скорости деформации и рассчитаны на его основе скалярные данные извлекаются в специальной форме, адаптированной для последующего графического построения. При этом все извлеченные файлы можно представить в

виде древовидной структуры, то есть главный извлеченный файл косвенно содержит в себе ссылки на все настройки и данные, необходимые для графического построения.

4. Главный извлеченный файл обрабатывается скриптом на языке Perl, который выполняет все графические построения при помощи утилит пакета The Generic Mapping Tools. Внешний вид графических построений управляется большим количеством параметров в файле настроек.

В результате будет получен *.mat файл со значениями компонент нормализованного тензора деформации и их оцененных ошибок для каждой точки расчета; текстовые файлы со значениями скалярных параметров деформации (дилатансия, максимальный сдвиг); графические построения рельефа, исходного поля скорости, рассчитанного поля скорости, поля тензора деформации и полей скалярных параметров деформации.

При расчете разработанный программный комплекс Sur_GPS_strains придерживается строгой системы именований файлов, благодаря которой по имени любого сгенерированного им файла можно определить исходные данные и значения параметров расчета, повлиявшие на содержимое этого файла.

РАСЧЕТ ПОЛЯ ТЕНЗОРА ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА СОПРЯЖЕНИЯ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДВУМЕРНОЙ МОДЕЛИ

При помощи разработанного программного комплекса Sur_GPS_strains был произведен расчет деформаций в регионе, ограниченном 68 и 81 градусом восточной долготы и 38 и 44 градусом северной широты с шагом сетки точек расчета 25 километров по обеим осям. Рельеф исследуемого региона показан на рисунке 1.

В качестве исходных данных был использован каталог скоростей GPS марок – результат расчета в программном комплексе GAMIT/GLOBK с использованием данных непрерывных и полевых измерений Центрально-Азиатской GPS-сети за период с 1994 по 2011 годы. При этом марки с оцененными ошибками более 2 мм/год по горизонтальным компонентам и более 4 мм/год по вертикальной компоненте были отброшены.

Значения трех компонент скоростей марок, вошедших в расчет, показаны на рисунке 2. Значение скорости по вертикальной компоненте показано цветом стрелок согласно шкале в нижней части рисунка.

При расчете был использован сглаживающий коэффициент d0 = 75 км. Такое значение было выбрано для того чтобы показать крупномасштабные зоны с различающимся типом деформации без высокой детализации, что хорошо подходит для западной части исследуемого региона с низкой плотностью расположения точек наблюдений.

Далее рассматриваются результаты в точках, где значимость результатов оценена как средняя и высокая, в данном случае – максимальная разность соседних азимутов точек наблюдений относительно точки расчета в радиусе 150 км не превышала 180 градусов.

Результаты расчета поля скорости деформаций по двумерной модели показаны на рисунках 3 и 4. Как видно из рисунков 3 и 4, для северо-восточной и центральной (Центральный Тянь-Шань) частей исследуемого региона характерно близмеридианальное сжатие со скоростью до $50*10^{-9}$/год. Ось сжатия повернута на угол 10-20 градусов против часовой стрелки относительно направления север-юг, за исключением наиболее сильно сжимающейся области – западной половины Исыык-Кульской впадины (окрестность 42.5° с. ш., 76.5° в. д.) где ось сжатия практически параллельна направлению север-юг.

Для северо-западной (Западный Тянь-Шань) части исследуемого региона характерно более слабое сжатие (около 10-20*10^-9/год), ось сжатия повернута на угол 30-45 градусов против часовой стрелки относительно направления север-юг. При этом в области сопряжения Ферганского и Чаткальского хребтов (окрестность 42° с. ш., 72° в. д.) значения растяжения по оси северо-восток-юго-запад приближаются к значениям сжатия по перпендикулярной оси.

В юго-западной части региона, соответствующей зоне сопряжения Памира и Тянь-Шаня, наблюдается наименее однозначная деформационная картина. Скорее всего, такая неоднозначность объясняется малой плотностью точек наблюдений в данной области, что даже при использовании сглаживающего коэффициента d0 = 75 км могло привести к грубым ошибкам при оценке скорости деформации в некоторых точках.

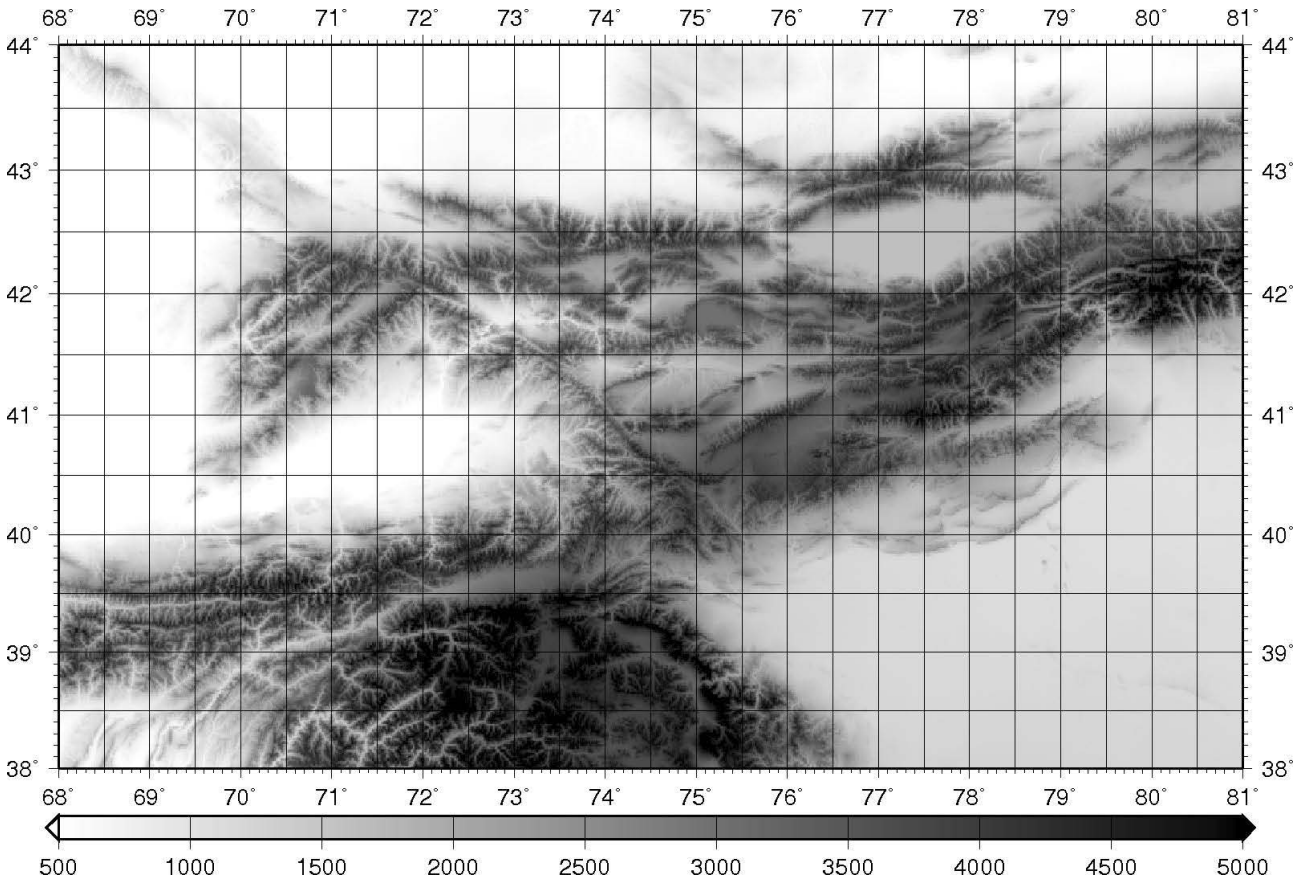


Рис. 1. Рельеф исследуемого региона

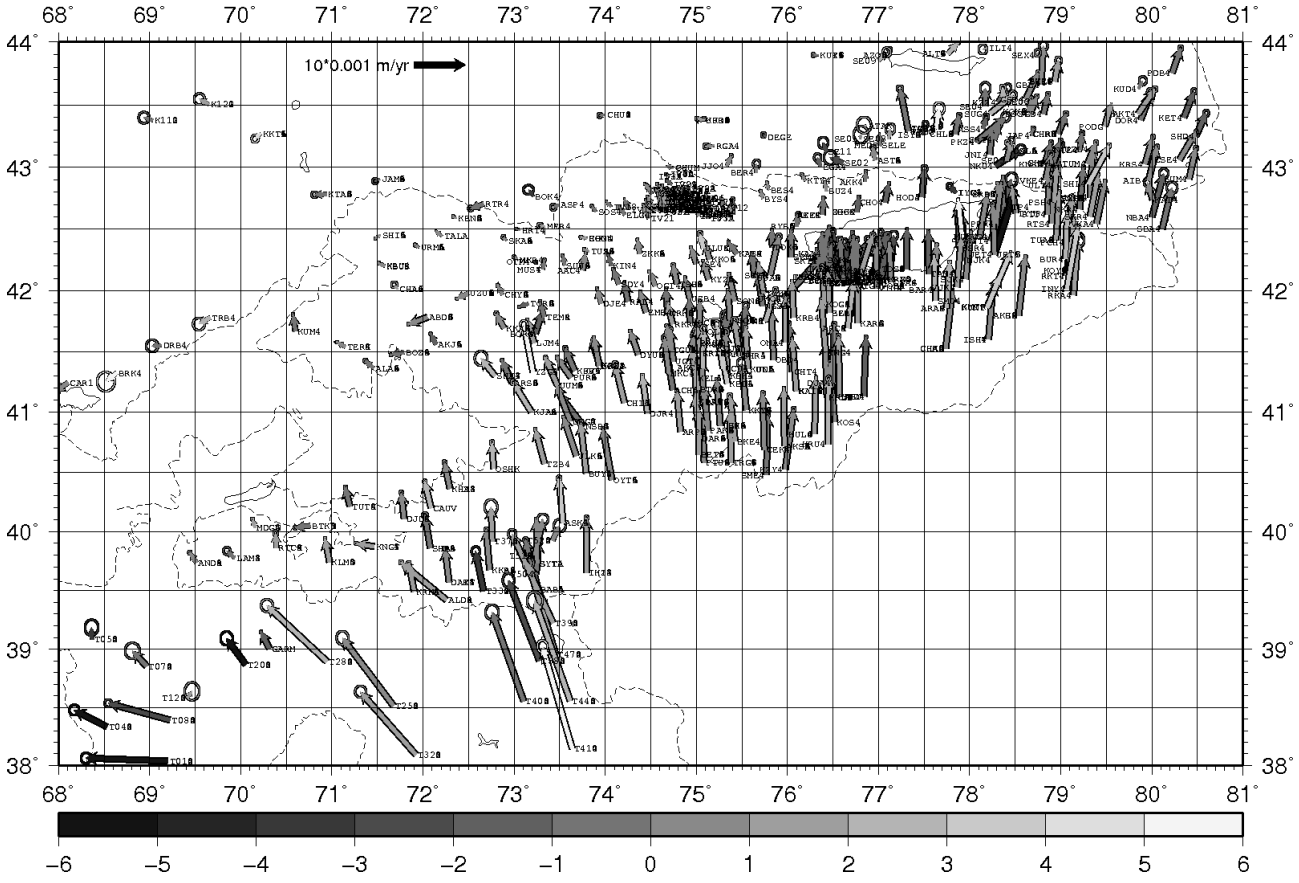


Рис. 2. Скорости геодезических марок. Цветом показано значение вертикальной компоненты (мм/год)

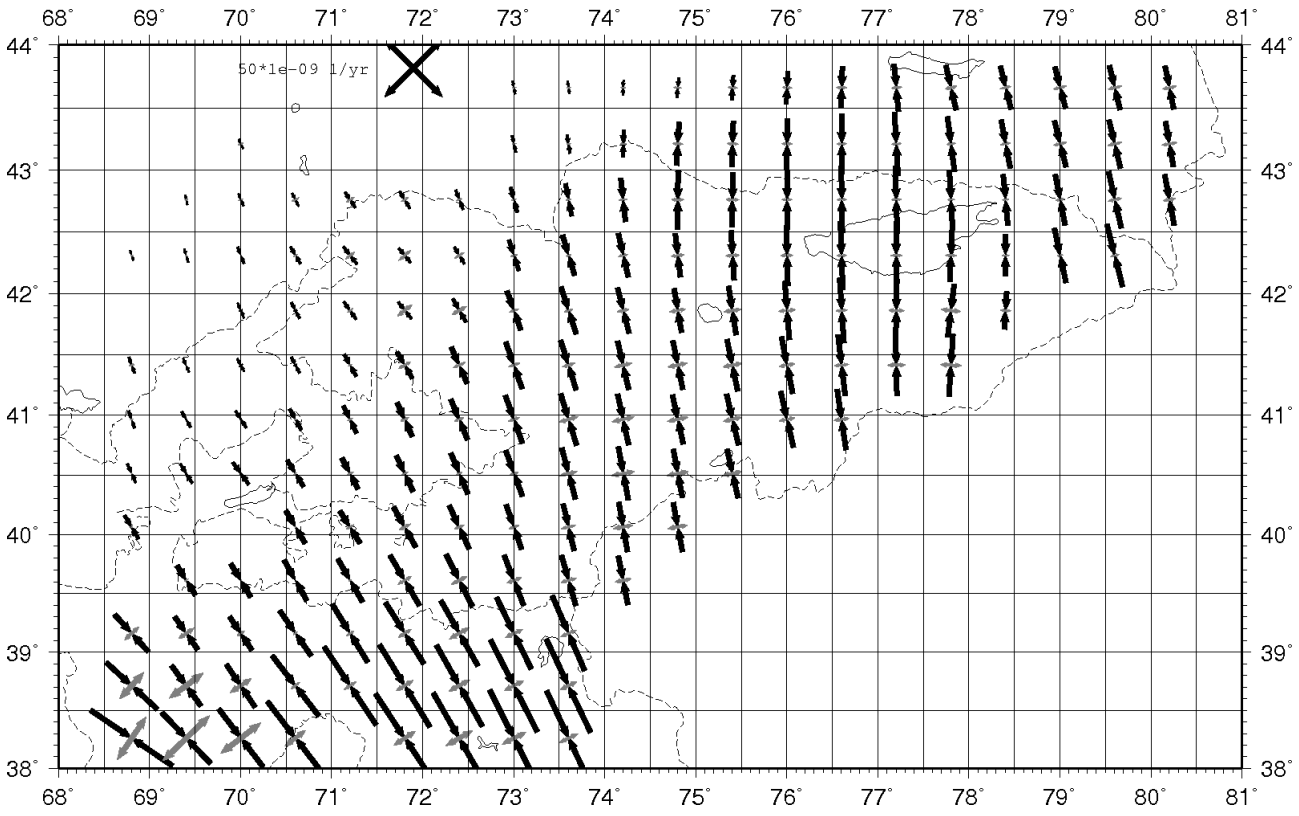


Рис. 3. Тензоры деформации по 2D модели. Черный цвет – сжатие, серый – растяжение. Значения приведены в масштабе 10^{-9}

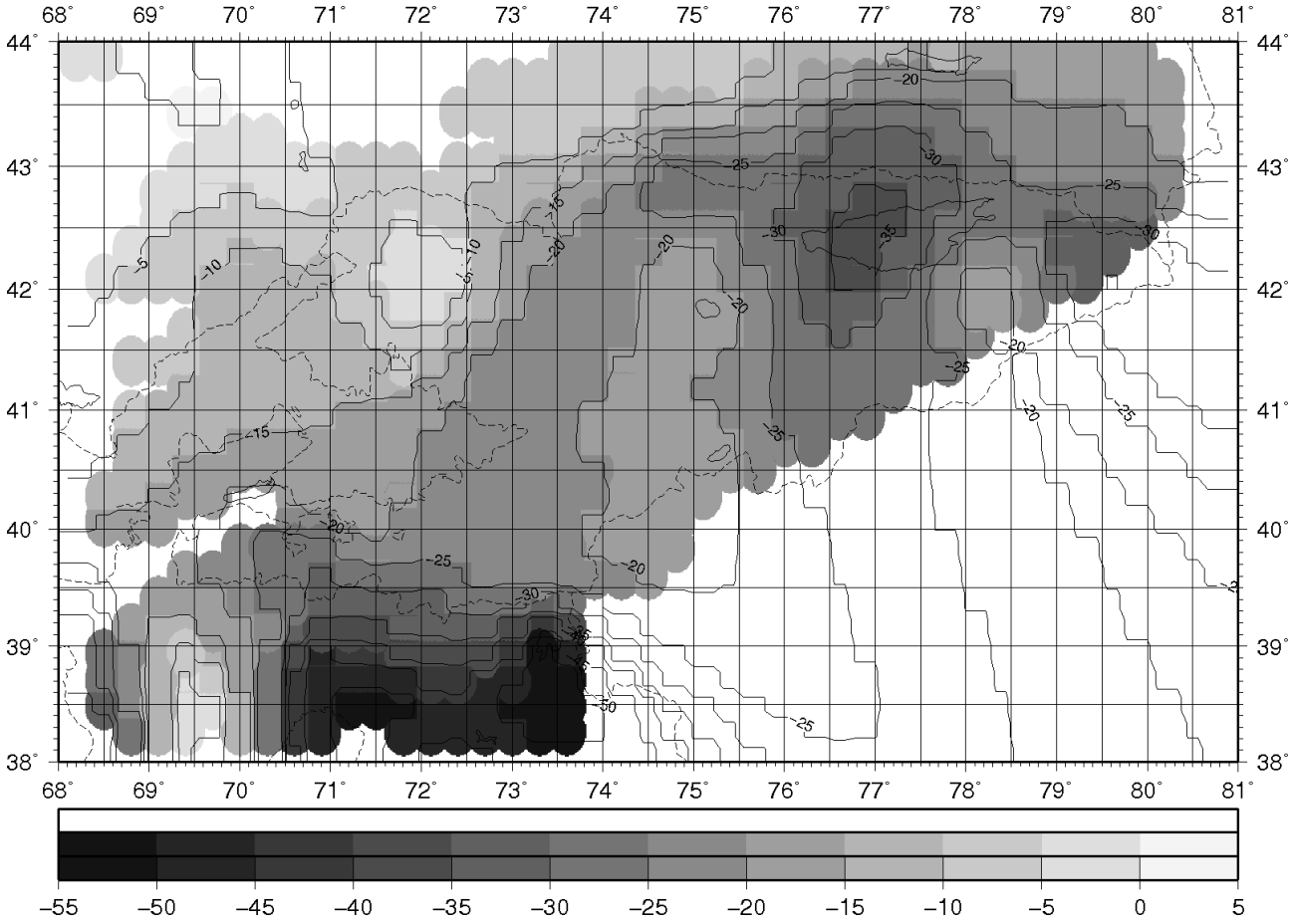


Рис. 4. След тензора деформации. Значения приведены в масштабе 10^{-9}

В восточной части зоны сопряжения господствующим типом деформации является сжатие по оси, повернутой на угол около 30 градусов против часовой стрелки относительно направления север-юг, при этом в южной оконечности Тянь-Шаня деформации достигают 40*10^-9/год, то в северной части Памира – $70*10^{-9}$/год.

В юго-западном углу исследуемого региона, где расположены отроги Алайского хребта, нормализованный тензор деформаций имеет сравнимые компоненты растяжения и сжатия, модуль которых лежит в диапазоне $40\text{-}60*10^{-9}$/год. Обычно это говорит о наличии значительных сдвиговых деформаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе представлено описание автоматизированной системы для расчета деформаций земной коры по двумерной и трехмерной моделям. Произведен расчет поля тензора скорости современной деформации земной коры в регионе сопряжения Памира и Тань-Шаня. Приведены результаты этого расчета.

ЛИТЕРАТУРА

Гражданкин А.М., Мажников М.С. Технические аспекты обработки GPS-данных Центрально-Азиатской сети // Материалы V конференции молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях» 24-25 апреля 2013 г.

Гражданкин А.М. Информационная система по работе с GPS-данными центрально-азиатской GPS-сети // Материалы V конференции молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях» 24-25 апреля 2013 г.

Зубович А.В. Данные спутниковой геодезии о современных движениях земной коры // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) М.: Научный мир. 2005. С. 201-219.

Костюк А.Д. Деформационные изменения земной коры Северного Тянь-Шаня по данным космической геодезии // Вестник КРСУ. г. Бишкек. 2008. Т. 8, № 3. С.140-144.

Кузиков С.И. Структурный анализ горизонтальных скоростей по данным GPS и характер современной деформации земной коры Центральной Азии. Дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: 2007. 167 с.

Кучай О.А. Особенности проявления сильных землетрясений в поле сейсмотектонических деформаций // Геодинамика и Тектонофозика. 2010. Т. 1, № 3. С. 285–296.

Мансуров А.Н. Математическая модель и методика расчета поля скорости деформации земной коры по данным GPS наблюдений. // Проблемы автоматики и управления. г. Бишкек. 2012а. № 2.

Мансуров А.Н. Структурное проектирование автоматизированной системы расчета поля скорости деформации земной коры по данным GPS наблюдений. // Проблемы автоматики и управления. г. Бишкек. 2012б. №2.

Мансуров А.Н. Структурный анализ и автоматизация расчета оценок временных рядов и скоростей марок ЦА-GPS-сети с использованием программного пакета GAMIT/GLOBK и базы данных лаборатории GPS НС РАН // Материалы V конференции молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях» 24-25 апреля 2013 г.

Тычков С.А., Кучай О.А., Брагин В.Д., Благовидова С.А., Кальметьева З.А. Кайнозойские деформации литосферы северного Тянь-Шаня по GPS и сейсмическим данным // Геодинамические и геоэкологические проблемы высокогорных регионов в XXI веке: Тезисы докладов – Бишкек. 2005.

Allmendinger R.W., Reilinger R., Loveless. J. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano // TECTONICS. 2007. Vol. 26, TC3013, doi:10.1029/2006TC002030.

Fridman A., A.Zubovich, V.Bragin et al. On the Correlation between Regions of Seismic Activity and Crustal Strains Rates Inferred from GPS Measurements of a Velocity Field on the Territory of the Central Tien Shan // Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 10748. 2005, Sref-1D: 1607-7962/gra/EGU05-A-10748.

Saffet Erdoğan, Muhammed Şahin, İbrahim Tiryakioğlu, Engin Gülal, Ali Kazım Telli. GPS Velocity and Strain Rate Fields in Southwest Anatolia from Repeated GPS Measurements. // Sensors. 2009. No. 9, P. 2017-2034; doi:10.3390/s90302017

Herring T.A., King B.W., McClusky S.C. GAMIT. Reference manual. GPS analysis at MIT. Release 10.3 // EAPS. MIT. 2006a. 182 p.

Herring T.A., King B.W., McClusky S.C. GLOBK: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.3 // EAPS. MIT. 2006б. 87 p.

Shen Z.-K., Jackson, D.D., Ge, B.X., Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements // Journal of Geophysical Research, 1996. Vol. 101. P. 27957-27980.

Teza G., Pesci A., Galgaro A. Grid_strain and grid_strain3: software packages for strain field computation in 2D and 3D environment // Computers & Geosciences. 2008a. doi:10.1016/j.cageo.2007.07.006.

Teza G., Pesci A., Genevois R., Galgaro. A. Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation // Geomorphology. 2008б. Vol. 97. P. 424-437.

http://gmt.soest.hawaii.edu/

http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globeget.html

АНАЛИЗ ЛОКАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОЛЯ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, РАССЧИТАННОГО ПО ДВУМЕРНОЙ И ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛЯМ

А.Н. Мансуров

Научная Станция РАН в г. Бишкек, sur@gdirc.ru

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдаемые с помощью GPS движения точек на поверхности Земли, являются одним из проявлений сложных геодинамических процессов, происходящих внутри нее. Характер деформаций земной коры в условиях современных тектонических напряжений зависит от многих факторов, таких как физические свойства пород, глубинное строение земной коры. Большинство выполненных ранее исследований, связанных с расчетом деформаций земной коры использовали двумерную модель земной поверхности [Allmendinger и др., 2007; Костюк, 2008]. В настоящий момент перспективной представляется идея сопоставления результатов расчетов деформаций по двумерной и трехмерной моделям земной поверхности.

Наличие исходных данных (каталога скоростей пунктов GPS наблюдений), эффективной методики [Shen и др., 1996] и удобного инструмента [Мансуров, 2013] позволяют произвести такое сопоставление.

В данной работе представлен расчет поля скорости деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня, выполненный по двумерной и трехмерной моделям. Выдвигается гипотеза о природе некоторых локальных особенностей рассчитанного поля скорости деформации.

РАСЧЕТ ПОЛЯ ТЕНЗОРА СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

При помощи программного комплекса Sur_GPS_strains был произведен расчет деформаций в регионе, ограниченном 72 и 80.5 градусом восточной долготы и 40 и 44 градусом северной широты с шагом сетки точек расчета 11.11 километров по обеим осям. Рельеф исследуемого региона показан на рисунке 1.

В качестве исходных данных был использован каталог скоростей GPS марок – результат расчета в программном комплексе GAMIT/GLOBK с использованием данных непрерывных и полевых измерений Центрально-Азиатской GPS-сети за период с 1994 по 2009 годы. При этом марки с оцененными ошибками более 0.9 мм/год по горизонтальным компонентам и более 2 мм/год по вертикальной компоненте были отброшены.

Значения трех компонент скоростей марок, вошедших в расчет, показаны на рисунке 2. Значение скорости по вертикальной компоненте показано цветом стрелок согласно шкале в нижней части рисунка.

При расчете был использован сглаживающий коэффициент d0 = 25 км [Shen и др., 1996]. Такое значение было выбрано для того чтобы попытаться выявить локальные особенности поля тензора скорости деформации.

Далее рассматриваются результаты в точках, где значимость результатов оценена как средняя и высокая, в данном случае – максимальная разность соседних азимутов точек наблюдений относительно точки расчета в радиусе 50 км не превышала 180 градусов.

РЕЗУЛЬТАТЫ В РАМКАХ ДВУМЕРНОЙ МОДЕЛИ

Поле тензора скорости деформации, рассчитанное в рамках двумерной модели, показано на рисунке 3. Соответствующее поле следа тензора скорости деформации показано на рисунке 4. Из анализа рисунков 2 и 3 следует, что хотя доминирующим типом деформации является близмеридиональное сжатие, плоские деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня распределены неравномерно. Выделяющиеся области поля тензора деформации, рассчитанного по двумерной модели, обведены на рисунках 3, 4 и 1.

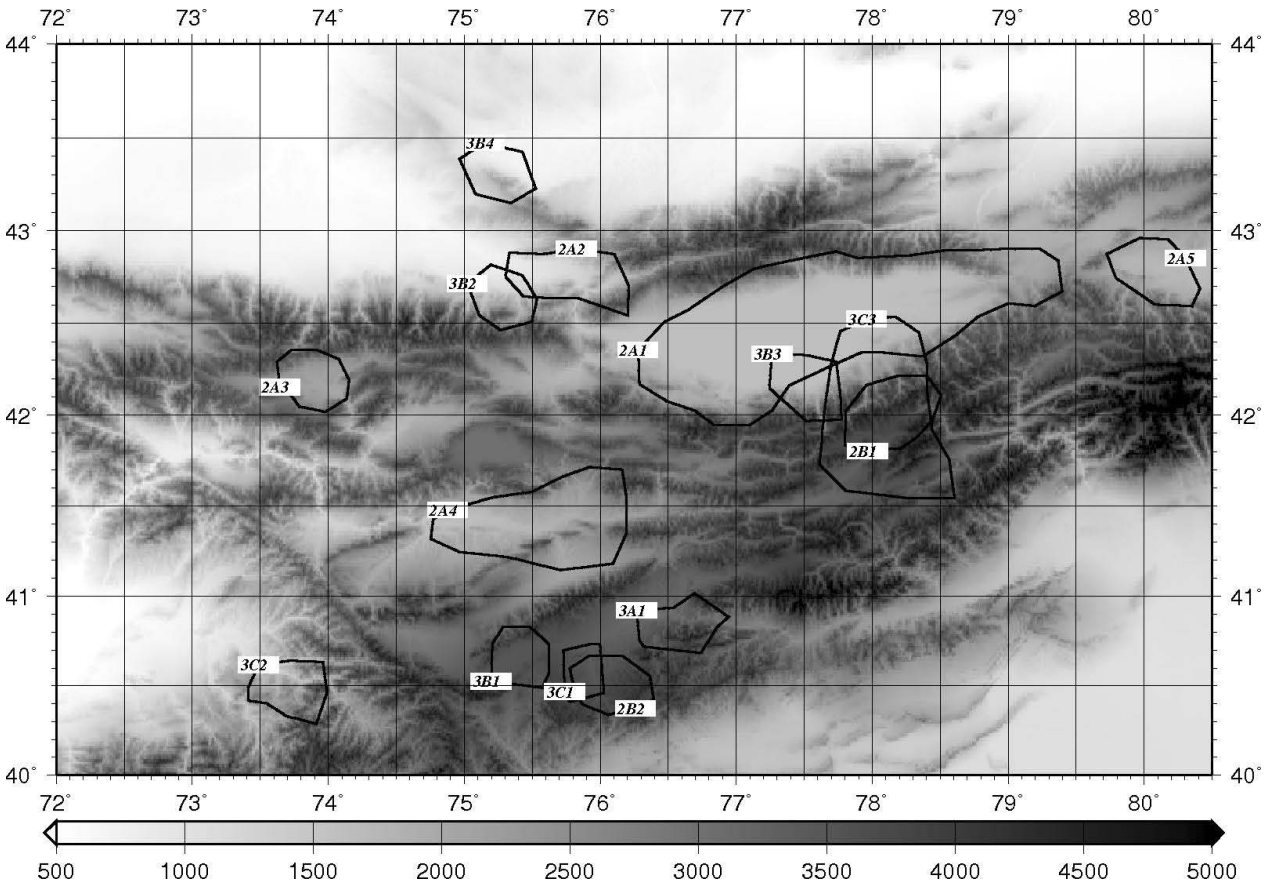


Рис 1. Рельеф исследуемого региона

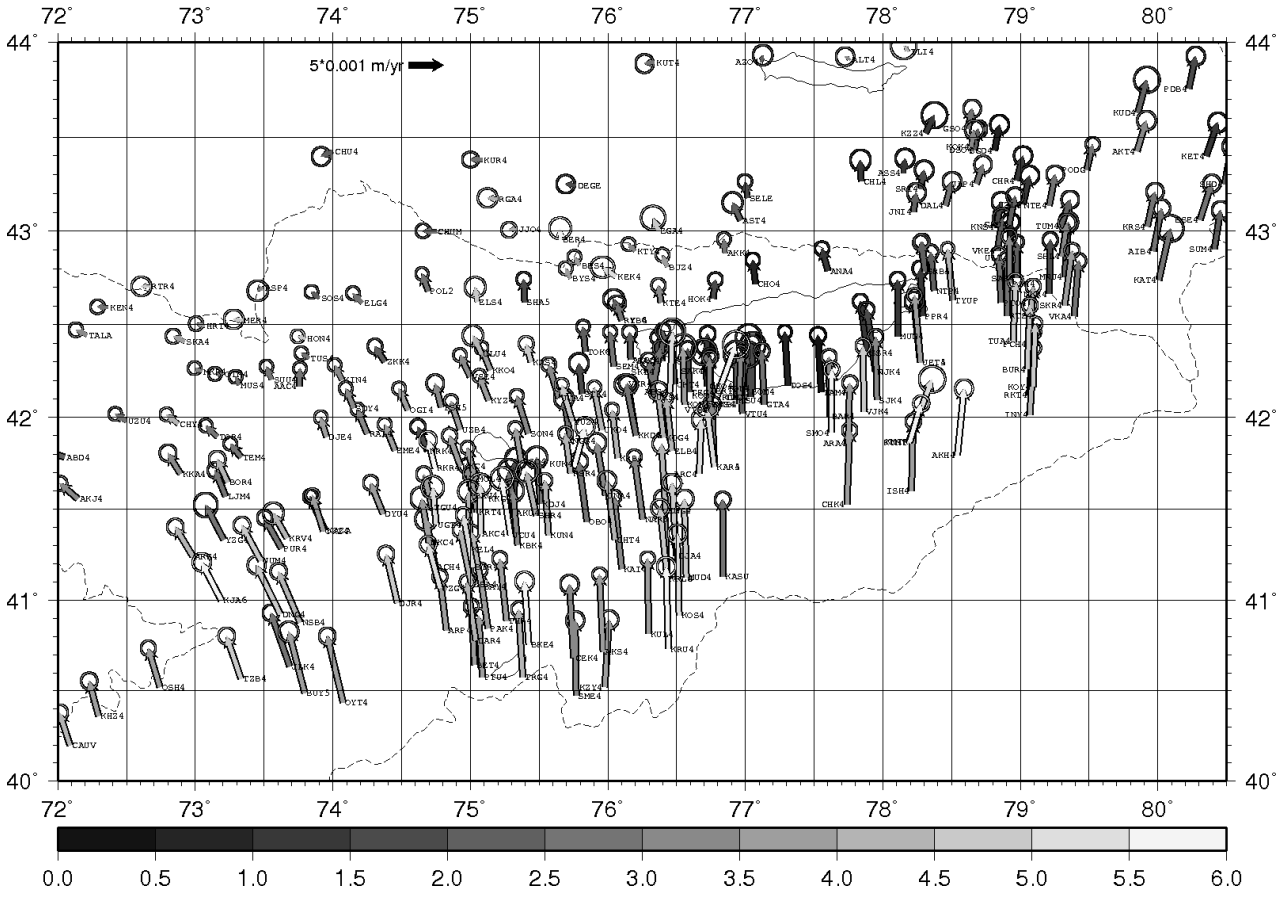


Рис. 2. Скорости геодезических марок. Цветом показано значение вертикальной компоненты (мм/год)

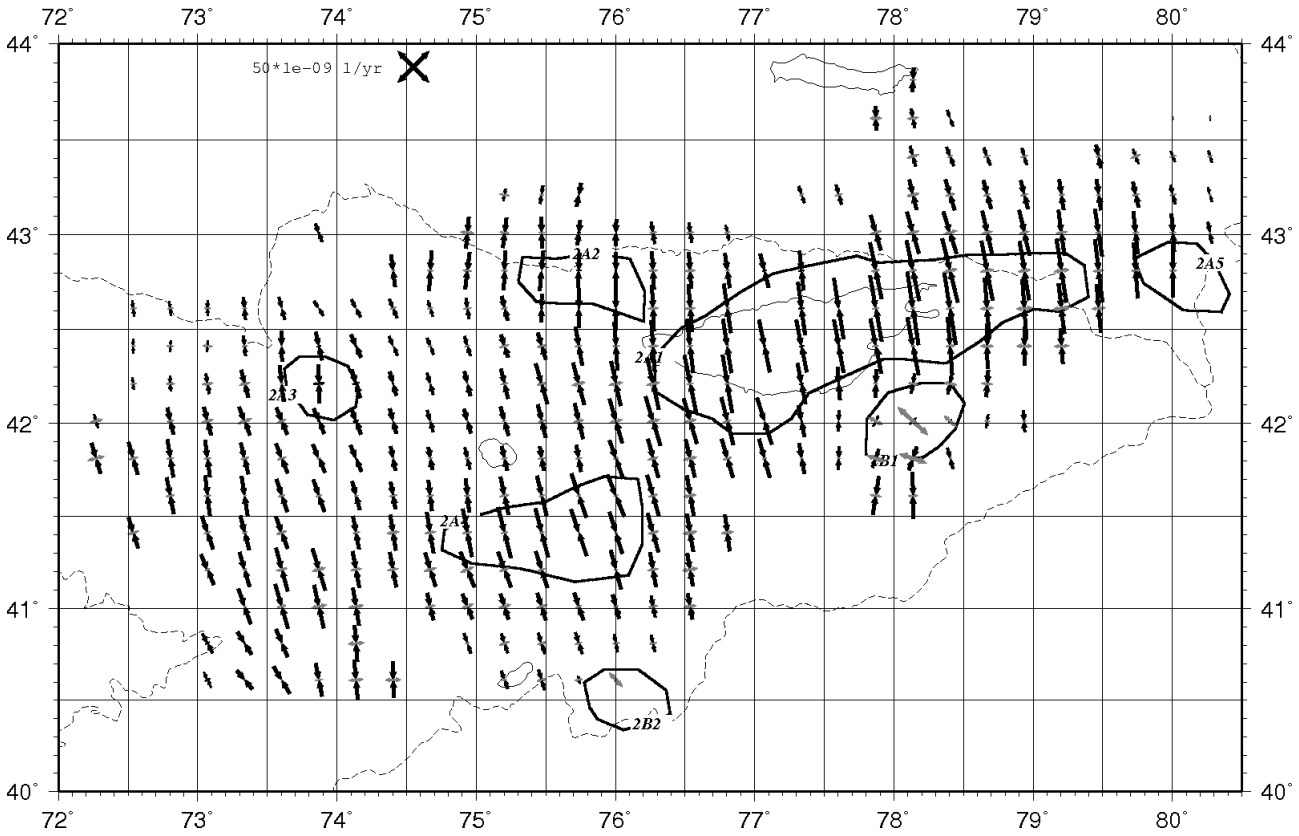


Рис. 3. Поле тензора деформации по 2D модели. Черный цвет – сжатие, серый – растяжение. Значения приведены в масштабе 10^{-9}

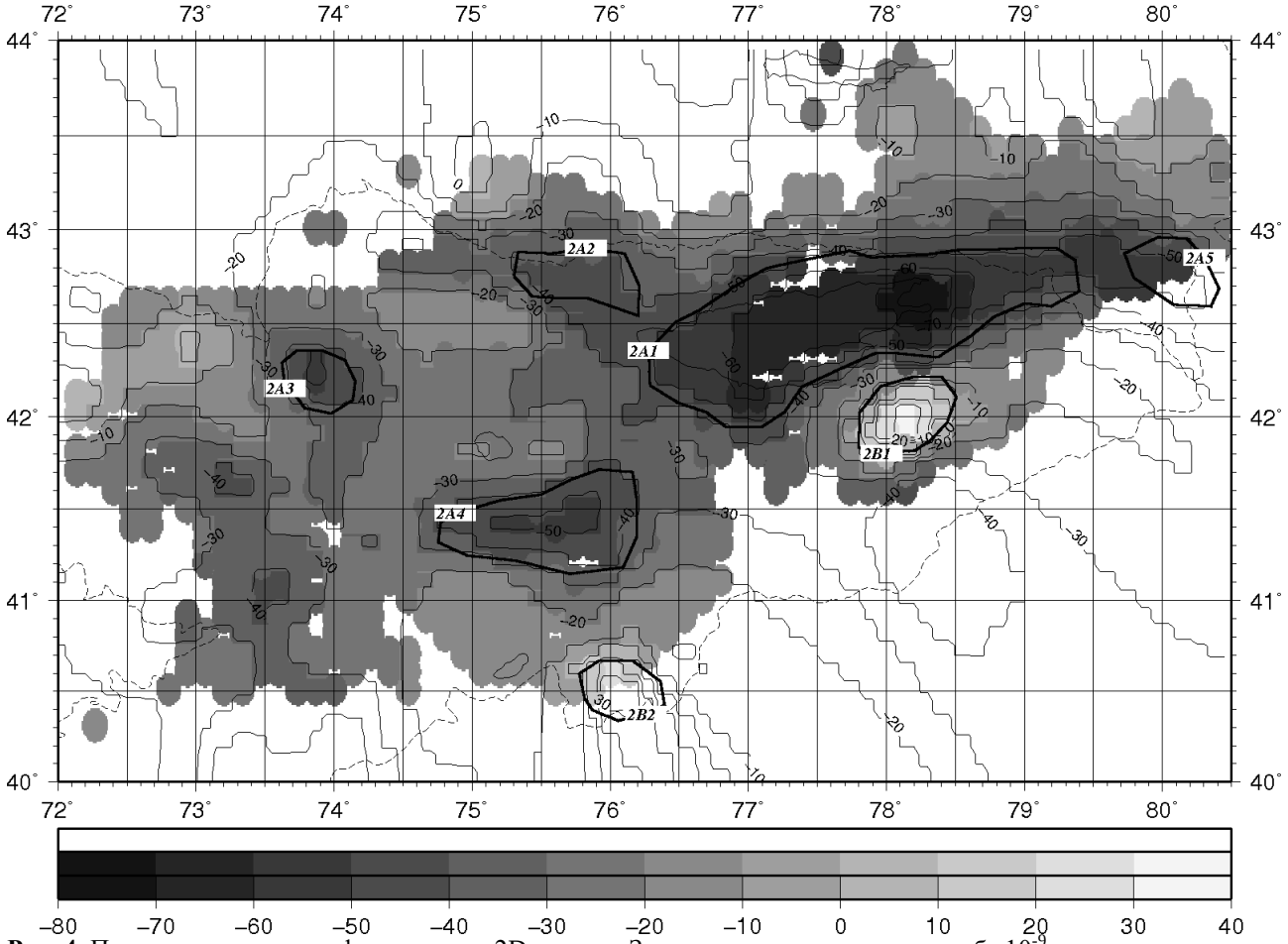


Рис. 4. Поле следа тензора деформации по 2D модели. Значения приведены в масштабе 10^{-9}

Максимальная скорость сжатия (до $80*10^{-9}$/год) наблюдается в области 2А1, соответствующей Иссык-Кульской впадине. Значительное сжатие со значениями скорости до $50*10^{-9}$/год происходит в областях 2А2 (Чуйская впадина), 2А3 (Сусамырская впадина), 2А4 (Нарынская впадина) и 2А5 (Кегено-Текесская впадина).

Кроме того, хорошо различаются две области растяжения – 2В1 (хребет Терской Ала-Тоо) и 2В2 (северный склон хребта Мендайтаг), со значениями скорости растяжения до $30*10^{-9}$/год. Из рисунков 3 и 1 видно, что доминирующие по модулю главные направления тензора скорости деформации повернуты перпендикулярно направлениям вытянутости соответствующих впадин и хребтов.

РЕЗУЛЬТАТЫ В РАМКАХ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ

Поле тензора скорости деформации, рассчитанное в рамках трехмерной модели, показано на рисунке 5. Соответствующее поле следа тензора скорости деформации показано на рисунке 6. Из анализа рисунков 5 и 6 видно, что согласно трехмерной модели деформации растяжение преобладает над сжатием.

Можно выделить три наиболее ярко выделяющихся типа деформации.

1. Близвертикальное сжатие до $15*10^{-9}$/год в области 3А1 – горы Кок-Кия и Сары-Бельсе.

2. Близвертикальное растяжение до $30*10^{-9}$/год в областях 3В1 (Чатыркульская впадина), 3В2 (Чуйская впадина), 3В3 (юго-запад Иссык-кульской впадины), 3В4 (хребет Жети-Жол).

3. Главные направления тензора деформации, соответствующие максимальным значениям растяжения и сжатия наклонены под углом около 45° к горизонту. При этом в области 3С1 (юг Чаткальской впадины) преобладает сжатие до $30*10^{-9}$/год, а в областях 3С2 (северо-западный склон Алайского хребта) и 3С3 (хребет Терской Ала-Тоо и окружающие его юго-восток Иссык-Кульской и Верхнее-Нарынская впадины) преобладает растяжение до $35*10^{-9}$/год. Вышеописанные области показаны на рисунках 5, 6 и 1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Первое, что стоит заметить – разброс значений следа тензора, полученного в трехмерной модели, превышает разброс значений следа тензора, полученного в двумерной модели, приблизительно на два порядка. Из этого факта следует то, что вклад вертикальной компоненты исходных данных намного больше, чем вклад горизонтальных компонент. Вероятнее всего, это обусловлено тем, что средняя ошибка оценки вертикальной компоненты при GPS наблюдениях значительно (в 2-4 раза) превосходит среднюю ошибку по горизонтальным компонентам, а разброс значений вертикальных координат (высот точек наблюдений) при этом невелик. Данный факт является значительным доводом против численного сопоставления результатов расчета скорости деформации по двумерной модели с результатами расчета по трехмерной модели.

Исследуя результаты расчета, следует учитывать, что:

1. При расчете по двумерной модели любое локальное проявление растяжения или сжатия вдоль одной оси может на самом деле быть сдвигом по плоскости, азимут падения которой параллелен этой оси.

2. Расчет деформаций проводился на основе данных о движениях точек дневной поверхности, то есть границы исследуемой среды с атмосферой, сила давления которой ничтожна по сравнению с силами, вызывающими исследуемые деформации. Трехмерная модель, по которой велся расчет, предполагает, что движения точек происходят в толще более или менее однородной среды.

Таким образом, можно предположить, что все значения величин, рассчитанных по трехмерной модели в любом случае и по двумерной модели в случае небольшого сглаживающего коэффициента, скорее всего не отражают реальных деформационных процессов, протекающих в толще земной коры.

Также следует учесть, что использованное в модели [Shen и др., 1996] допущение о локальной однородности деформации, которое позволило ограничиться линейной частью разложения Тейлора, означает, по сути, полное отсутствие изгибных деформаций. На самом деле, наличие значительных изгибных деформаций вполне возможно [Кучай, 2010], что приводит к искажению поля линейных деформаций при расчете по модели, использованной в данной работе. В [Кучай, 2010] изгибные деформации оценивались по градиенту рассчитанного поля линейных деформаций, и сопоставлялись с распределением локальной сейсмичности. Возможно, включение изгибных деформаций в исходную модель расчета позволит добиться лучших результатов.

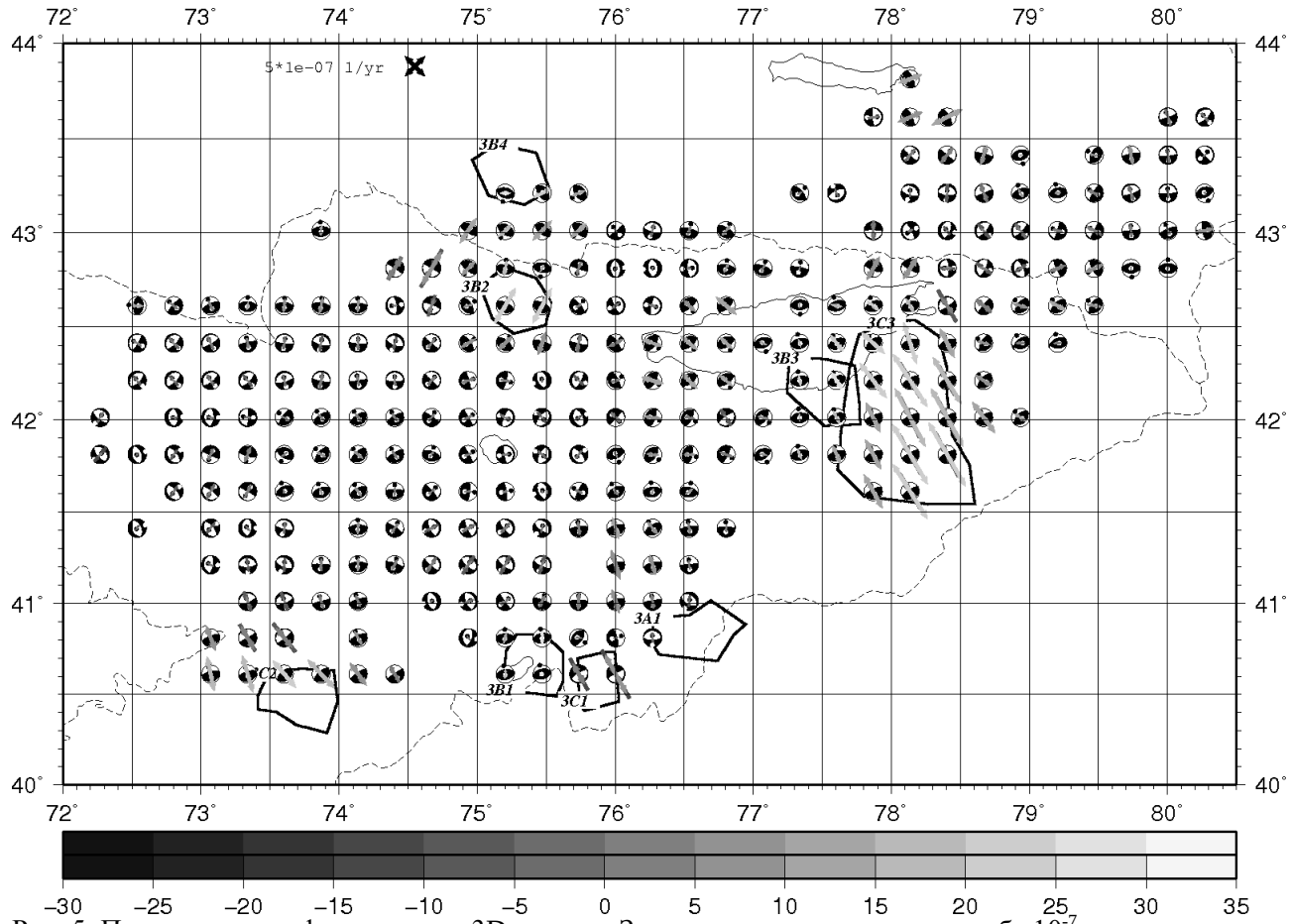


Рис. 5. Поле тензора деформации по 3D модели. Значения приведены в масштабе 10^{-7}

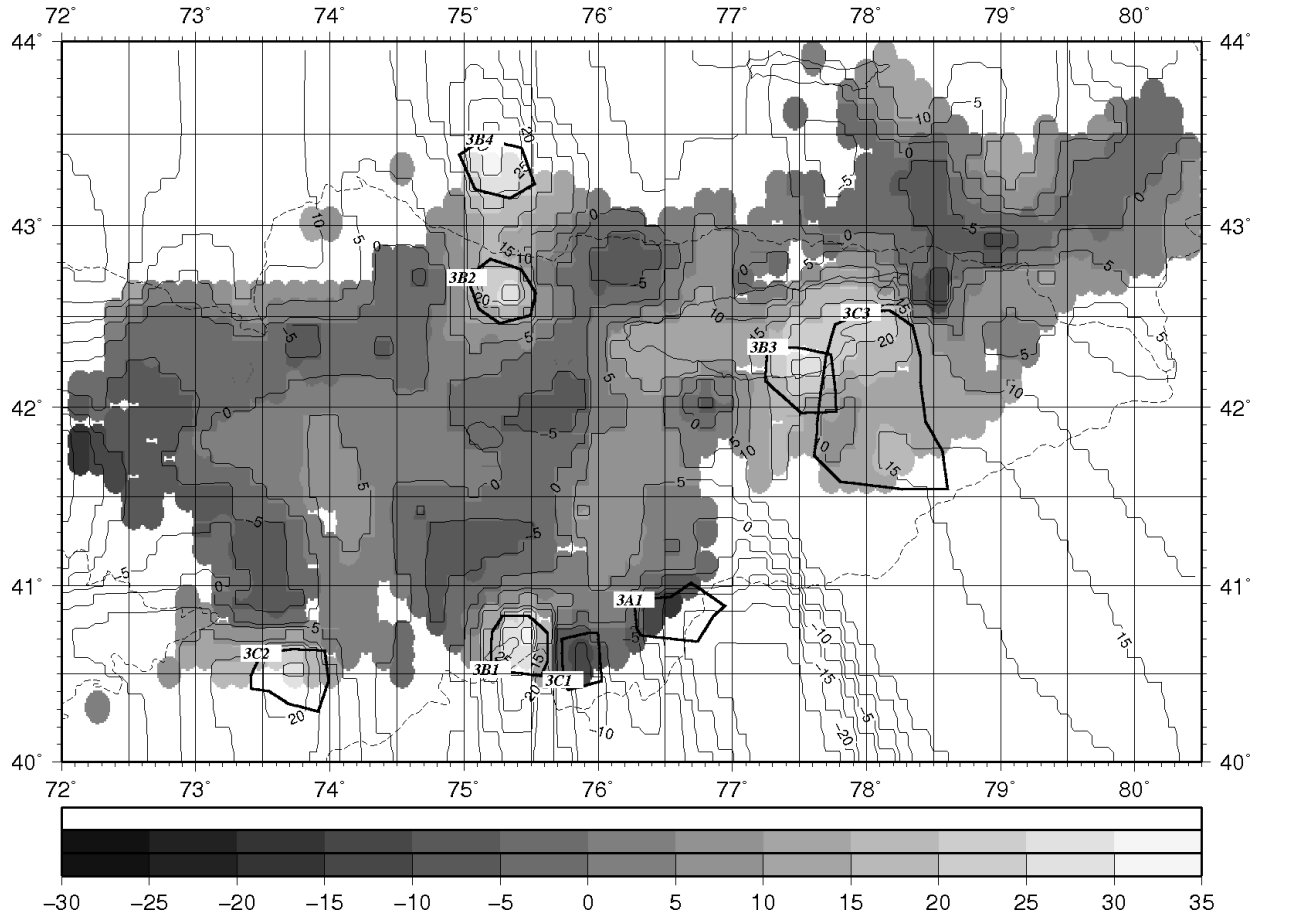


Рис. 6. Поле следа тензора деформации по 3D модели. Значения приведены в масштабе 10^{-7}

На основе всего вышеизложенного можно предположить, что ни результаты расчета по двумерной модели в случае небольшого сглаживающего коэффициента, ни результаты расчета по трехмерной модели не могут рассматриваться как непосредственная оценка деформаций горных пород в земной коре. Однако по имеющимся результатам можно составлять и проверять гипотезы о характере региональных и локальных деформаций.

ГИПОТЕЗА О СМЫСЛЕ ПОЛУЧЕННЫХ ЗНАЧЕНИЙ ПОЛЯ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ

В первую очередь, можно учесть следующие предпосылки:

1. В исследуемом регионе преобладающим типом горизонтальных деформаций является сжатие вдоль направления север-юг, что влечет за собой увеличение относительных высот хребтов и глубин впадин в результате сдвигов по разломам – восходящий тип развития рельефа, наличие которого подтверждается геологическими исследованиями.

2. В местах наиболее активного развития рельефа возможны пластические поверхностных массивов горных пород под действием силы тяжести. Такие сдвиги будут направлены от гребня хребтов ко дну впадин.

3. Рассматривая результаты расчета по двумерной модели, можно заметить, что зоны наибольшего сжатия приходятся на впадины, а наибольшего растяжения – на хребты, причем, главные направления максимального сжатия и растяжения перпендикулярны направлениям протяжения впадин и хребтов. Количество таких совпадений указывает на то, что они, возможно, не случайны.

Одна из возможных схем подобного развития рельефа представлена на рисунке 7. Попробуем предположить, как вышеописанное развитие рельефа может повлиять на рассчитываемые по двумерной и трехмерной моделям деформации.

В верхней части рисунка 7 показана горизонтальная проекция движений точек поверхности, которая служит в качестве исходных данных при расчете по 2D модели. Именно такие движения могут привести к кажущемуся растяжению в окрестности гребня хребтов и сжатию в окрестности дна впадин. Буквами РУ показаны увеличивающиеся вертикальные компоненты расстояний между точками наблюдений. Такое увеличение расстояний при расчете по 3D модели могут привести к кажущемуся близвертикальному растяжению.

На основе вышесказанного можно предположить, что некоторые неоднородности поля деформаций, рассчитанного в данной работе по двумерной модели, и большинство неоднородностей поля, рассчитанного по трехмерной модели, есть не что иное, как проявления активного восходящего развития рельефа.

К сожалению, в вышеприведенном расчете большинство неоднородностей поля скорости деформации определяются данными с одного или двух пунктов GPS наблюдений. В таких условиях, для того чтобы убедиться, что вышесказанная гипотеза хорошо подходит хотя бы для некоторых из отмеченных неоднородностей нужно провести более тщательное исследование. В ходе такого исследования для каждой области с неоднородностью нужно выделить соответствующие пункты наблюдений, определить насколько их положения относительно хребтов и впадин соответствуют гипотезе. Возможно, даже придется проанализировать временные ряды координат таких пунктов наблюдений, по которым программный комплекс GAMIT/GLOBK оценивает скорости.

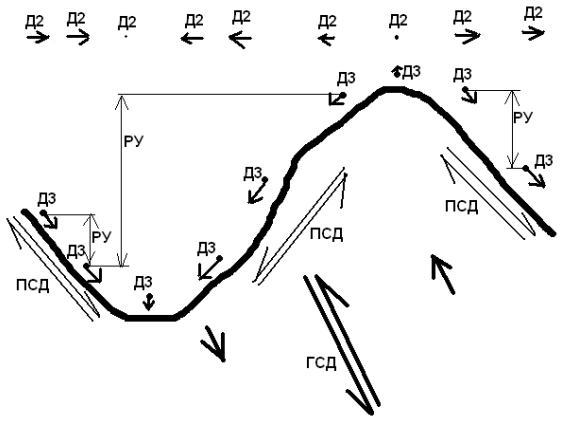


Рис. 7. Возможная схема восходящего развития рельефа и соответствующие движения точек дневной поверхности. ГСД – глубинный рельефообразующий сдвиг, ПСД – сдвиги поверхностных пород под действием силы тяжести, Д3 – движения точек поверхности в 3D модели, Д2 – движения точек поверхности в 2D модели, РУ – увеличения расстояний по вертикали, которые могут быть интерпретированы как растяжение при расчете по 3D модели

ВЫВОДЫ

Приняв вышеприведенную гипотезу, можно сказать, что рассчитанные в данной работе поля скорости деформации Северного Тянь-Шаня не могут рассматриваться как достоверный источник численных данных или использоваться для оценки деформационных процессов в толще земной коры, но могут помочь в выявлении зон с современными активными рельефообразующими деформациями.

Вышеприведенная гипотеза не имеет пока достаточного теоретического и экспериментального обоснования и может рассматриваться исключительно как предмет дискуссий. Для ее развития или опровержения желательно провести дополнительные исследования.

Для получения более адекватных результатов помимо увеличения объема и точности исходных данных следует попытаться составить двумерную и трехмерную модели движения точек земной поверхности с учетом изгибных деформаций и/или с учетом поверхностных эффектов, вызываемых деформациями различного типа в толще коры.

ЛИТЕРАТУРА

Кучай О.А. Особенности проявления сильных землетрясений в поле сейсмотектонических деформаций. // Геодинамика и тектонофозика. 2010. Т. 1, № 3. С. 285–296.

Мансуров А.Н. Расчет скоростей современных деформаций земной коры региона сопряжения Памира и Тянь-Шаня по данным GPS наблюдений при помощи автоматизированной системы // Настоящий сборник.

Allmendinger R.W., Reilinger R., Loveless. J. Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano // Tectonics, Vol. 26, TC3013, doi:10.1029/2006TC002030, 2007

Shen Z.-K., Jackson D.D., Ge B.X. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements // Journal of Geophysical Research. 1996. Vol. 101. P. 27957-27980.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА МЕТОДОМ КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

А.В. Маринин[1], Л.А. Сим[1], Н.А. Сычева[2], В.Н. Сычев[2]

[1-]Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, marinin@ifz.ru
[2-]Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан, nelya@gdirc.ru

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы сотрудниками лаборатории изучения современных движений земной коры методами космической геодезии научной станции РАН в городе Бишкеке и лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН были проведены работы по изучению древнего и современного напряженного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня. Одним из направлений данных работ являлись полевые тектонофизические исследования, которые были направлены на реконструкцию основных параметров локальных стресс-состояний в массивах горных пород северного склона Киргизского хребта на основе данных о геологических индикаторах палеонапряжений.

В ходе проведения полевых работ в 2011-2012 годах были собраны данные о геологических индикаторах палеонапряжений в естественных и искусственных обнажениях северного склона Киргизского хребта. Некоторые результаты исследований с применением кинематического метода уже изложены в серии публикаций [Сим и др., 2011; 2012]. В данной работе мы представляем предварительные результаты реконструкции с использованием метода катакластического анализа [Ребецкий, 1999, 2003, 2007]. Основную часть собранного материала представляют трещины со следами смещений, позволяющих нам устанавливать кинематику их относительных перемещений (зеркала скольжения, отрывы и т.д.). Нами изучено 7 участков (групп близко расположенных точек наблюдения), по которым собрана структурно-кинематическая информация о перемещениях на поверхности тектонических трещин (всего 55 точек наблюдения). Наиболее полно удалось охарактеризовать участки по долинам рек Аксу, Аламедин, Норус, Шамси, Кегеты и Чу (Боонскому ущелью), а также в районе села Алмалы и научной станции РАН (рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Обработка полученных замеров производилась с помощью метода катакластического анализа [Ребецкий, 2007]. С помощью данного метода возможно определить количественные характеристики локальных стресс-состояний: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде-Надаи. Производимая реконструкция по данным о трещинах с установленным характером смещений базируется на тех же теоретических положениях метода катакластического анализа, что и алгоритм реконструкции современных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений. Различия обусловлены характером исходных данных. Так геологические данные позволяют определить пространственную ориентацию плоскости трещины и направление относительного перемещения её бортов, но отсутствует точная привязка по времени для каждого события. На одной площадке сбора данных (в одном обнажении) часто встречаются плоскости зеркал скольжения с несколькими направлениями штриховок (борозд скольжения), характеризующими в разных случаях или близкие по времени события укладывающийся в единый этап деформирования, либо хронологически разные фазы эволюции напряженного состояния. В используемой для расчетов компьютерной программе *STRESSgeol* принцип разделения сколов на однородные выборки, определяющие временные фазы квазиоднородного деформирования макрообъема, подчинен достижению максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Собранные замеры внесены в базу данных (на основе таблиц Excel). Проведен предварительный анализ кинематических типов геологических стресс-индикаторов палеонапряжений. Общее количество собранных замеров тектонической трещиноватости – 1022 замера, из них со структурно-кинематической информацией (определением направления перемещения на поверхности трещины) - 529 замеров, а по отрывным структурам собрано более 130 замеров.

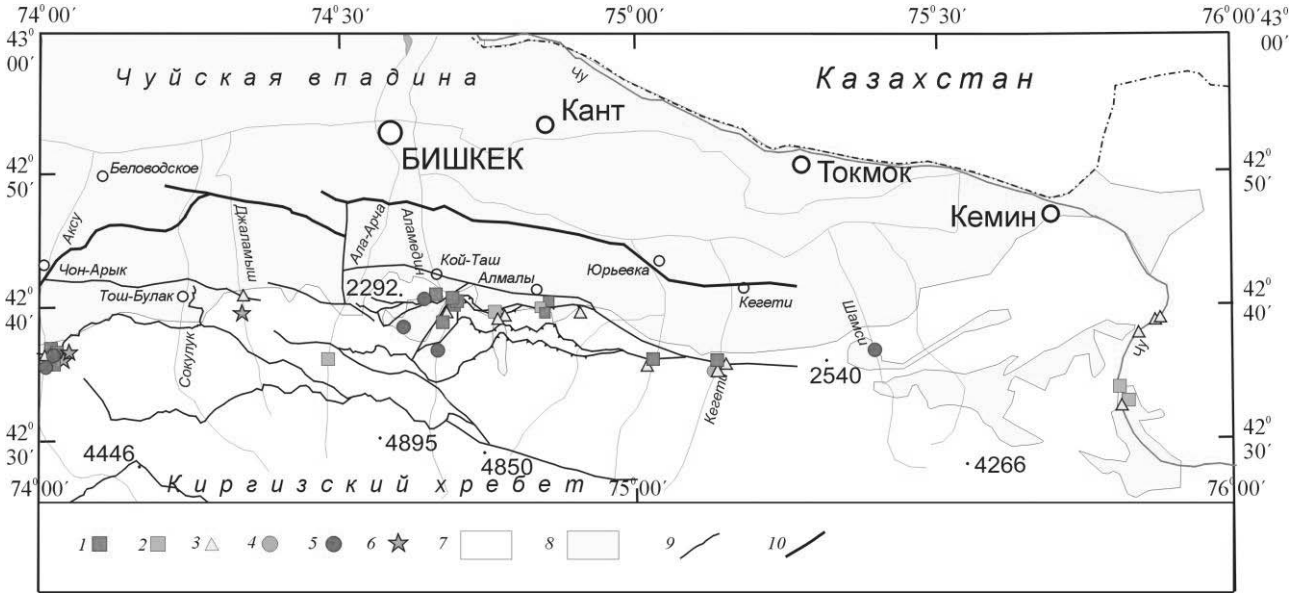


Рис. 1. Типы геодинамического режима в районе северного склона Киргизского хребта, определенные по собранным геологическим индикаторам палеонапряжений при помощи метода катакластического анализа: 1 - горизонтальное растяжение, 2 - горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом, 3 - горизонтальный сдвиг, 4 - горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом, 5 - горизонтальное сжатие, 6 – взрезовый, 7 – палеозойские отложения; 8 – кайнозойские отложения; 9 – 10 – разломы [по: Geological map…, 2004]: 9 – неотектонические, 10 – четвертичные

Собранные данные конвертированы в формат необходимый для дальнейшего расчета с использованием программы STRESSgeol по алгоритму Метода Катакластического Анализа (МКА). Произведена реконструкция локальных стресс-состояний и соответствующих им геодинамических режимов на основе собранных полевых тектонофизических данных с использованием программы STRESSgeol по алгоритму МКА. В 32 точках наблюдения удалось реконструировать основные параметры более 40 локальных стресс-состояний. В ходе расчетов получены основные параметры локальных стресс-состояний (ориентация осей главных напряжений, коэффициент Лоде-Надаи и др.). При этом в 23 точках реконструировано по одному стресс-состоянию, а в 9 точках удалось определить по два стресс-состояния. В большинстве случаев не было возможным в поле определить хронологические взаимоотношения двух стресс-состояний в локальной точке.

По результатам определения локальных стресс-состояний составлена сводная таблица (Таблица 1) и построены розы-диаграммы азимутов погружений главных осей напряжений, а также углов их погружения (рис. 2). В целом северный склон Киргизского хребта характеризуется значительными вариациями направлений главных напряжений.

Наиболее хорошо выраженными оказались следующие азимуты погружения для максимальных сжимающих напряжений (σ_3): СЗ 310º, С 350-10º и ЮЗ 140-150º. Слабее проявлены СВ 30º, СВ 60º и В 90º. Угол наклона (погружения) осей сжатия близок к субгоризонтальному (15-25º). Однако довольно много и субвертикальных (от 50 до 80º) осей сжатия, развитие которых приурочено, как правило, к определенным районам. Субмеридиональный максимум (С 350-10º) связан в основном с круто падающими осями сжатия. Северо-западные и меридиональные азимуты погружения осей сжатия совпадают с определенными ранее ориентировками по сейсмологическим данным для верхних слоев земной коры [Ребецкий, Сычева, 2008]. При рассмотрении преимущественных ориентировок простирания субгоризонтальных осей сжатия (рис. 3) определяются три основных направления: СЗ 310-330º, СВ 30º и широтное (В-З).

Промежуточная ось сжимающих напряжений (σ_2) характеризуется в изученном регионе двумя основными азимутами погружения: ЮЗ 230-240º и Ю 170º. Значительно слабее проявлены восточные и западные погружения, а также погружение по азимуту СВ 40º. Углы наклона осей довольно равномерно распределены от горизонтальных до вертикальных погружений с некоторым максимумом в диапазоне 15-20º.

Оси девиаторного растяжения образуют три основных направления погружения по азимутам Ю 180º, СЗ 320º и СВ 60º. Углы наклона большинства реконструированных осей растяжения близки к субгоризонтальным (от 0º до 25º).

Таблица 1. Ориентировки осей главных напряжений (σ_1 - минимальных (растяжение), σ_2 - промежуточных и σ_3 - максимальных (сжатие) сжимающих напряжений), геодинамическая обстановка напряженного состояния и коэффициент Лоде – Надаи μ_σ, определенные при помощи метода катакластического анализа по структурно-кинематическим данным о трещинах (в пределах северного склона Киргизского хребта с учетом магнитного склонения)

	Номер точки	Координаты	Координаты	Населенный пункт	σ_1		σ_2		σ_3		Тип геодинамического режима	μ_σ
					Аз Пд	∟	Аз Пд	∟	Аз Пд	∟		
1	11524-11526	N 42 40.672	E 74 41.480	НС РАН	144	11	236	8	0	77	горизонтальное растяжение	-0,26
2	второе определение				231	17	133	24	352	60	горизонтальное растяжение	0,12
3	11523 и 11527	N 42 40.767	E 74 41.335	НС РАН	251	12	156	21	8	66	горизонтальное растяжение	0,09
4	11529	N 42 36.944	E 74 00.607	Ак-Суу	174	5	264	1	8	85	горизонтальное растяжение	-0,2
5	второе определение				167	71	300	13	34	13	горизонтальное сжатие	-0,15
6	11530	N 42 36.938	E 74 00.571	Ак-Суу	179	17	270	2	5	73	горизонтальное растяжение	0
7	11531	N 42 36.960	E 74 00.535	Ак-Суу	185	48	87	7	351	41	взрезовый	0
8	11532-11533	N 42 36.951	E 74 00.571	Ак-Суу	171	40	267	7	5	49	взрезовый	-0,02
9	11536 (по 5)	N 42 36.312	E 74 00.380	Ак-Суу	144	27	279	55	42	21	горизонтальный сдвиг	0,28
10	11540 (по 5)	N 42 36.850	E 74 00.573	Ак-Суу	95	72	354	4	262	18	горизонтальное сжатие	-0,04
11	второе определение				275	6	185	0	95	84	горизонтальное растяжение	0,11
12	11542 (по 4)	N 42 39.284	E 74 20.709	Джыламыш	331	36	225	20	112	47	взрезовый	-0,24
13	11546 (по 4)	N 42 41.241	E 74 20.417	Джыламыш	343	21	161	69	253	1	горизонтальный сдвиг	-0,17
14	11550	N 42 38.559	E 74 36.281	Чонкурчак	171	65	292	13	27	20	горизонтальное сжатие	-0,03
15	11555	N 42 36.109	E 75 01.650	Туюк	253	34	40	51	152	16	горизонтальный сдвиг	-0,06
16	11556	N 42 36.664	E 75 01.773	Туюк	350	19	92	33	235	51	горизонтальное растяжение	0,07
17	11558 (по 3)	N 42 39.685	E 74 54.545	Иссык-Ата	199	34	326	43	87	29	горизонтальный сдвиг	0,02
18	12065	N 42 39.627	E 74 41.155	Кой-Таш	53	6	233	84	143	0	горизонтальный сдвиг	0,29
19	12067	N 42 37.111	E 74 39.983	Теплые Ключи	95	66	237	19	331	14	горизонтальное сжатие	-0,04
20	12069	N 42 36.784	E 74 29.081	Алы-Арча	317	0	227	53	47	37	гор. растяжение в сочетании со сдвигом	0,11
21	12071	N 42 39.371	E 74 41.093	Кой-Таш	57	35	171	30	291	41	горизонтальное растяжение	0,24
22	12074	N 42 39.928	E 74 46.805	Таш-Пашат	62	24	173	39	309	41	гор. растяжение в сочетании со сдвигом	-0,15
23	12075	N 42 39.429	E 74 47.948	Норус	308	24	90	61	211	16	горизонтальный сдвиг	-0,05
24	второе определение				207	21	81	57	307	24	горизонтальный сдвиг	-0,06
25	12076	N 42 35.138	E 75 07.803	Кегеты	181	4	359	86	91	0	горизонтальный сдвиг	-0,18
26	второе определение				111	41	248	40	359	23	гор. сжатие в сочетании со сдвигом	-0,12
27	12078	N 42 35.408	E 75 08.393	Кегеты (карьер)	57	17	286	66	153	17	горизонтальный сдвиг	0,26
28	второе определение				323	6	231	21	67	68	горизонтальное растяжение	0,1
29	12079-12080	N 42 37.109	E 75 23.924	Шамси	208	57	45	32	310	8	горизонтальное сжатие	-0,21
30	12082	N 42 40.535	E 74 51.185	Алмалы	209	5	116	27	309	63	горизонтальное растяжение	-0,03
31	12083	N 42 39.645	E 74 50.398	Алмалы	47	0	317	39	137	51	гор. растяжение в сочетании со сдвигом	0,01
32	второе определение				329	0	239	13	59	77	горизонтальное растяжение	-0,11
33	12084 (по 4)	N 42 40.979	E 74 42.244	НС РАН	30	27	292	16	175	58	горизонтальное растяжение	0,4
34	12085	N 42 33.682	E 75 49.093	Боон	359	23	193	87	92	5	горизонтальный сдвиг	0,12
35	второе определение				256	17	6	48	153	37	гор. растяжение в сочетании со сдвигом	-0,16
36	12086	N 42 34.715	E 75 48.279	Боон	226	27	339	38	111	41	гор. растяжение в сочетании со сдвигом	-0,24
37	12088	N 42 38.347	E 75 51.192	Боон	299	0	29	85	209	5	горизонтальный сдвиг	0,02
38	12089	N 42 39.250	E 75 52.892	Боон	37	17	168	65	302	18	горизонтальный сдвиг	-0,08
39	второе определение				324	11	209	66	59	22	горизонтальный сдвиг	-0,06
40	12091	N 42 41.297	E 74 39.807	Кой-Таш	146	16	244	27	29	58	горизонтальное растяжение	0,11
41	12092	N 42 40.741	E 74 39.158	Кой-Таш	158	63	275	13	11	24	горизонтальное сжатие	-0,08

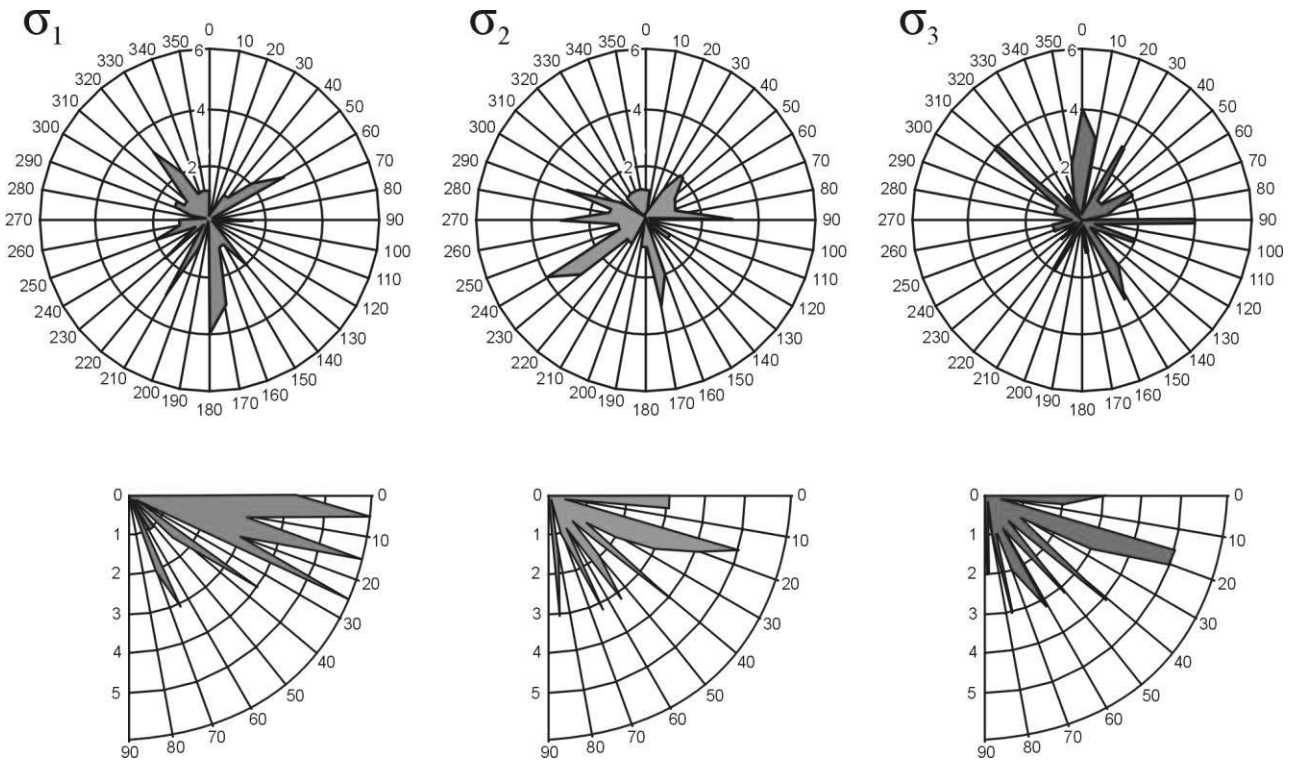


Рис. 2. Ориентировка осей главных напряжений в пределах северного склона Киргизского хребта. На диаграммах показано количество точек с определением локальных стресс-состояний (с шагом 10° для азимутов погружений в верхнем ряду и с шагом 5° для углов наклона в нижнем ряду). В верхнем ряду расположены розы-диаграммы распределения азимутов погружения осей главных напряжений: σ_1 - минимальных (растяжение), σ_2 - промежуточных и σ_3 - максимальных (сжатие) сжимающих напряжений. В нижнем ряду расположены диаграммы углов наклона осей главных напряжений

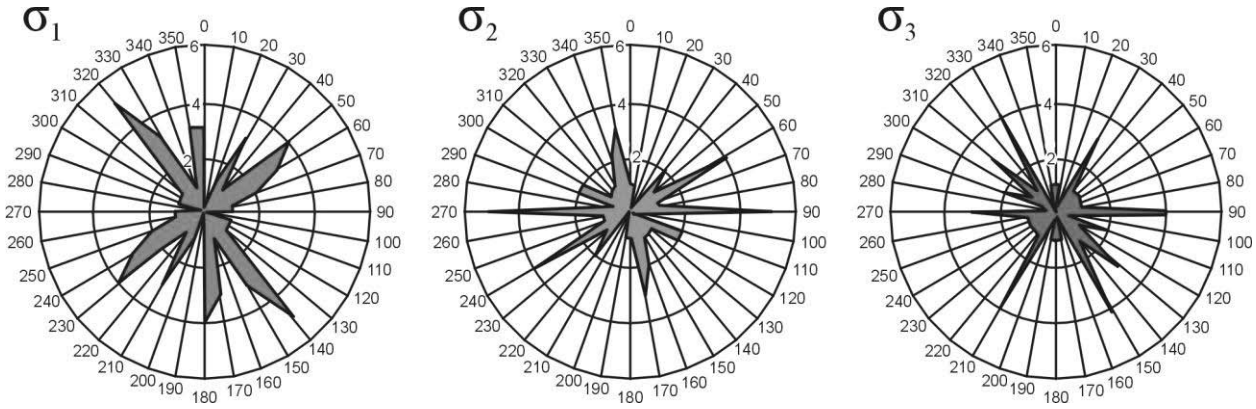


Рис. 3. Ориентировка простираний субгоризонтальных осей главных напряжений в пределах северного склона Киргизского хребта. На розах-диаграммах показаны азимуты простирания осей главных напряжений при их субгоризонтальном положении (угол наклона к горизонту до 45°): σ_1 - минимальных (растяжение), σ_2 - промежуточных и σ_3 - максимальных (сжатие) сжимающих напряжений (количество точек с определением локальных стресс-состояний данного простирания с шагом 10°)

Менее значительные вариации ориентировок главных осей обнаруживаются при рассмотрении более локальных областей в пределах северного склона Киргизского хребта. Так, для области вблизи НС РАН (вблизи сел. Кой-Таш и сел. Алмалы) характерны в основном субвертикальные ориентировки осей сжатия и геодинамический режим горизонтального растяжения. Субгоризонтальные ориентировки осей сжатия ориентированы здесь в направлении СЗ-ЮВ. Район долины р. Аксу характеризуется осями сжатия, погружающимися к северу, а на востоке (между долинами рек Кегеты и Чу) реконструированные оси сжатия погружаются в основном по азимутам ЮВ 150º и В 90º.

Из 41 реконструированного локального стресс-состояния по 13 определений связано с геодинамическими обстановками горизонтального сдвига и горизонтального растяжения. С обстановками горизонтального сжатия и горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом оказались связаны 6 и 5 определений соответственно. Гораздо меньше было реконструировано обстановок взреза (3 определения) и горизонтального сжатия со сдвигом (1 определение).

Можно выделить следующие три основные области со сходными геодинамическими режимами на основе рассчитанных определений локальных стресс-состояний: долина р. Аксу, район вблизи полигона НС РАН и участок между долинами рек Норус и Боон. В первой (западной) области не наблюдается четкого преобладания определенного типа режима, но её особенностью являются наличие взрезовых типов (субгоризонтальна ось σ_2). Самым молодым из выделенных здесь геодинамических режимов является режим горизонтального растяжения (сбросовый тип поля напряжения) согласно проведенным ранее исследованиям [Сим и др., 2012]. Для второй области характерны режимы горизонтального растяжения и растяжения со сдвигом (при субвертикальном положении оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) и субгоризонтальном положении оси минимальных сжимающих напряжений (σ_1)). В этой области расположена небольшая новейшая Чонкурчакская впадина, формирование которой и связано, по-видимому, с установленными геодинамическими режимами [Сим и др., 2012]. В третьей (восточной) области преобладают режимы горизонтального сдвига (оси σ_1 и σ_3 имеют близгоризонтальное положение). Выявленные здесь режимы хорошо коррелируются с данными по современному напряженному состоянию земной коры [Ребецкий, Сычева, 2008]. Здесь же намечается ориентация большего числа реконструированных осей максимальных сжимающих напряжений (σ_3) в направлении СЗ-ЮВ. Интересно, что эти области различаются также по строению рельефа [Чедия, 1986]. Так для области Киргизского хребта западнее долины р. Аксу характерно развитие довольно пологого склона при отсутствии предгорий. Для центральной части (район НС РАН) присущи максимальные значения высоты водораздела Киргизского хребта (до 4855 м). В восточной части Киргизский хребет понижается и разворачивается в юго-восточном направлении.

Проведенные работы позволили охарактеризовать напряженно-деформированное состояние участков земной коры Киргизского хребта на этапах развития, предшествующих современному. Выявлены преобладающие ориентировки осей главных напряжений на изученной территории и намечены её внутренние особенности.

Авторы выражает искреннюю благодарность А.К. Рыбину, С.И. Кузикову и Ю.Л. Ребецкому за ценные советы и помощь в организации полевых работ. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-05-00234-а, 12-05-00550-а.

ЛИТЕРАТУРА

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365, №3. С. 392-395.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Доклады РАН. 2003. Т 3, № 2. С. 237-241.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Бишкекского геодинамического полигона по данным сети KNET // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Тез. Докладов, Четвертый междунар. симпозиум, 15-20 июня 2008, г. Бишкек. Изд. Бишкек, МНИЦ-ГП, 2008. С. 378-381.

Сим Л.А., Сычева Н.А, Сычев В.Н., Маринин А.В. Новейшее напряженное состояние Северного Тянь-Шаня // Современные проблемы геодинамики и геоэкология внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. пятого Междунар. симп. 19-24 июня 2011. Т. 2. Бишкек: МНИЦ. 2011. С. 87-90.

Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.А., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. III Всерос. тектонофиз. конф., м-лы докл. М.: ИФЗ РАН. 2012. Т. 1. С. 236-240.

Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе. 1986. 314 с.

Geological map (Kyrgyz Range and Chu Basin) Kyrgyzstan. Scale 1 : 200 000. http:www.kyrgyzstan.ethz.ch. 2004. Creators: A.V. Mikolaichuk, F.Kh. Apayar

ВЛИЯНИЕ КРУПНЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ НА ЛОКАЛЬНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

А.Н. Мокрова

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

ВВЕДЕНИЕ

Инженерные сооружения зачастую испытывают на себе воздействия, связанные с геологическими процессами, протекающими в земной коре. Под постоянным давлением массы сооружения грунты в основе его фундамента постепенно уплотняются, и возникает смещение в вертикальной плоскости – осадка сооружения. Кроме того, осадка может быть вызвана другими причинами, например, работой тяжелых механизмов, движением транспорта, сейсмическими явлениями, влиянием подземных и грунтовых вод. В случае, когда грунты под фундаментом сооружения деформируются неодинаково или нагрузка на грунт неоднородна, осадка имеет неравномерный характер. Это приводит к другим видам деформаций сооружений: горизонтальным смещениям, сдвигам, перекосам, прогибам, которые внешне могут проявляться в виде трещин, крена и разломов, разрывов труб.

Одним из самых распространенных явлений вызывающим деформацию и разрушения инженерных сооружений выступают оползневые процессы. Процесс оползнеобразования возникает на склонах возвышенностей, на крутых берегах оврагов, рек, озер и морей. Скорость смещения оползней различна: от нескольких миллиметров в месяц до десятков метров в час. Ширина оползания может достигать сотен метров, а объем сместившихся масс измеряться миллионами кубических метров.

Главные причины, вызывающие неустойчивость пород на склонах, - это деятельность подземных вод, выходящих в виде родников, атмосферных осадков, выпадающих на самом склоне (образование селей), тектоническая трещиноватость пород, тектонические движения, а также хозяйственная деятельность человека.

Глинистые пласты, насыщенные подземными водами, выполняют роль смазки, которая снижают силы трения и уменьшают прочность оползающего массива. Различают: трансляционные оползни (оползание происходит отдельными глыбами), оползни-выдавливания (образуются за счет выдавливания пластичных глин, насыщенных подземными водами из под массива горных пород) [Гаврилов, 1989; Толстой, 1968].

При строительстве и эксплуатации сложных инженерных объектов, особенно повышенной опасности, оползни могут стать причиной разрушений или деформаций конструкций и сооружений, что в свою очередь может привести к серьезным негативным экологическим и социально-экономическим последствиям, возможно даже сопровождающимися человеческими жертвами.

Для того, что бы свести риск нарушений целостности конструкций в результате оползневой деятельности к минимуму, необходимо проводить исследования и мониторинг деформаций приповерхностных слоев Земли в районах расположения важных или экологически опасных инженерно-технических объектов. Одним из таких объектов является Загорская гидроаккумулирующая электростанция (ЗАГАЭС).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Загорская ГАЭС представляет собой - сложный гидротехнический объект, предназначенный для сглаживания пиковых напряжений в электросетях. ЗАГАЭС территориально расположена в 20 км от города Сергиев Посад Московской области.

Геологический разрез района, в котором находится исследуемый объект, представлен: кристаллическим фундаментом, состоящим из метаморфических и интрузивных пород залегающих на глубине 1500-2000 м; коренной части представленной породами мезозойского мелового периода с чередованием, субгоризонтально залегающих песчаных и глинистых слоев; четвертичных отложений аллювиального и озерного генезиса. Рельеф представляет собой корено-моренные образования московского оледенения.

Основные сооружения ЗАГАЭС находятся на склоне левого берега реки Кунья. Площадь которую занимает аккумулятивная электростанция составляет порядка 25 км^2. В связи с

конструктивными особенностями станции, она располагается на наклонном участке с перепадом между верхним и нижним уровнями бассейнов достигающим 100 м. Верхний и нижний бассейны соединены между собой напорными трубопроводами, по которым происходит ежесуточное перемещение 23 млн. $м^3$ воды из нижнего бассейна в верхний и такого же объема в обратном направлении. Еще в период изысканий на территории строительства были выявлены участки с активными оползневыми процессами. В связи с этим на склоне был реализован ряд конструктивных противооползневых мер.

Так как ЗАГАЭС относится к крупным объектам электроэнергетической отрасли, то согласно Постановлению Правительства Российской Федерации от 7 марта 1995г. на его территории предусмотрено создание геодинамического полигона, для наблюдений и последующего изучения тектонических, техногенных, физико-химических и других процессов, обуславливающих изменение свойств и состояния пород, которые в свою очередь, могут приводить к возникновению опасных деформаций.

На территории станции и в ее окрестностях проводится целый комплекс различных наблюдений, такие как: геодезические, геофизические и гидрогеологические измерения. По полученным результатам был выполнен и опубликован целый ряд работ [Генике и др., 2003; Гусева и др., 2009; Осика., 2009; Галаганов и др., 2010]. Одним из важных направлений производимых геодезических работ на Загорском геодинамическом полигоне, являются наблюдения спутниковой геодезии, выполняемые сотрудниками лаборатории «Спутниковой геодезии и деформометрии» ИФЗ РАН по договоренности с ЗАГАЭС и МИИГАиК.

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

На сегодняшний день, GPS наблюдения ведутся на 36-ти, закрепленных на местности, геодезических пунктах. Измерения проводятся два раза в год (весной и осенью) начиная с марта 2000 г. по настоящее время. В разное время в измерениях принимали участие еще 12 пунктов, на которых по различным причинам работы в настоящее время прекращены. Для наиболее жесткой фиксации сети в качестве опорных (референцных) были выбраны пять пунктов относительно которых, определяются координаты остальных рабочих (роверных) пунктов. Опорные пункты, образующие каркас сети, расположены на обоих берегах реки и размещаются на наиболее устойчивых, выбранных на основе геолого-геоморфологического обследования, открытых местах.

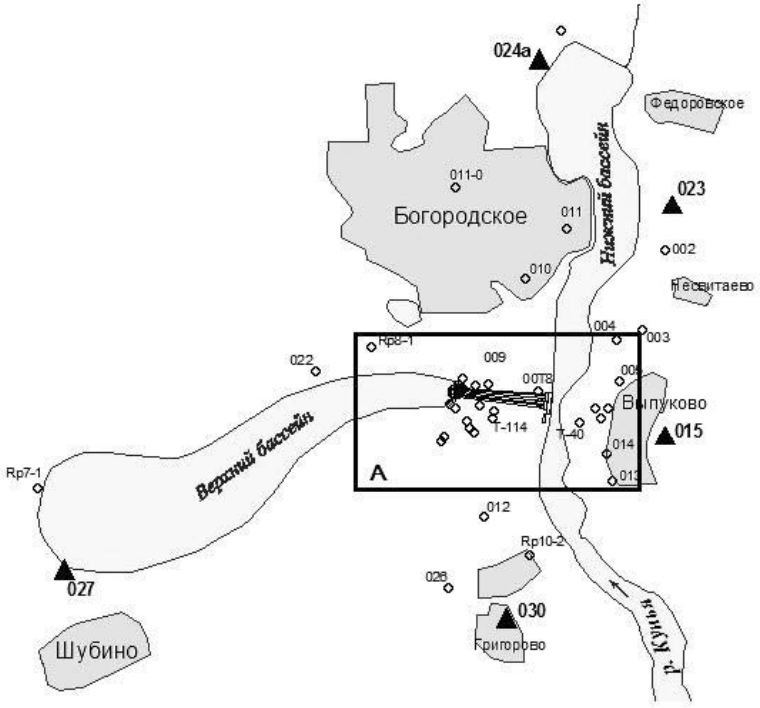


Рис. 1. Схема расположения опорных (треугольники) и рабочих (кружки) пунктов спутниковых измерений на Загорской ГАЭС. Прямоугольником показана область, в пределах которой производились детальные наблюдения

Линейные размеры геодинамического полигона сравнительно невелики. Расстояние между пунктами не превышают 10 км, что весьма положительно влияет на точность спутниковых определений их местоположения. Схема расположения пунктов представлена на рис. 1. Из него видно, что наиболее пристальное внимание уделяется деформационному мониторингу наклонного участка, по которому проложены трассы напорных трубопроводов.

Наблюдения проводятся дифференциальным (относительным) способом в статическом режиме, то есть псевдодальности измеряются одновременно на опорных и на рабочих пунктах сети. Спутниковые сигналы регистрируются с интервалом в 30с непрерывно, на протяжении всего цикла наблюдений. Время работы на опорных пунктах составляет от 72 до 90 часов; на рабочих – 6, 12 или 24 часа, в зависимости от предъявляемых требований к конкретному пункту. Во время полевых работ используются высокоточные двухчастотные GPS приемники фирм Trimble и Javad, которые позволяют определять координаты пунктов с максимальной точностью. Всего, как правило, бывает задействовано 12 комплектов GPS оборудования.

Данные полученные в результате полевых наблюдений в дальнейшем обрабатываются с помощью пакетов программ Trimble Geomatics Office и Trimble Total Control. Сначала производится расчет координат референцных пунктов, сеть уравнивается, а затем по длинам базисных линий определяются геодезические параметры роверных пунктов для каждого цикла измерений. В итоге мы получаем координаты опорных и рабочих пунктов в геоцентрической системе WGS-84, которые в дальнейшем для большей наглядности с помощью стандартных программ преобразовываются в плоские прямоугольные координаты в проекции Гаусса-Крюгера. Вычисление изменений координат каждого пункта во времени ведется относительно значений полученных для него в первом цикле измерений.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Для оценки деформационных процессов с помощью глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), в основном, используются плановые измерения, которые характеризуют горизонтальные смещения. Однако для мониторинга деформационных процессов в районах расположения важных технических объектов очень важно иметь информацию о вертикальных смещениях. К сожалению, точность высотных измерений с помощью методов космической геодезии в 2-5 раз хуже, чем плановых. Поэтому для решения этой задачи, как правило, используется нивелирование, которое требует больших трудозатрат, чем применение методов ГНСС. В связи с этим в данной работе ставилось целью выяснить, можно ли с помощью ГНСС получить достаточно детальное представление о вертикальных движениях коры на объектах, подобных ЗАГАЭС.

Для оценки деформаций земной коры на территории ЗАГАЭС рассматривался, как весь район работ в целом, так и более детально, выделенная область «А» (рис. 2). Эта область выбрана, для детального анализа, поскольку в ее пределах располагаются основные сооружения аккумулирующей электростанции: водоприемник, здание ГАЭС, напорные водоводы, соединяющие верхний и нижний бассейны ГАЭС, северный и южный, склоны, примыкающие к трассе водоводов, на которых расположены противооползневые защитные сооружения. Все перечисленные объекты подвержены сильным переменным нагрузкам, возникающим в процессе эксплуатации ГАЭС.

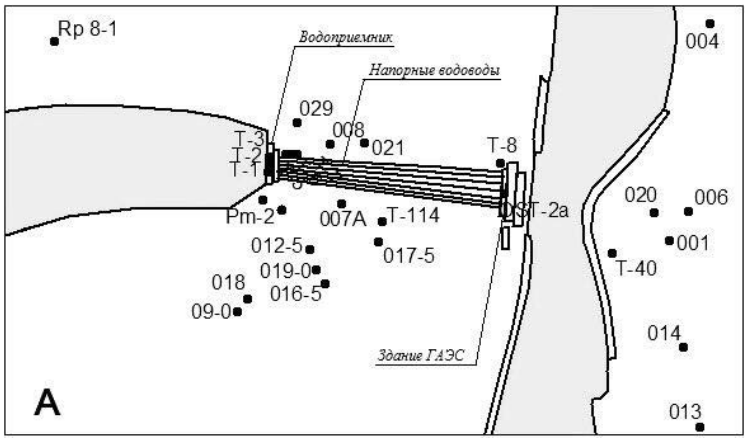


Рис. 2. Схема расположения пунктов спутниковых измерений (кружки) и основные элементы ЗАГЭС в области детальных наблюдений

В настоящей работе были использованы данные, полученные за временной период с марта 2000 г. по ноябрь 2012 г. За это время было проведено 24 сеанса измерений координат пунктов геодинамического полигона. Полученные плановые и вертикальные изменения местоположений рассматриваемых пунктов проанализированы отдельно. Несмотря на то, что основной целью работы является оценка и интерпретация именно высотных составляющих по полигону, необходимо отметить и некоторые результаты анализа изменений горизонтальных составляющих пунктов.

В результате детального анализа полученных данных было показано, что на территории развернутой сети пунктов общий фон среднегодовых плановых смещений достаточно спокойный и составляет 1-2 мм/год. На правом берегу реки направленность смещений в основном имеет юго-западную ориентировку - картина почти ничем не примечательная и вполне ожидаемая, поскольку это направление совпадает с градиентом понижения рельефа. Единственной заметной аномалией здесь является зона, примыкающая к берегу реки севернее выхода трубопровода к нижнему бассейну. В пределах этой зоны на трех пунктах наблюдаются смещения, противоположные общей направленности движения. На левом берегу, общая картина заметно меняется. На разных пунктах здесь часто наблюдаются разнонаправленные движения, что возможно связано с техногенным влиянием гидротехнического комплекса ЗАГАЭС, а скорости горизонтальных смещений на них несколько выше, порядка 2.5 – 3 мм/год.

Относительно спокойный фон горизонтальных движений резко нарушается в области расположения трубопровода и насосных сооружений. Здесь наблюдается несколько локальных аномалий, в пределах которых скорости горизонтальных смещений существенно возрастают, достигая 6 мм/год. Это может быть связано с быстрыми изменениями давления на грунт в результате перекачки больших водных масс и воздействием сильных вибраций, возникающих во время работы насосного оборудования. Таким образом, в процессе своей работы ЗАГАЭС может инициировать развитие деформационных процессов, способных помещать ее полноценному функционированию.

В связи с этим интересно отметить, что помимо зон с повышенными скоростями горизонтальных смещений, в области водоприемника и верхней части трассы напорных водоводов выделяется зона, где, напротив, наблюдаются очень низкие скорости горизонтальных смещений (менее 0.5 мм/год). На рис. 3 хорошо видно, что эта зона приурочена к области расположения дренажной завесы. Следовательно, применение такого рода защитных сооружений позволяет достаточно эффективно бороться с опасными геодинамическими явлениями, возникающими в коре в результате работы гидротехнических сооружений и агрегатов.

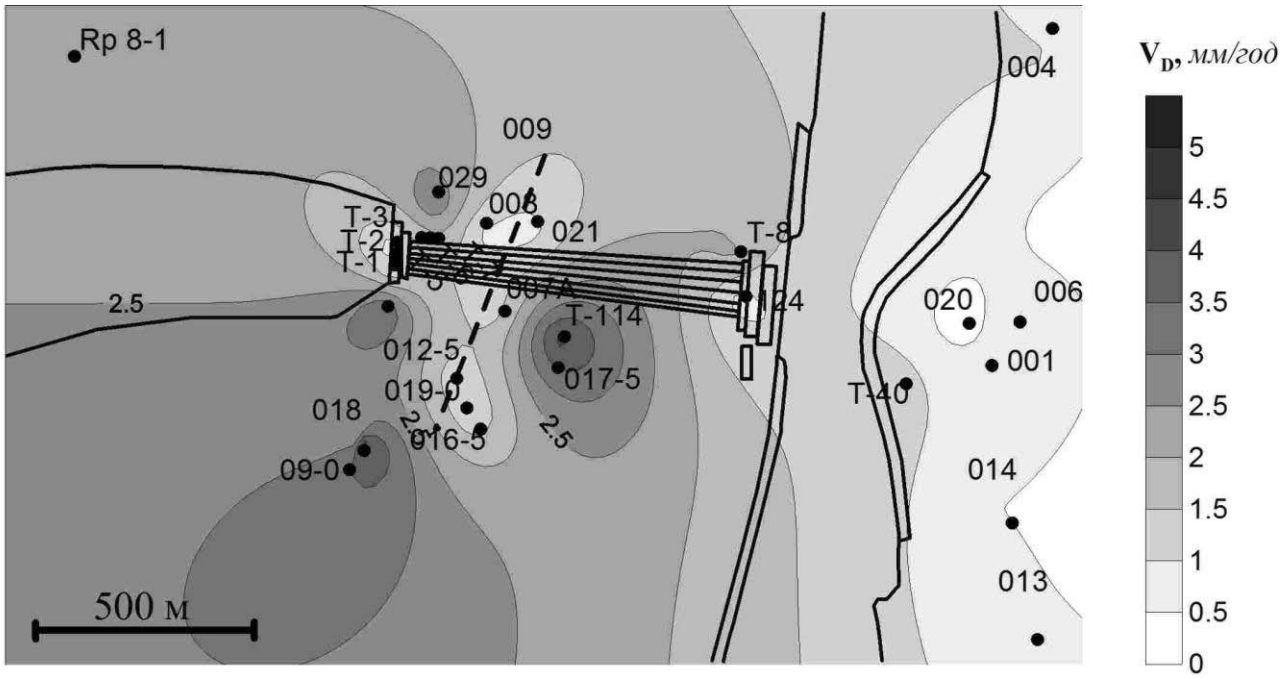


Рис. 3. Распределение средних скоростей горизонтальных смещений в районе напорных водоводов ЗАГАЭС (область А) за период с 2000 г. по 2012 г. Пунктирной линией условно показано положение дренажной завесы

Рассмотрим теперь вертикальные деформации земной коры геодинамического полигона, полученные в результате высотных измерений с помощью методов спутниковой геодезии. Прежде всего, были проанализированы временные изменения высот на всех пунктах наблюдений за весь рассматриваемый период. На рис. 4, где представлены примеры таких изменений, хорошо видно, что для большинства из них характерно наличие тренда, на который накладываются знакопеременные флуктуации разной амплитуды.

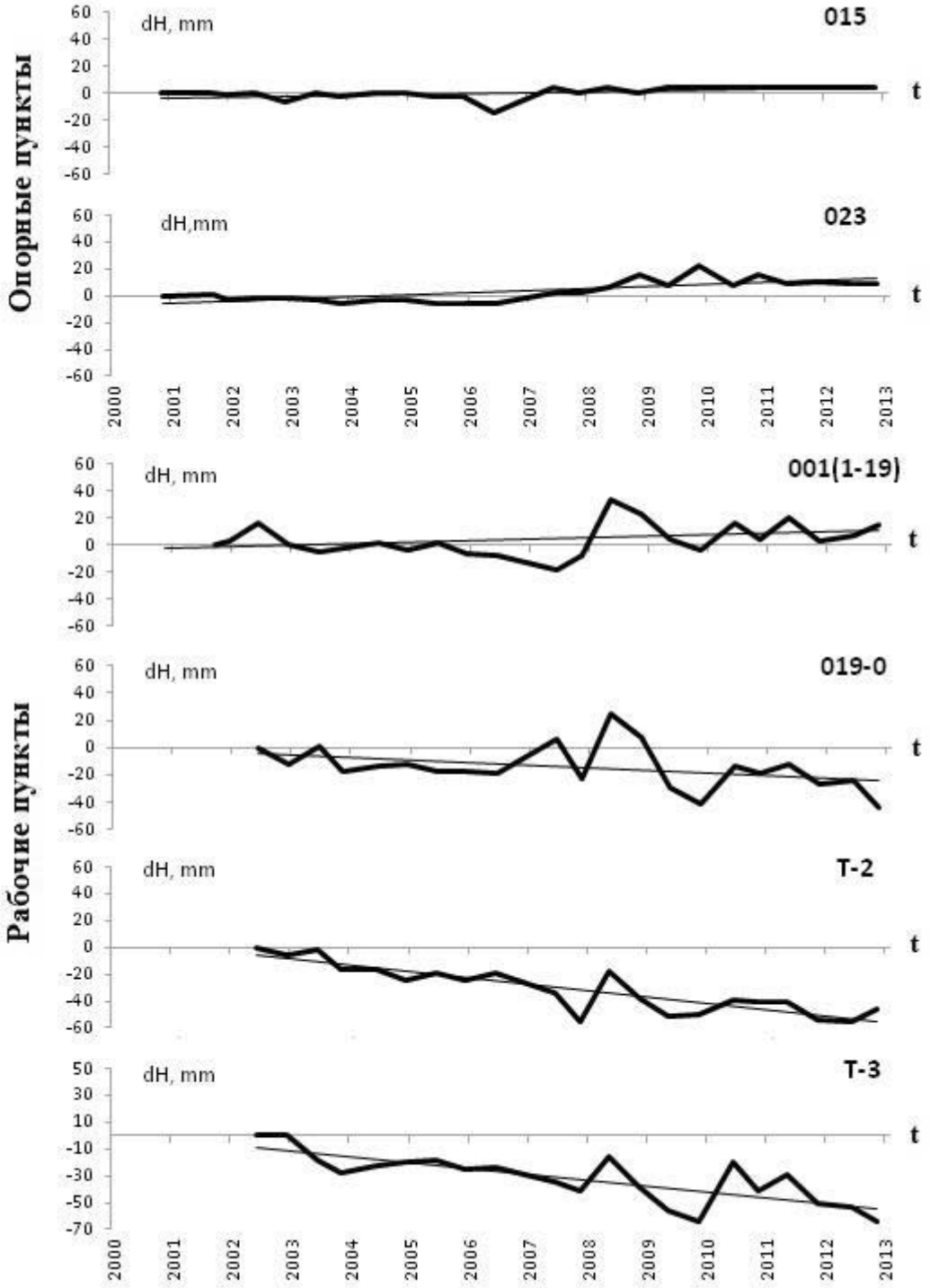


Рис. 4. Примеры изменения высот в зависимости от времени на разных пунктах наблюдений

Наличие трендов показывает, что почти на всех пунктах наблюдается закономерное изменение высот, которое линейно возрастает со временем. Скорости таких изменений определяется угловыми коэффициентами линий тренда. На рисунке видно, что на разных пунктах они меняются в достаточно широких пределах.

Кроме того видно, что на трендовые составляющие накладываются неупорядоченные знакопеременные флуктуации, амплитуды которых также меняются от пункта к пункту. Возникновение таких флуктуаций может быть связано с влиянием целого ряда техногенных и естественных факторов, включая сезонные и погодные. Нужно отметить, что на опорных пунктах их амплитуды намного меньше, чем на остальных, что убеждает нас в правильности выбора этих пунктов в качестве опорных. Интересно также отметить, что наиболее интенсивные флуктуации наблюдались фактически на всех пунктах в 2008 г.

Для оценки скоростей упорядоченных трендовых смещений, временные изменения высот на каждом пункте аппроксимировались линейной зависимостью:

$$z(t) = b \cdot t + c. \qquad (1)$$

Коэффициенты b и c определялись методом наименьших квадратов по всей совокупности измерений, выполненных на данном пункте за весь период наблюдений. В качестве искомой оценки использовался угловой коэффициент b, равный средней скорости смещения пункта за рассматриваемый период времени. Помимо этого, для оценки надежности его определения вычислялось значение r - коэффициента корреляции между z и t. Поскольку повышение амплитуд знакопеременных флуктуаций должно приводить к уменьшению коэффициентов корреляции и наоборот, этот параметр использовался также в качестве меры упорядоченности изменения высот во времени.

Полученное по такой методике пространственное распределение коэффициентов корреляции в пределах всего геодинамического полигона представлено на рис. 5. Видно, что на большей части этой территории их величины лежат в пределах -0.4 - 0.4. Столь малые абсолютные значения r показывает, что, в основном, в этой области преобладают неупорядоченные знакопеременные флуктуации высот.

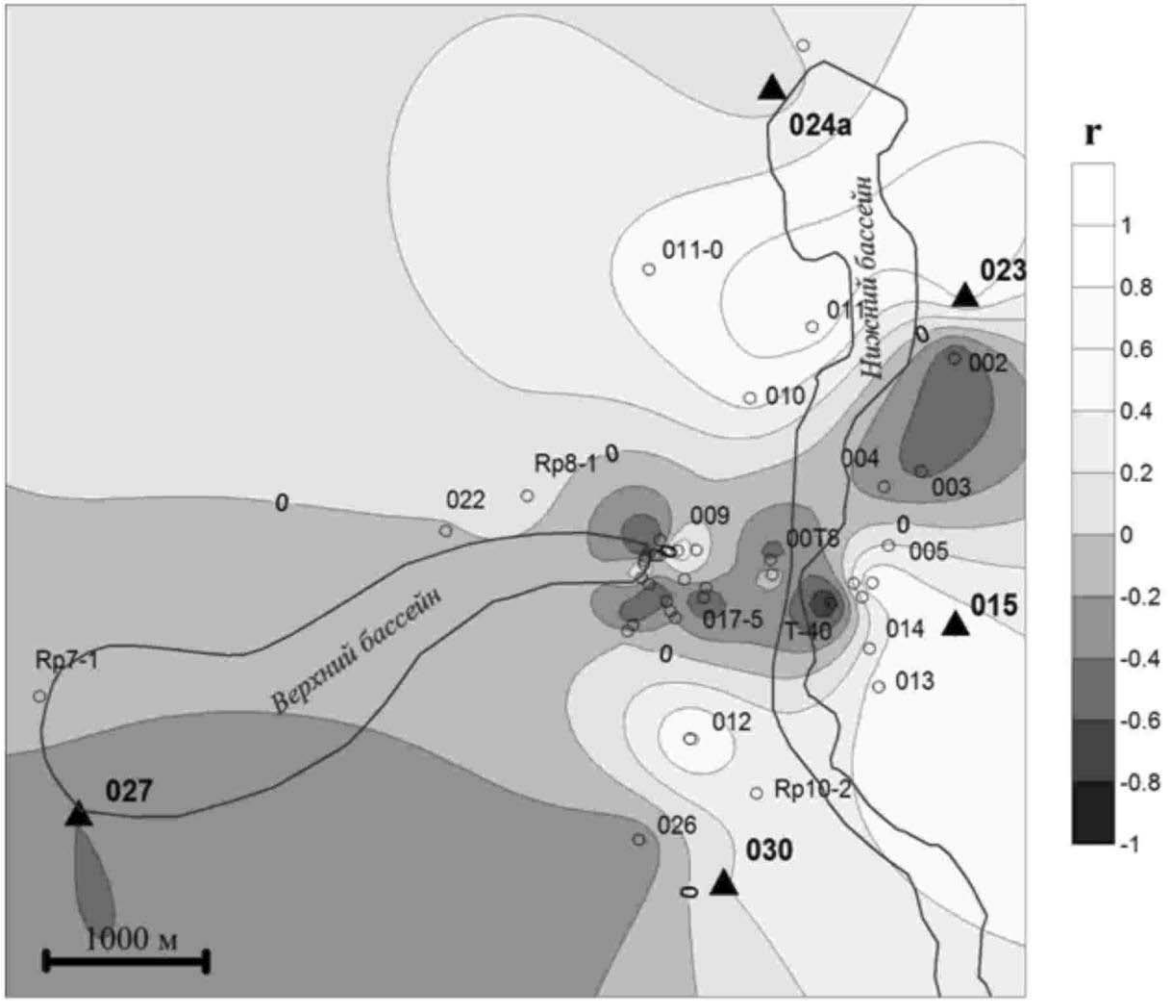


Рис. 5. Распределение коэффициентов корреляции зависимостей z(t) в пределах всего геодинамического полигона в районе расположения Загорской ГАЭС за период с 2000 г. по 2012 г.

Однако в районе расположения напорных водоводов и агрегатов выделяется несколько зон, в пределах которых значения *r* уменьшаются до -0.9, что свидетельствует о свидетельствует о стабильном проседании земной поверхности. Еще одна такая зона наблюдается на правом берегу реки севернее выхода трубопровода к нижнему бассейну, то есть там, где ранее отмечалось аномальное изменение скоростей горизонтальных движений. Появление последней, вероятно, связано с наличием напротив водосброса укрепленного берега и направлением течения реки на север. Севернее и южнее этих зон расположены еще две аномальные области, в пределах которых значения *r* достигают 0.7, что позволяет их интерпретировать как зоны вздымания.

Более детально изменения высот в районе расположения напорных водоводов и агрегатов (область А) показаны на рис. 6. Видно, что здесь выделяется несколько локальных зон с высокими скоростями проседания, достигающими 5.5 мм/год. Как уже говорилось, их появление может быть связано с влиянием быстрых изменений давления на грунт в результате перекачки больших водных масс и воздействием сильных вибраций, возникающих во время работы мощных насосов.

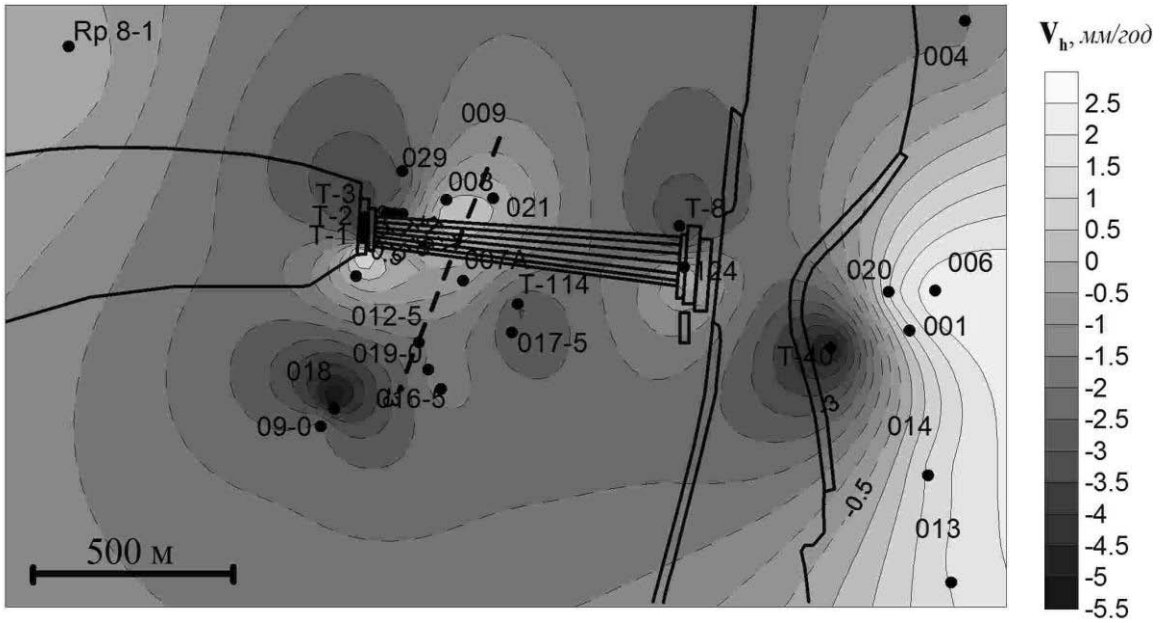


Рис. 6. Распределение средних скоростей вертикальных смещений в районе напорных водоводов ЗАГАЭС (область А) за период с 2000 г. по 2012 г., полученное методами спутниковой геодезии. Пунктирной линией условно показано положение дренажной завесы

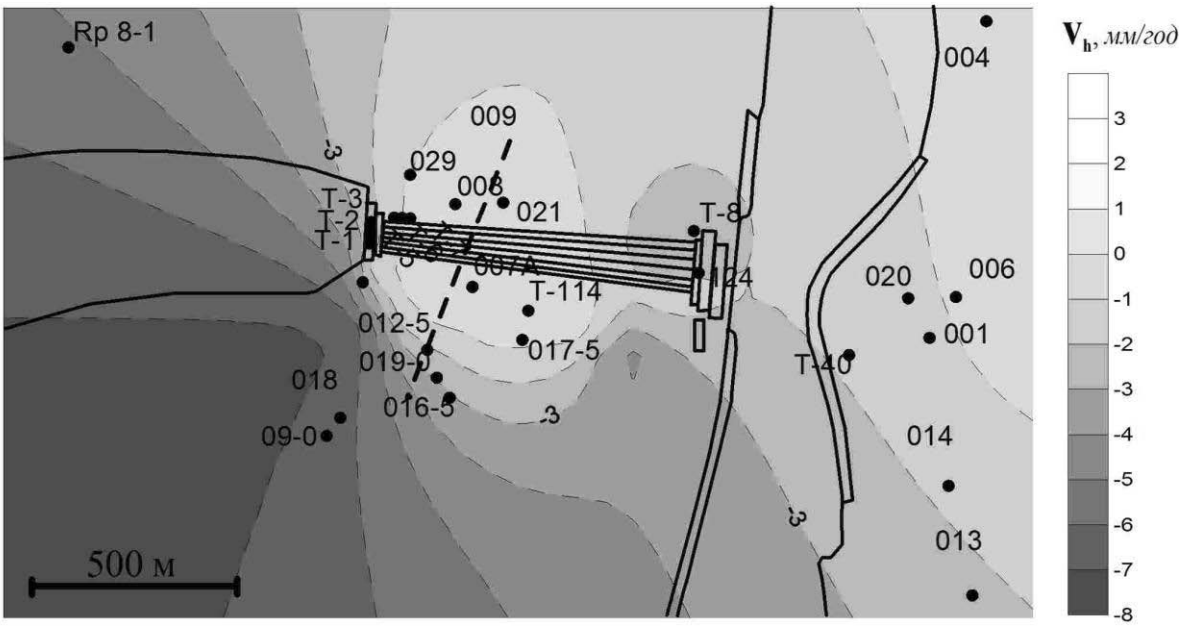


Рис. 7. Распределение средних скоростей вертикальных смещений в районе напорных водоводов ЗАГАЭС (область А) за период с 2000 г. по 2012 г. по данным нивелировки второго класса. Пунктирной линией условно показано положение дренажной завесы

Помимо этого здесь, также как и на рис. 3, выделяется зона низких скоростей (менее 0.5 мм/год) вертикальных движений, приуроченная к области расположения дренажной завесы. Следовательно, применение таких защитных сооружений позволяет достаточно эффективно бороться не только с опасными горизонтальными, но и вертикальными движениями, возникающими в коре в результате работы гидротехнических сооружений и агрегатов.

Важно отметить, что характер распределения скоростей вертикальных движений в районе расположения напорных водоводов и агрегатов подобен аналогичному распределению скоростей горизонтальных смещений. Интересно, что оба эти распределения неплохо согласуются с данными нивелировки, которая регулярно проводилась в рассматриваемой области начиная с 1984 г. (рис. 7). К сожалению, нивелирование и спутниковые наблюдения производились здесь по разным системам пунктов наблюдений и по разным временным схемам. Тем не менее, величины скоростей вертикальных движений и общая картина их распределения на рис. 6 и 7 в основном согласуется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты показывает, что применение методов спутниковой геодезии позволяет получить достаточно детальное представление не только о горизонтальных, но и о вертикальных движениях коры на объектах, подобных Загорской гидроаккумулирующей электростанции.

В данной работе с их помощью изучены горизонтальные и вертикальные движения земной поверхности в районе расположения этой станции за двенадцатилетний период наблюдений.

Показано, что в процессе своей работы это гидротехническое сооружение может инициировать заметное повышение скоростей горизонтальных и вертикальных движений земной поверхности.

Показано также, что, применение защитных сооружений типа дренажных завес позволяет достаточно эффективно бороться с опасными геодинамическими явлениями, возникающими в коре в результате работы гидротехнических сооружений и агрегатов.

ЛИТЕРАТУРА

Гаврилов В.П. Общая и историческая геология и геология СССР. 1989. М:. Недра. С. 45-47.

Галаганов О.Н. Гусева Т.В., Розенберг Н.К., Передерин В.П. Деформационный мониторинг оползневых геологических структур // Триггерные эффекты в геосистемах. Под ред. Адушкина В.В. и Кочаряна Г.Г. М.: ГЕОС. 2010. С. 261-268.

Генике А.А. Черненко В.Н. Комплексные исследования на локальных геодинамических полигонах // Геопрофи. 2003. №2. С.11-15.

Осика И.В. Оценка техногенного воздействия от работ гидроаккумулирующей электростанции на геологическую среду (на примере Загорской ГАЭС) // Автореферат канд. диссер. 2009. Москва. 22 с.

Толстой М.П. Геология с основами минералогии и петрографии. 1968. Москва.: Высшая школа. 496 с.

СТРУКТУРНЫЕ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ХАЙДАРКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РТУТИ

В.А. Корчемагин, В.С. Емец, А.В. Никитенко, И.О. Павлов

Донецкий национальный технический университет, г. Донецк

Хайдарканское месторождение было открыто геологами Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР В.Э. Поярковым и В.И. Поповым в 1926 г. Месторождение располагается в пределах Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса Средней Азии, который контролируется зоной Северо-Катранского регионального глубинного разлома субширотного простирания. Разлом прослеживается вдоль южной окраины Ферганской котловины и подножий Алайского и Туркестанского хребтов на сотни километров.

Структурная позиция Хайдарканского месторождения определяется сводовой частью одноименной крупной антиклинальной складки, ядро которой обнажается в современном эрозионном срезе в северном борту Хайдарканской долины. Складка характеризуется очень сложным строением. На площади месторождения в формирование складки вовлечена крупная покровная структура. В результате здесь в разрезе толщи наблюдаются обратные возрастные взаимоотношения пород: перекрытие терригенно-карбонатными породами силурийского и девонского возраста нижне-, среднекарбоновоых карбонатных отложений (рис. 1).

На современном уровне эрозионной поверхности в тектонически нарушенной сводовой части Хайдарканской антиклинали породы аллохтона частично смыты. В пределах тектонически обособленных блоков остались лишь хаотические образования его подошвенной части. Последние представлены типичными олистостромовыми отложениями т.н. Каранглинского комплекса (верхи карбонатного алайского разреза, C_{1-2}) и дезинтегрированными породами аллохтонной части покрова.

Разными исследователями эти образования рассматриваются либо как доскладчатый Маляранский комплекс меланжа, либо как послескладчатый Тульский терригенный меланж.

На структурно-геологической карте месторождения м-ба 1:25000, отстроенной в 1964 г А.И. Гончаровым отмечаются отчетливые ступенчатые искривления оси Хайдарканской антиклинали. При этом восточные фрагменты прямолинейных отрезков оси складки постоянно демонстрируют южное смещение относительно западных фрагментов. На участках между этими фрагментами отчетливо дешифрируются мелкие и средние тектонические разрывы с преимущественно северо-западным простиранием сместителей. Одно из подобных крупных искривлений приходится непосредственно на центральную часть Хайдарканского месторождения, где расположены карьеры Западный, Плавиковая и Медная гора, Южный.

По результатам геологоразведочных работ (более 4000 скважин) в своё время был отстроен гипсометрический план первого рудовмещающего горизонта – кровли карбонатных пород алайского разреза (рис. 2). На этом плане отображена поверхность сильно деформированной антиклинальной формы восток – северо-восточной ориентировки с пологим сложно построенным ядром и более чётко очерченными крыльями. Восточная часть структуры относительно западной смещена к югу на 1.5 км.

В восточной части складки на участке с пологим залеганием свода выделяется эшелон мелких складчатых форм. Шарниры этих мелких складок в пространстве располагаются кулисообразно, подчиняясь закону левого кулисообразного ряда. По простиранию эта полоса развития складок упирается в широкую зону рассеянных северо-западных разломов. Помимо разрывов северо-западной ориентировки здесь геометризуется несколько нарушений с север – северо-восточным простиранием сместителей.

В процессе структурных исследований, выполненных на Хайдарканском рудном поле, было установлено, что здесь преобладают разломы и тектонические трещины северо-западного и север – северо-восточного простирания. В карьерах был задокументирован ряд сравнительно крупных разломов с северо-западным простиранием сместителей (аз.пр. 290-310°). В пределах крупных известняковых глыб олистоплаков эти разломы проявляются в виде сосредоточенных (1-3 м) крутозалегающих зон известняковых брекчий, сцементированных белым кальцитом и полосчатым арагонитом. Преобладают крутые углы падения (75-80°) в юго-западном направлении. С выходом в терригенный матрикс зоны брекчий вырождаются в зоны тектонического рассланцевания с заполненными глинкой трения шовными зонами. В кинематическом отношении рассматриваемые разломы характеризуются как правые взбросо-сдвиги с преобладающей сдвиговой составляющей амплитуды смещения.

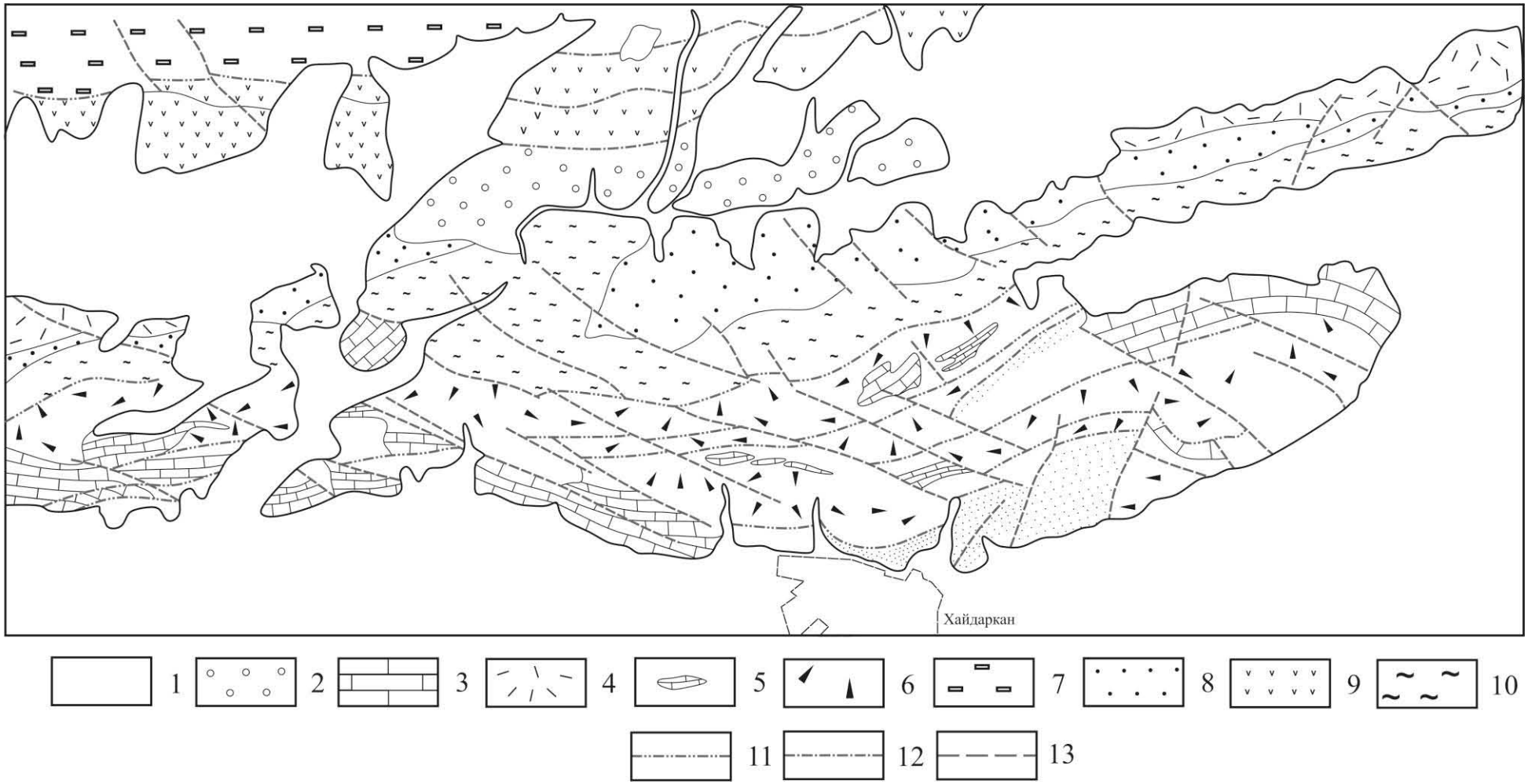


Рис. 1. Структурно-геологическая карта Хайдарканского рудного поля (составлена В.С. Емцем по материалам А.И. Гончарова): 1 – алаудинская свита (N_2 – Q); 2 – массогетская свита; 3 – толубойская свита (C_2tl); 4 – шютская свита ($C_{1\text{-}2}$sf); 5 – олистоплаки и глыбы известняков газской (C_1g), пыркафской (C_2p), пешкаузской (P_1ps) свит в Маляранском и Каранглинском комплексе; 6 – Маляранский комплекс меланжа ($C_{1\text{-}2}$ml); 7 – карабанская свита (D_3); 8 – тамгинская свита (C_2 – D_1ta); 9 – сарталинская свита (S_1 – D); 10 – матчайская свита (S_2m); 11-13 – тектонические нарушения: 11 – надвиги, 12 – взбросы, 13 – сдвиги

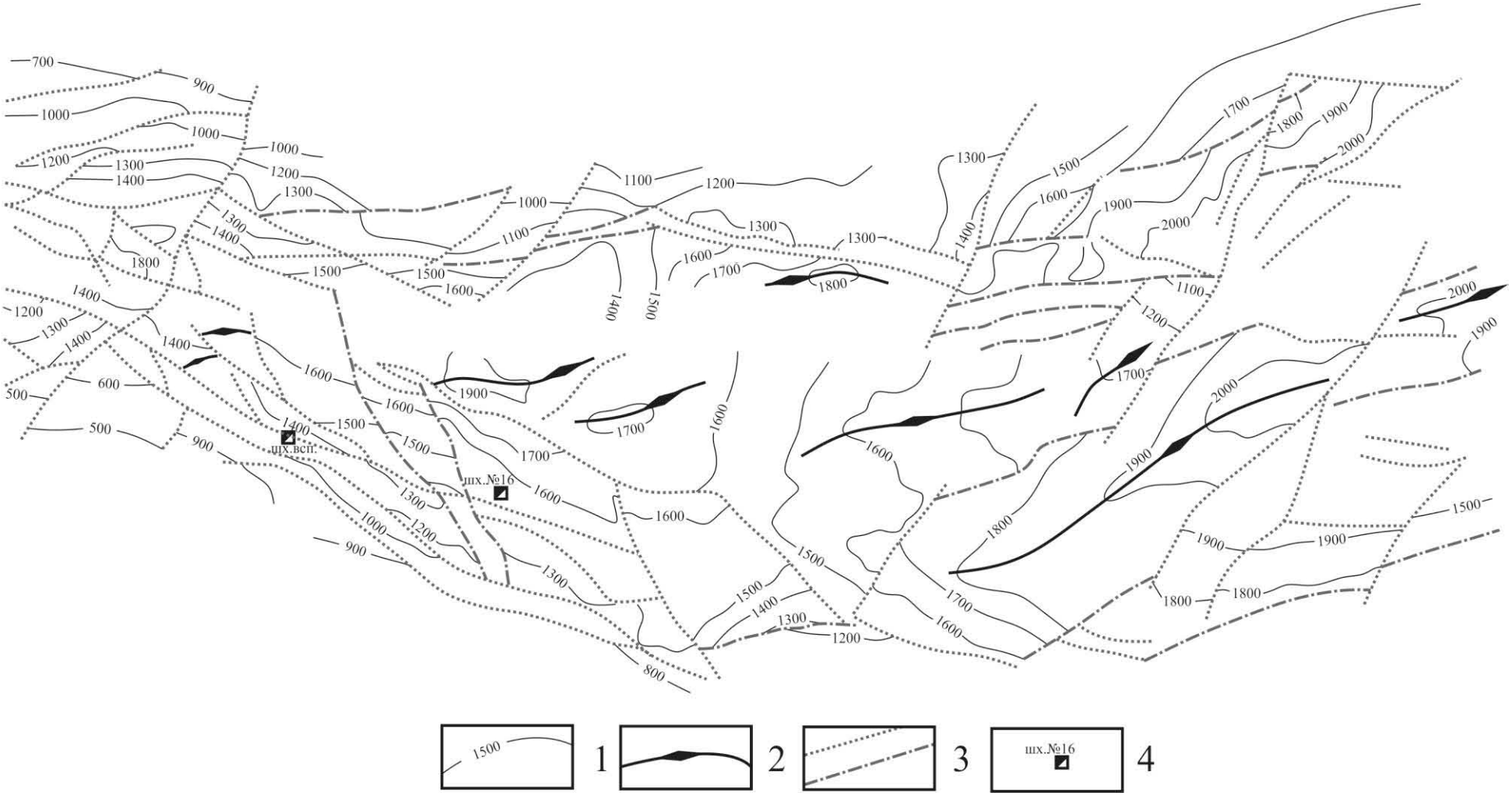


Рис. 2. Гипсометрический план кровли рудовмещающего горизонта (по материалам В.И. Никитина, В.В. Мачулина): 1 – изогипсы кровли рудовмещающего горизонта; 2 – оси антиклинальных форм; 3 – тектонические нарушения; 4 – стволы шахт

Сравнительно крупный разлом северо-восточного простирания был изучен в карьере «Южный». Его элементы залегания: аз.пад.120-140°∠75-80°. В терригенной толще разлом вырождается в маломощную (до 1 м) зону рассланцевания и сопровождается пластическими подворотами. В кинематическом отношении он характеризуется как левосторонний сдвиг.

В группу субширотных – северо-восточных крупных разломов входит т.н. «Диагональный» разлом, вскрытый в северном крыле Хайдарканской антиклинали. Сместитель разлома вскрыт в карьерах «Кара-Арча», «Плавиковая гора», «Западном» в виде достаточно широкой (до 10 м) зоны рассланцевания в крупноглыбовых брекчиях Маляранского комплекса. Вскрытый разлом обладает северо-западным падением с углом 60-70°. По результатам геометризации разлом характеризуется как согласный взброс.

Крупный разлом с аналогичным простиранием сместителя дешифрирован авторами в южном крыле Хайдарканской антиклинали в северном борту долины рядом с автодорогой на перевале Метингбе. Его положение определяется по крутым углам падения (50-60°) в сторону Хайдарканской долины пластов галечных отложений неоген-нижнечетвертичного возраста. Для сместителя этого разлома предполагается южное падение и взбросовые смещения крыльев.

Пространственные взаимоотношения рассмотренных согласных взбросов, позволяют рассматривать их как тектонические ограничения рампового грабена в пределах которого замковая часть Хайдарканской складки опущена относительно своих крыльев.

В процессе исследований, производился массовый замер тектонических сколов с элементами кинематики в породах всех возрастных комплексов. Выполненные замеры использовались для реконструкции параметров тектонических полей напряжений. Реконструкции выполнялись кинематическим методом [Гущенко, 1973, 1979].

Реконструкции параметров полей напряжений (ориентация осей главных напряжений и коэффициента Лодэ - Надаи) производились для отдельных участков горного массива с линейными размерами в десятки метров (локальный уровень) и в целом по Хайдарканскому рудному полю (региональный структурный уровень).

На локальном структурном уровне наблюдается большая изменчивость параметров напряжений. Нередко наблюдается переиндексация осей σ_1 и σ_2 или σ_3 и σ_2, т.е. направление осей главных нормальных напряжений в пространстве остаётся неизменным, меняется лишь их наименование. В целом, всё же, преобладает субгоризонтальная север – северо-западная ориентировка локальных осей сжатия (σ_3) и горизонтальная или наклонная к северо-востоку или юго-западу ориентировка оси растяжения (σ_1).

В широких пределах на локальном уровне изменяется и вид напряженного состояния. На отдельных участках деформации происходили в предельных условиях, от близких к одноосному сжатию (μ_σ = +1), до условий одноосного растяжения (μ_σ = -1). Однако более распространены участки массива, которые испытывали деформирование в условиях трёхосного или плоского напряженного состояния (μ_σ = -0,5÷+0,5), характерного для зон продольно-зонального сдвигания.

Региональный структурный уровень тектонического поля напряжений Хайдарканского рудного поля характеризуется почти горизонтальным положением осей главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3. Направление максимальных сжимающих напряжений регионального уровня (σ_3) составляет аз.пад.317°∠10°. Ориентировка максимальных растягивающих напряжений регионального уровня (σ_1) – аз.пад.57°∠15°.

Т.о., восстановленное на Хайдарканском месторождении поле тектонических напряжений характеризуется субгоризонтальным расположением осей действия главных нормальных напряжений. В условиях хрупкого разрушения массива в этом поле тектонических напряжений формируются разрывные структурные элементы (трещины, разломы) двух основных сопряженных ориентировок. В кинематическом отношении разломы этих двух ориентировок характеризуются как сопряженные сдвиги с противоположными знаками относительного смещения своих крыльев.

На Хайдарканском месторождении восстановленному полю по своим кинематическим характеристикам соответствуют две группы трещинно-разрывных структур. Прежде всего это широко распространенные на месторождении трещины и средние по масштабу разрывы с северо-западным (аз.прост. 290-310°) простиранием крутозалегающих сместителей, вдоль которых однозначно установлены правосторонние горизонтальные смещения.

Сопряженными с ними являются менее распространенные трещины и мелкие разрывы с север – северо-восточным простиранием (аз.прост. 15-30°) с установленным левосторонним смещением крыльев.

В центральной части месторождения на участке ступенчатого искривления рудоконтролирующей антиклинали геологами Хайдарканской ГРП, в своё время, была геометризована зона сосредоточенного развития северо-западных разломов в пределах довольно широкой полосы (2.0 км), с которой на восточном фланге соприкасается левый кулисообразный ряд мелких антиклинальных форм (рис.). В расположении северо-западных нарушений устанавливается эшелонированность правого знака.

Обычно деформации подобного типа при моделировании наблюдались вдоль продольной грани развивающейся снизу вверх зоны продольно-зонального сдвигания. Данный структурный парагенезис обычно предварял образование шовной зоны подобного разлома. Причём формирование в этой зоне бескорневых складчатых форм происходит в слоистых толщах только в приповерхностных условиях, где вес вышележащих пород не препятствует этому.

Т.о., рассмотренные выше закономерности в расположении разрывных и складчатых элементов в центральной части месторождения позволяют достаточно обосновано дешифрировать здесь широкой зоны продольно-зонального правостороннего сдвигания, расположенной над крупным глубинным правым сдвигом, по которому свод Хайдарканской антиклинали ступенчато смещается на 1.0-1.5 км.

Сама Хайдарканская антиклиналь в таком случае имеет более раннее происхождение, нежели рассмотренный парагенезис более мелких деформаций. В тоже время её осевая плоскость располагается преимущественно ортогонально положению оси действия главных сжимающих напряжений реконструированного тектонического поля. Это позволяет рассматривать её образование вместе с осложняющими продольными взбросами в условиях продольного изгиба слоистой толщи. В случае реализации этого механизма деформаций, положение оси главных растягивающих напряжений должно быть близко к вертикали.

Подобная ориентация осей действия главных нормальных напряжений достаточно часто устанавливалась в реконструкциях тектонических полей локального уровня, в частности на участке Кара-Арчинского карьера. Здесь при суммировании осей σ_1 устанавливалось их преимущественно субвертикальное положение.

В экспериментальной тектонофизике хорошо изучен вариант закономерного изменения деформирования геологического массива в условиях продольного изгиба толщи. На стадии, когда возможность изгиба толщи в складку за счет высвобождения материала в вертикальном направлении полностью реализуется, в условиях продолжающегося субгоризонтального сжатия её развитие прекращается, и она начинает расширяться диагональными сдвигами. Основной тектонофизической причиной этому, является переориентация в пространстве оси действия главных растягивающих напряжений. Из первоначально вертикального положения, сопровождающего образование складок продольного изгиба и осложняющих их продольных соскладчатых взбросов, она переориентируется в горизонтальное положение. Этим обуславливается состояние плоской деформации, в условиях которой уже образовавшиеся структурные элементы начинают разобщаться диагональными сдвигами двух сопряженных ориентировок.

Результаты тектонофизических исследований на Хайдарканском рудном поле вписываются в такую последовательность формирования структуры, когда на начальной стадии при близгоризонтальном сжатии в СЗ-ЮВ направлении в слоистой толще, уже осложненной к тому времени крупным тектоническим покровом, формируется крупная антиклинальная складка продольного изгиба. Сопровождающие её развитие согласные взбросы осложняют строение её свода и крыльев в виде рамповых грабенообразных понижений центральных блоков, смещая вместе с напластованием тектонические элементы собранной в складку покровной структуры (рис. 3).

На завершающей стадии при сохраняющемся горизонтальном сжатии в том же направлении за счёт переориентации оси действия растягивающих напряжений в геологическом объёме начинают формироваться диагональные сдвиги. Они разобщают и смещают сформированные к тому времени деформационные элементы предыдущих стадий. В процессе развития этих сдвигов возможна фрагментарная активизация древних разрывов. Положение крупных «слепых» правых сдвигов контролируется на дневной поверхности широкими зонами продольно-зонального сдвигания часто с полным набором элементов структурного парагенезиса (сопряженные сдвиги, складки «волочения»). Левые сдвиги с север – северо-восточным простиранием в количественном отношении и по своим размерам значительно уступают правосторонним северо-западным сдвигам.

В своё время, рудоконтролирующее значение диагональных сдвигов, на основании линеаментного анализа космоснимков предсказывала Н.А. Яблонская [1986].

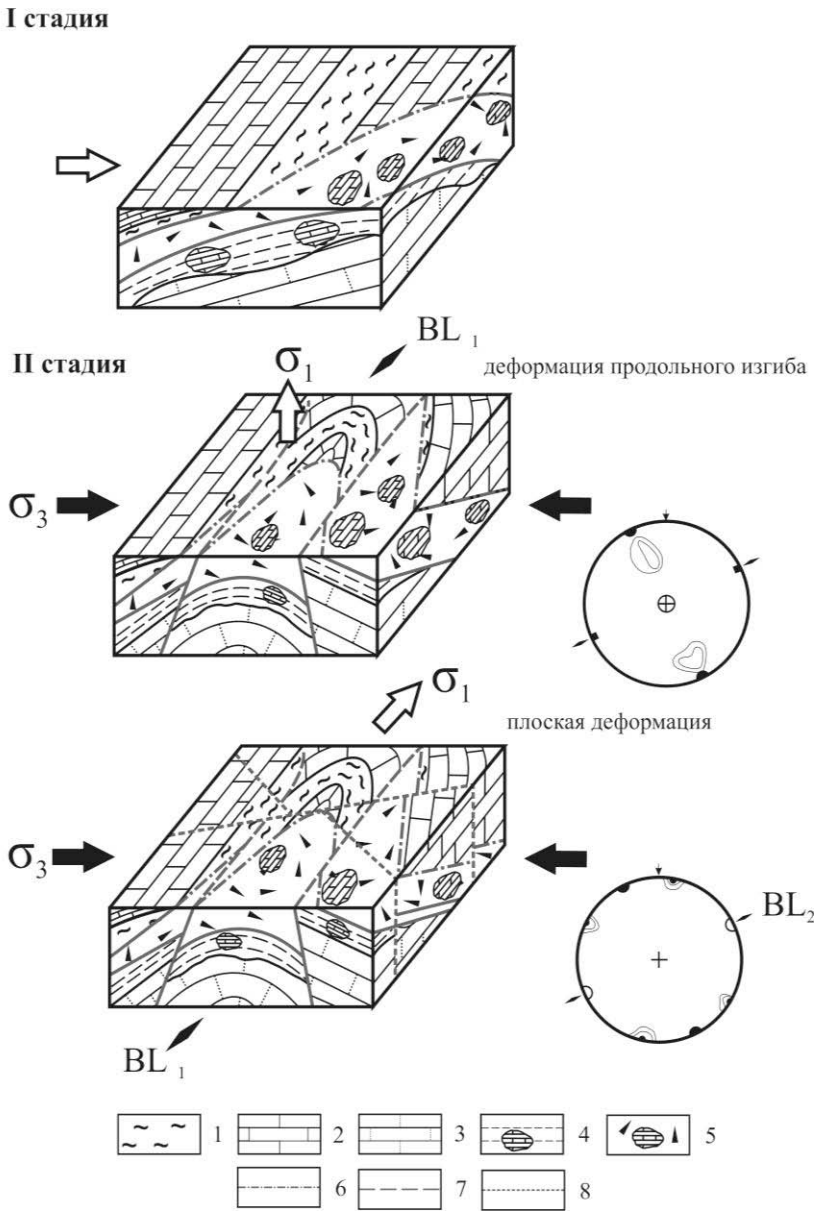


Рис. 3. Стадии формирования структуры Хайдарканского месторождения.

1, 2 – терригенные и карбонатные породы нижнего палеозоя; 3 – карбонатные породы алайского разреза Южной Ферганы (C_{1-2}); 3 – Каранглинский олистостромовый комплекс (C_2); 5 – Маляранский комплекс (меланж) (C_{1-2}); 6-8 – тектонические нарушения: 6 – надвиги, 7 – взбросы, 8 – сдвиги

Результаты тектонофизического картирования свидетельствуют о том, что эти структуры на месторождении в зависимости от масштаба могут быть рудоподводящими (крупные) и рудовмещающими (мелкие разломы и крупные трещины). Косвенным подтверждением первому является приуроченность основных запасов киновари и сурьмы центральной частим месторождения к широкой зоне продольно-зонального правостороннего сдвигания в сводовой части антиклинали. Положение наиболее распространенных на месторождении структурно-морфологических типов рудных тел контролируется, в основном, мелкими разломами и трещинами этих генетических групп под экранирующими поверхностями, имеющими литологическую или тектоническую природу. Это сланцевые экраны над джаспероидами, глинистые прослои в толще известняков, глинистые швы взбросов и шарьяжных поверхностей.

При подобной трактовке процессов рудообразования возраст оруденения должен определяться временем формирования рудоподводящих диагональных сдвигов.

Наиболее молодыми породами на Хайдарканском месторождении, в которых было реконструировано сдвиговое поле напряжений, являются кислые гранитоиды нижнепермского возраста. Реконструкция подобного же поля напряжений была выполнена и в крупном массиве аналогичных гранитоидов в южном борту Хайларканской долины в окрестностях кишлака Газ.

Однако самыми молодыми породами, в которых восстановлено подобное поле напряжений, являются верхнемеловые конгломераты и известняки на левобережье р. Сох в районе посёлка Туль.

Т.о., решающее значение для формирования самого Хайдарканского месторождения и его структуры имело самое молодое (по-видимому, альпийское) поле напряжений и связанный с ним парагенезис сдвиговых деформаций.

ЛИТЕРАТУРА

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Док. АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331-334.

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.

Яблонская Н.А. Роль олигоцен-четвертичных складчато-надвиговых деформаций в формировании структур Южного Тянь-Шаня // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 4. С. 162-166.

ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ КОРЫ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ ПО ДАННЫМ КАТАЛОГА МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ EMSC

О.О. Овчаренко[1,2]*, П.А. Саввичев*[1,2]*, Ю.Л. Ребецкий*[2]

[1] - Московский государственный университет (физ. фак-ет), г. Москва
[2] - Институт физики Земли РАН, г. Москва

Каталог механизмов очагов землетрясений EMSC. Европейский-Средиземноморский Сейсмологический Центр (European-Mediterranean Seismological Centre) – EMCS имеет каталог механизмов очагов землетрясений в виде двойного диполя для 1876 событий с 19905 по 1986 гг. Диапазон магнитуд событий этого каталога от 1.8 до 7.5. Большая часть данных, представленных в каталоге EMSC, являются результатом обработки сейсмограмм, записанных на сейсмостанциях сети EMSC, с информацией о гипоцентре и времени в очаге землетрясения. Задача исследования состояла в обработке этих данных программой STRESSseism, основанной на алгоритме метода катакластического анализа разрывных смещений и позволяющей получать параметры тензора тектонических напряжений, ответственного за возникновения землетрясений с данными параметрами механизмов.

Date & Time UTC	Lat deg	Long deg	Dep km	Mw	Mo	Strike A	Dip A	Rake A	Strike B	Dip B	Rake B	XX	XY	XZ	YY	YZ	ZZ
1 - 2 - 3 - 4 - 5 - 6 - 7 - 8 - 9 - 10 ⏩⏩ Back in time																	
2003-11-16 21:36	37.53	-2.65	0.8	4.1	1.738e+15	161	49	-100	357	42	-77	0.019	0.258	-0.232	1.369	-0.155	-1.388
2003-09-21 10:34	39.41	0.01	0.8	4.4	4.898e+15	148	64	-84	315	27	-101	1.459	1.924	-1.408	2.418	-2.649	-3.877
2003-09-21 09:58	39.39	0.04	0.8	4.3	3.467e+15	352	28	-45	125	70	-110	0.385	1.442	-2.350	1.804	-1.091	-2.189
2003-09-16 20:19	39.39	0.01	0.8	3.4	1.549e+14	175	58	-47	296	51	-137	0.160	1.022	0.543	0.946	-0.588	-1.106
2003-09-16 11:02	39.39	0.01	0.8	4.2	2.455e+15	359	27	-40	127	73	-111	0.015	0.789	-1.523	1.155	-0.824	-1.170
2003-09-10 20:22	37.11	-3.79	1.2	3.8	6.166e+14	289	76	-100	143	17	-55	1.657	1.345	4.223	0.712	1.196	-2.369
2003-07-29 05:31	35.69	-10.56	6.0	5.3	1.096e+17	243	72	41	139	51	157	-1.031	-0.330	-0.434	0.586	0.520	0.444
2003-07-25 03:37	36.90	-5.56	0.6	3.5	2.188e+14	29	40	82	219	51	96	-0.595	0.881	-0.337	-1.266	0.223	1.861
2003-07-20 21:09	38.95	-0.28	0.4	3.3	1.096e+14	148	76	-96	351	15	-67	0.050	0.194	-0.538	0.492	-0.811	-0.543
2003-07-20 13:12	38.00	0.63	1.4	3.4	1.549e+14	12	85	-12	103	77	-175	-0.613	1.366	-0.179	0.663	0.308	-0.050
2003-07-18 21:23	36.97	-6.57	6.0	4.0	1.230e+15	189	70	9	96	82	160	-0.310	0.952	0.333	0.206	0.179	0.103
2003-05-29 02:14	36.82	3.36	0.6	5.0	3.890e+16	95	53	-173	0	84	-36	-0.044	2.576	-0.248	0.388	1.897	-0.344
2003-05-28 06:58	36.88	3.27	0.6	4.7	1.380e+16	59	21	67	264	70	99	-0.792	0.277	-1.023	-0.051	0.042	0.843
2003-05-27 17:11	36.94	3.58	1.0	5.7	4.365e+17	254	69	100	47	23	65	-2.033	1.263	-2.956	-0.556	0.581	2.589

Рис. 1. Изначальный вид данных, используемых в работе, наWeb-site EMSC

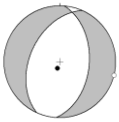
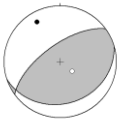
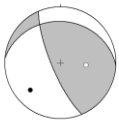
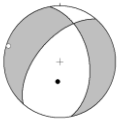
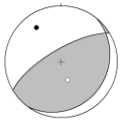
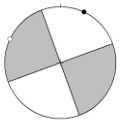
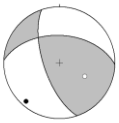
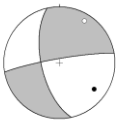
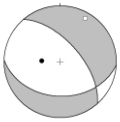
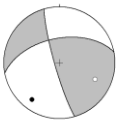
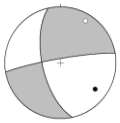
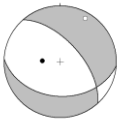
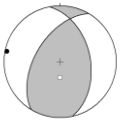
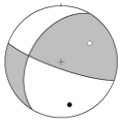
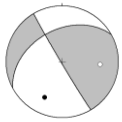
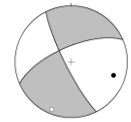
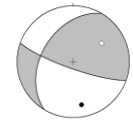
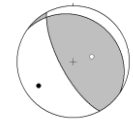
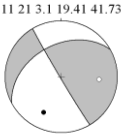
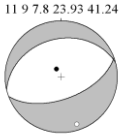
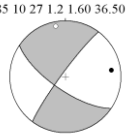
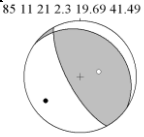
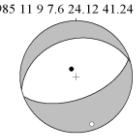
В нашей работе реконструкция напряжений предварялась сопоставлением механизмов из каталога EMSC с данными каталога NEIC. В ходе сравнения 1876 событий из каталога EMSC и 750 событий из каталога NEIC (отобраны землетрясения, попадающие в область исследования – Западная Европа и Средиземноморье) было отобрано 84 события, сходных по дате, месту и магнитуде. Механизмы были построены отдельно для выборок EMSC и NEIC, после сравнены визуально и занесены в таблицу.

Из отобранных событие 42 механизма очага землетрясения имеют сходство, позволяющее идентифицировать их как идентичные. В таблице 1 даны примеры сопоставления механизмов двух каталогов. Остальные 42 землетрясения, которые по результатам сравнения показали различающиеся механизмы очагов, в дальнейшем были исключены из каталога и не участвовали в расчете напряжений.

Для реконструкции параметров современного поля напряжений в земной коре Южно - Европейской области (рис. 2) на основе данных каталога Европейского - Средиземноморского Сейсмологического Центра механизмов очагов землетрясений было создано два каталог для области 0-30 в.д. и 35-50 с.ш. В них вошли сейсмологические данные о решениях тензора момента центроида землетрясений с магнитудами $1.8 \leq M_b \leq 5.0$ и $4° \leq M_b \leq °6.5$,

произошедших за период с 1905 г по 1986 г. Именно по данным этих двух каталогов производился расчет напряжений. Выделение для расчетов напряжений более узких диапазонов магнитуд землетрясений связан с необходимостью исключить влияние соседних иерархических уровней напряженного состояния [Осокина, 1987; Осокина, Ребецкий, 2005; Лескова, Еманов, 2013]. Практическое применение алгоритма метода катакластического анализа разрывных смещений к данным о механизмах очагов показывает, что оптимальным является включение в каталог событий в диапазоне 2.5-3 магнитуд. Анализ показал, что усреднение напряженного состояния, получаемого по этим двум каталогам соответствует 30-50 км для первого каталога и 50-70 км для второго.

Таблица 1. Сопоставление механизмов очагов землетрясения из каталогов EMSC и NEIC

	EMSC	NEIC
1-3	986 9 13 8.7 22.19 37.10 5.00  86 8 30 1.4 26.50 45.50 134.00  986 6 6 2.2 37.00 38.01 2.00 	986 9 13 9.8 22.64 36.80 15.00  86 8 30 7.9 26.53 45.76 132.70  986 6 6 6.4 37.99 37.36 15.00 
4-6	986 5 5 4.4 37.00 38.02 4.00  86 3 25 2.2 25.15 38.36 15.00  986 3 3 2.8 20.27 41.95 23.00 	986 5 5 1.4 37.70 37.72 15.00  86 3 25 2.0 25.14 38.54 15.00  986 3 3 3.2 19.75 42.04 23.00 
7-9	986 2 21 5.5 26.70 43.42 9.00  86 1 28 2.8 -5.39 31.97 24.00  85 11 21 3.1 19.41 41.73 23.00 	86 2 21 1.5 25.97 42.92 25.00  86 1 28 7.2 -5.78 32.00 15.00  85 11 21 2.3 19.69 41.49 10.10 
	85 11 21 3.1 19.41 41.73 23.00  85 11 9 7.8 23.93 41.24 20.60  85 10 27 1.2 1.60 36.50 0.00 	85 11 21 2.3 19.69 41.49 10.10  85 11 9 7.6 24.12 41.24 20.60  85 10 27 6.2 6.87 36.46 10.00

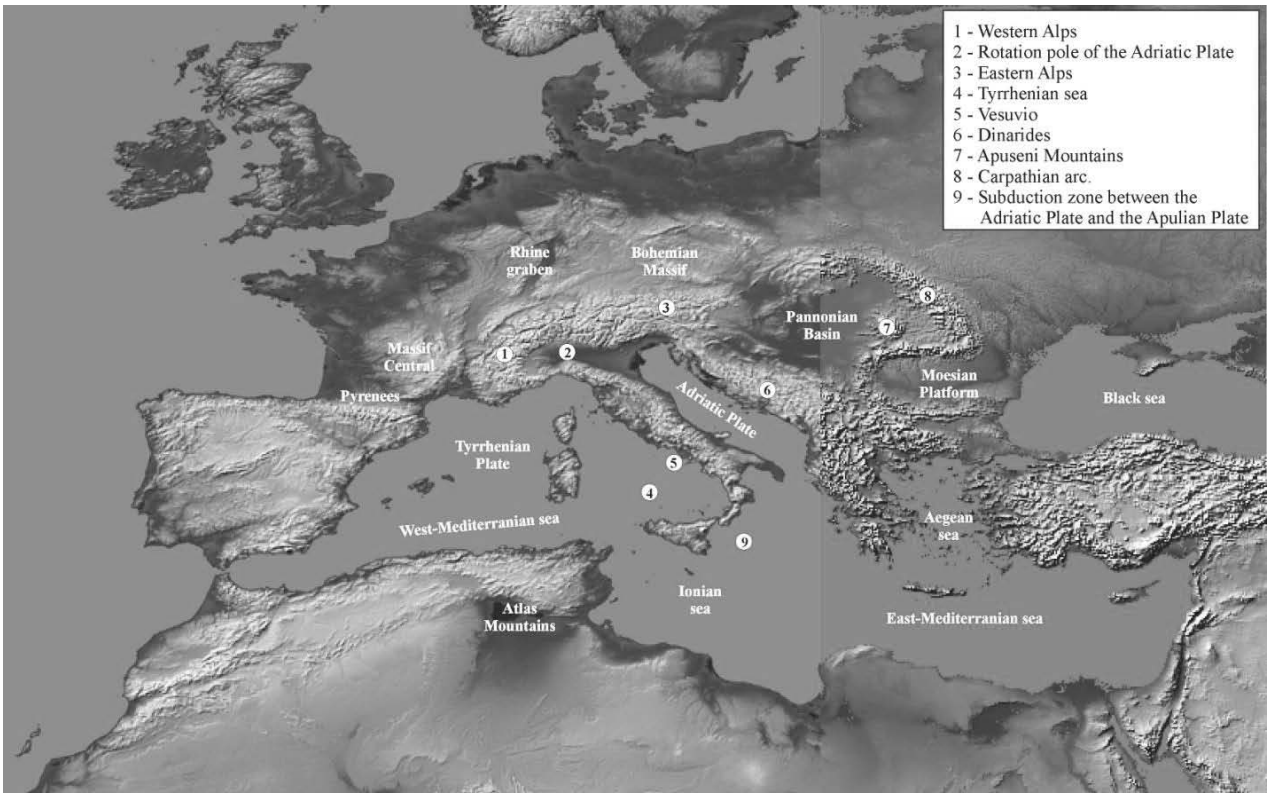


Рис. 2. Топографическая карта Средиземноморья (рассматриваемый в работе регион)

Обработка исходных сейсмологических данных по программе STRESSseism производилась в длиннопериодном режиме реконструкции напряжений [Ребецкий, 2007] в узлах латеральной сетки 0.25 x 0.25, расположенной на глубине 30 км (середина условной коры). Узлы сетки определяли только центры формирования однородных выборок. В расчет попадали все события внутри полосы мощность 60 км.

Результаты реконструкции современных напряжений. На рисунках 3 и 4 показаны результаты расчета главных напряжений в виде проекций на горизонтальную плоскость их осей погружения. Начало вектора погружения показывается кружком. Если угол погружения составлял менее 15°, то эта ось изображалась в виде вектора с кружком в середине.

Как следует из данных рис. 3 (каталог $1.8 \leq M_b \leq 5.0$) в коре вблизи к Гибралтара областях северной части Испании и северной части Африки резко различаются по ориентации осей алгебраически минимального (максимальное сжатие) и промежуточного напряжений. Для коры Африканского побережья крутопогруженными являются оси промежуточного главного напряжения, а для коры юга Испании субвертикальны уже оси максимального сжатия. В ближайших к Гибралтару областях северной части Испании и южной части Африки оси алгебраически минимального напряжения (девиаторное растяжение) направлены субгоризонтально с погружением в направлении Ю - В. Для коры горного массива Централ на территории Франции оси этих напряжений полого погружены на С - З.

В коре Итальянской Тоскании оси сжатия направлены субвертикально, а в восточной части Аппенинского полуострова они уже имеют пологую ориентацию и направлены преимущественно субширотно с погружением на восток. В северной и северо-восточной частях Аппенин субвертикальны уже оси промежуточного главного напряжения. В Адриатическом море и юго-западной части Апеннин оси алгебраически минимального напряжения направлены преимущественно субвертикально с погружениями на З и Ю-В соответственно.

В двух смежных участках коры западной и центральной частей Альп оси алгебраически максмального главного напряжения (девиаторнное растяжение) направлены субперпендикулярно друг другу. При этом в западной части Альп направление погружения осей изменяется от крутого до пологого с запада на восток при субширотной ориентации, а в центральной части оси напряжений направлены субгоризонтально с преимущественным погружением на С-В. Для Восточной части Альп, оси сжатия преимущественно круто погружены на север, по краям же данной области оси этих напряжений направлены полого с погружением на Ю-ЮВ.

Оси напряжений максимального сжатия в южной части Балканского полуострова направлены субвертикально, а в центральной и северной части наблюдается мозаичность в ориентации осей напряжений с преимущественно пологим погружением. Ориентация осей алгебраически максимальных напряжений в южной части Динарид изменяется от субмеридиональной до субширотной при движении с юга на север, а погружение изменяется от крутого до пологого с разворотом от северо-западного до субширотного. Оси промежуточного главного напряжения в южной части Балканского полуострова направлены субгоризонтально, а в центральной части субвертикально. В южной части Динарид и северной части Балканского полуострова наблюдается мозаичность в определений ориентаций осей промежуточных напряжений.

В области коры Вранча оси напряжений максмального девиаторного растяжения имеют преимущественно крутые погужения в направлении.

В области центральной Анатолии направления осей максимального сжатия преимущественно субвертикально с крутым погружением на Ю-В. Здесь ориентация осей максмального девиаторного растяжения орентированны перпендикулярно системе грабенов и полого погружаются на Ю-З.

Результаты, представленные на рис. 4 (каталог $4.0 \leq M_b \leq 6.5$), дают лучшее представление для распределения напряжений в коре Эгейской впадины и ее ближайшего окружения. Здесь оси алгебраически минимальных главных напряжений (максимального сжатия) в коре Эгейской впадины имеют субширотную ориентацию с пологим погружением на запад. В западном фланге зоны субдукции африканской плиты оси напряжений направлены перпендикулярно линии разлома с преимущественным погружением на запад. Ориентация осей промежуточных главных напряжений для Северной Анатолии имеет почти вертикальное погружение с небольшим направлением на север. Вокруг Эгейской впадины оси этих напряжений имеют преимущественно субширотную ориентацию.

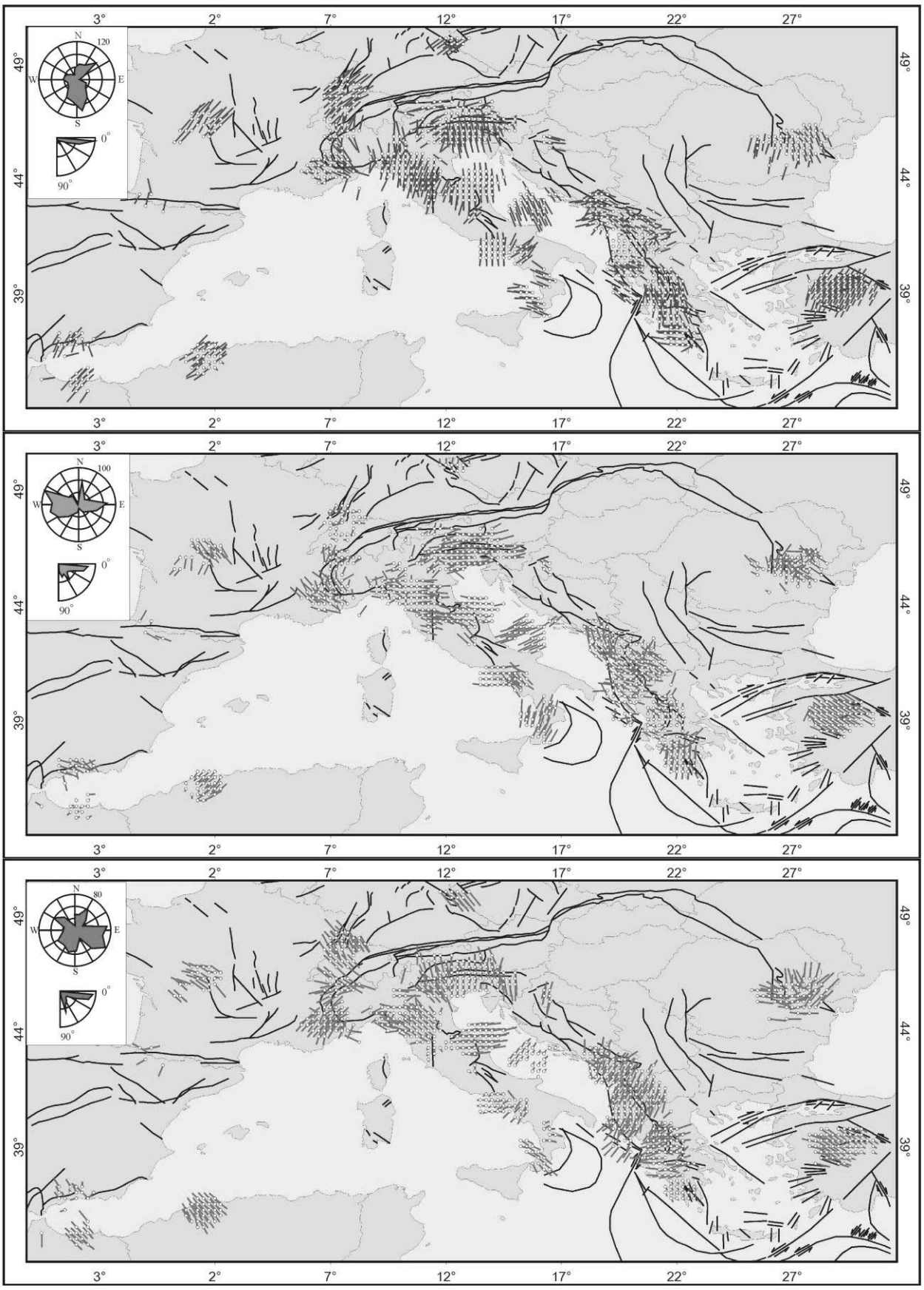


Рис. 3. Ориентация осей главных напряжений, полученных по данным каталога $1.8 \leq M_b \leq 5.0$. Показаны проекции на горизонтальную плоскость осей алгебраически максимальных (*а*), промежуточных (*б*) и минимальных (*в*) главных напряжений. В верхнем левом углу показаны роз - диаграммы представительности простираний осей и их углов погружения. Линии черно цвета - разломы

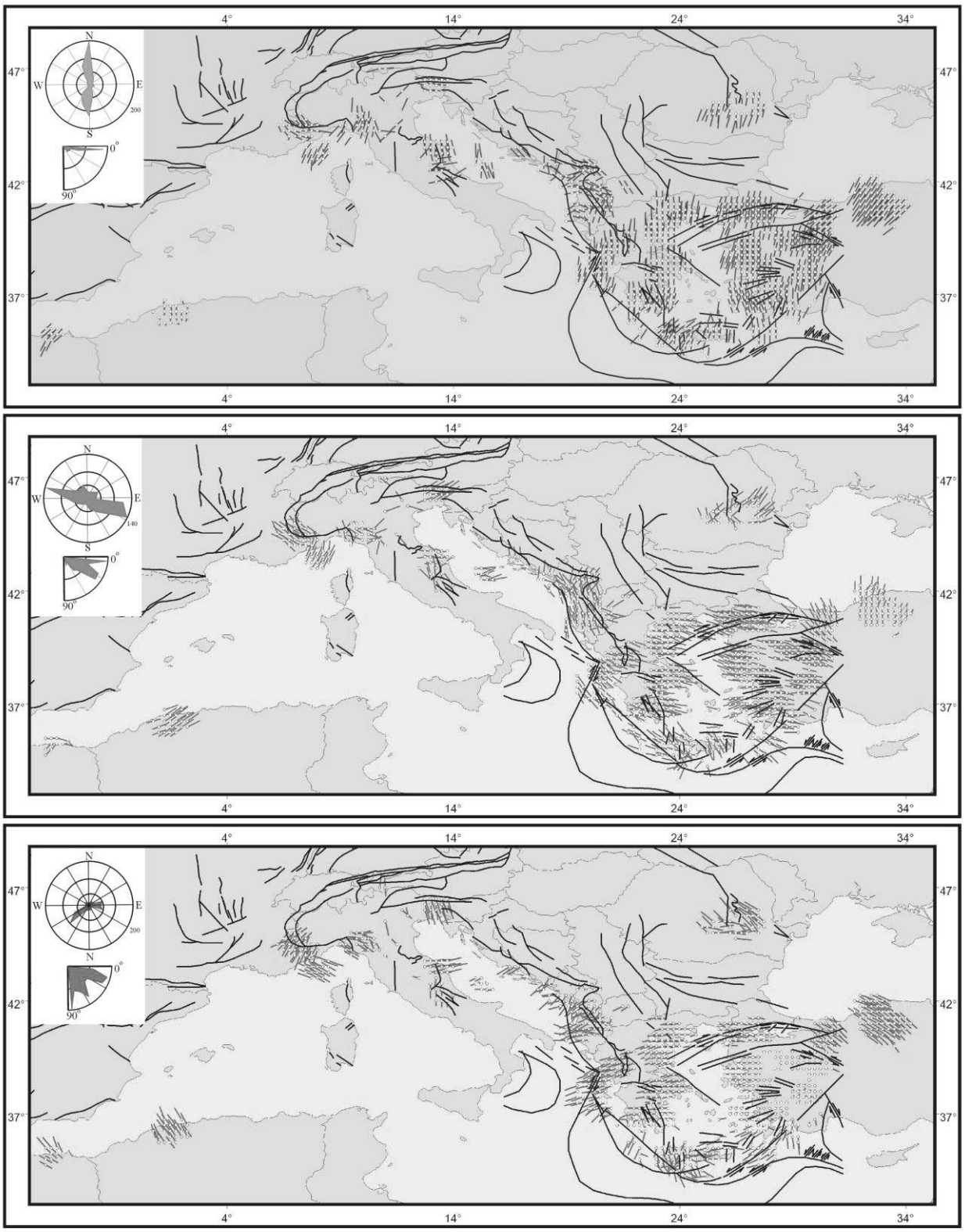


Рис. 4. Ориентация осей главных напряжений, полученных по данным каталога $4.0 \le M_b \le 6.5$. Показаны проекции на горизонтальную плоскость осей алгебраически максимальных (*а*), промежуточных (*б*) и минимальных (*в*) главных напряжений. В верхнем левом углу показаны роз - диаграммы представительности простираний осей и их углов погружения. Линии черно цвета – разломы

Результаты реконструкции для обоих каталогов позволил выполнить районирование коры по типу геодинамического режима (тип напряженного состояния и виду тензора напряжений. На рис. 5 и 6 представлены результаты этого районирования.

Для каталога $1.8 \le M_b \le 5.0$ (рис. 5) результаты реконструкции показывают, что в коре ближайших к Гибралтару областях южной части Испании преобладает геодинамический режим

горизонтальноого растяжения, а в соответствующей северной части прилегающей к Гибралтару Африки – горизонтального сдвига. Для коры горного массива Централ на территории Франции наблюдаются различные типы напряженного состояния, среди которых преобладает горизонтальное растяжение. В восточной части Альп преобладает сжатие, в центральной части – сдвиг, а в восточной – растяжение. Также растяжение преимущественно наблюдается в области сочленения Апеннин и южной части Альп. Геодинамический режим сдвиг преобладает в центральной части Апеннинского полуострова. В южной же части преобладает растяжение и частично вертикальный сдвиг. В южной части Балканского полуострова преобладает геодинамический режим растяжение, в центральной – сдвиг, в северной – сжатие. В области коры Вранча преобладает режим сжатия. В области центральной Анатолии преобладает режим растяжения, но при движении с запада на восток наблюдается смена геодинамических режимов в следующем порядке: горизонтальный сдвиг, растяжение-сдвиг, горизонтальное растяжение.

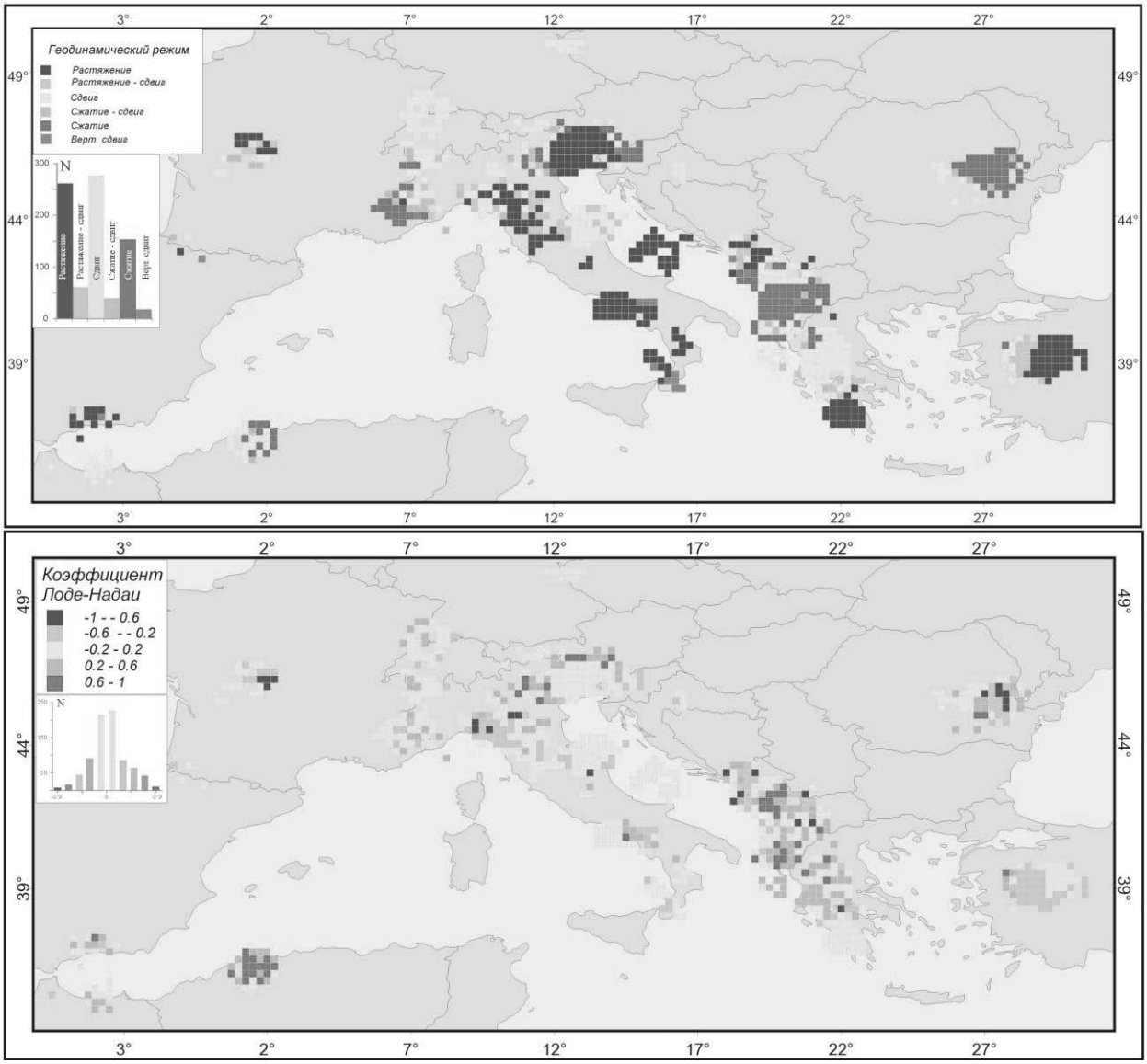


Рис. 5. Районирование коры по данным каталога $1.8 \leq M_b \leq 5.0$: *а*) геодинамический режим, б) вид тензора напряжений (коэффициент Лоде – Надаи). В правом верхнем углу показаны диаграммы представительности картируемых параметров

Данные о значения коэффициента Лоде - Надаи показывают, что в коре рассматриваемого региона практически повсеместно преобладает тензор чистого сдвига. Сдвиг с элементами одноосного сжатия наиболее явно наблюдается в западной части области сочленения Альп и Апеннинского полуострова, центральной части Анатолии, зоне коры Вранча. В северной части Африки на территории современного Алжира преобладает режим одноосного растяжения. На всей

территории Балканского полуострова также наблюдаются режимы, соответствующие растянутому состоянию коры.

Для каталога $4.0 \le M_b \le 6.5$ (рис. 7) результаты реконструкции показывают, что в коре Эгейской впадины и ее ближайшего окружения наблюдается преимущественно горизонтальное растяжение с небольшим элементом горизонтального сдвига в северо-западной части. Для Северной Анатолии характерен горизонтальный сдвиг. В центральной части Апеннин существуют рядом два участка с горизонтальным растяжением и сдвигом. В северо-восточной части коры Альп находится зона горизонтального сжатия, а в юго-западной части сжатие с элементами сдвига. В районе Гибралтара наблюдается зона горизонтального сдвига и в северной части Африки зона сжатия, тогда как в коре Вранча они находятся рядом.

Тип тензора напряжений в основном чистый сдвиг с элементами одноосного растяжения присутствует в северной части Анатолии, северной Африки и районе Гибралтара. Вокруг Эгейской впадины также находится одноосное растяжение, кроме Мраморного моря, где наблюдается одноосное сжатие.

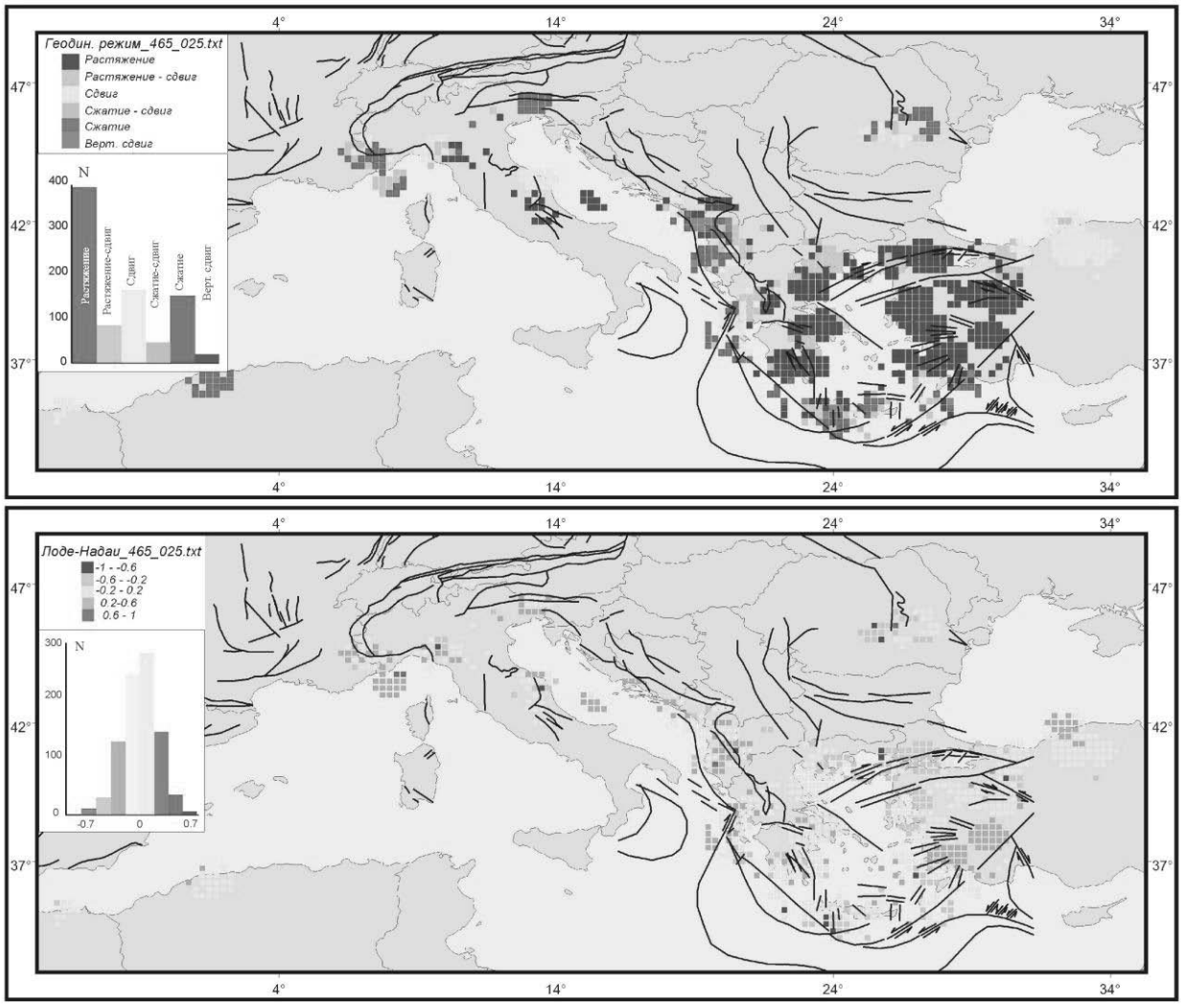


Рис. 6. Районирование коры по данным каталога $4.0 \le M_b \le 6.5$: *а*) геодинамический режим, б) вид тензора напряжений (коэффициент Лоде – Надаи). В правом верхнем углу показаны диаграммы представительности картируемых параметров

Полученные данные о параметрах эллипосида напряжений (ориентация главных осей и тип эллипсоида) позволяет выполнить расчет касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадка. Эти напряжения отражают воздействие мантии на подошву коры. На рис. 7 для двух каталогов показаны направления действия таких касательных напряжений и их относительные величины (нормировка на значение максимального касательного напряжение) для горизонтальных площадок, нормали которых направлены к центру Земли (поддвиговые касательные напряжения.

Как видно из рис. 7, *а*, данные для которого получены на основе каталога $1.8 \leq M_b \leq 5.0$, в коре северной части Балканского полуострова наблюдаются упорядоченно направленные на С-В поддвиговые касательные напряжения, близкие по значениям к максимальным касательным напряжениям, а в южной части Динарид наблюдаются аналогичные касательные напряжения, направленные уже на Ю-З, то есть в противоположном направлении. В области между этими регионами, соответствующей территориям современной Албании и частично Македонии, находятся мозаично направленные поддвиговые касательные напряжения низкого уровня. В области коры Вранча сильные поддвиговые касательные напряжения направлены субмеридионально на юг. Также явно выделяются субмеридионально направленные на юг сильные поддвиговые касательные напряжения в коре восточной части Альп и северной части Апеннин. Характерно, что в коре центральной части Анатолии, где оси максимального сжатия субвертикальны, поддвиговые касательные напряжения имеют не высокий уровень.

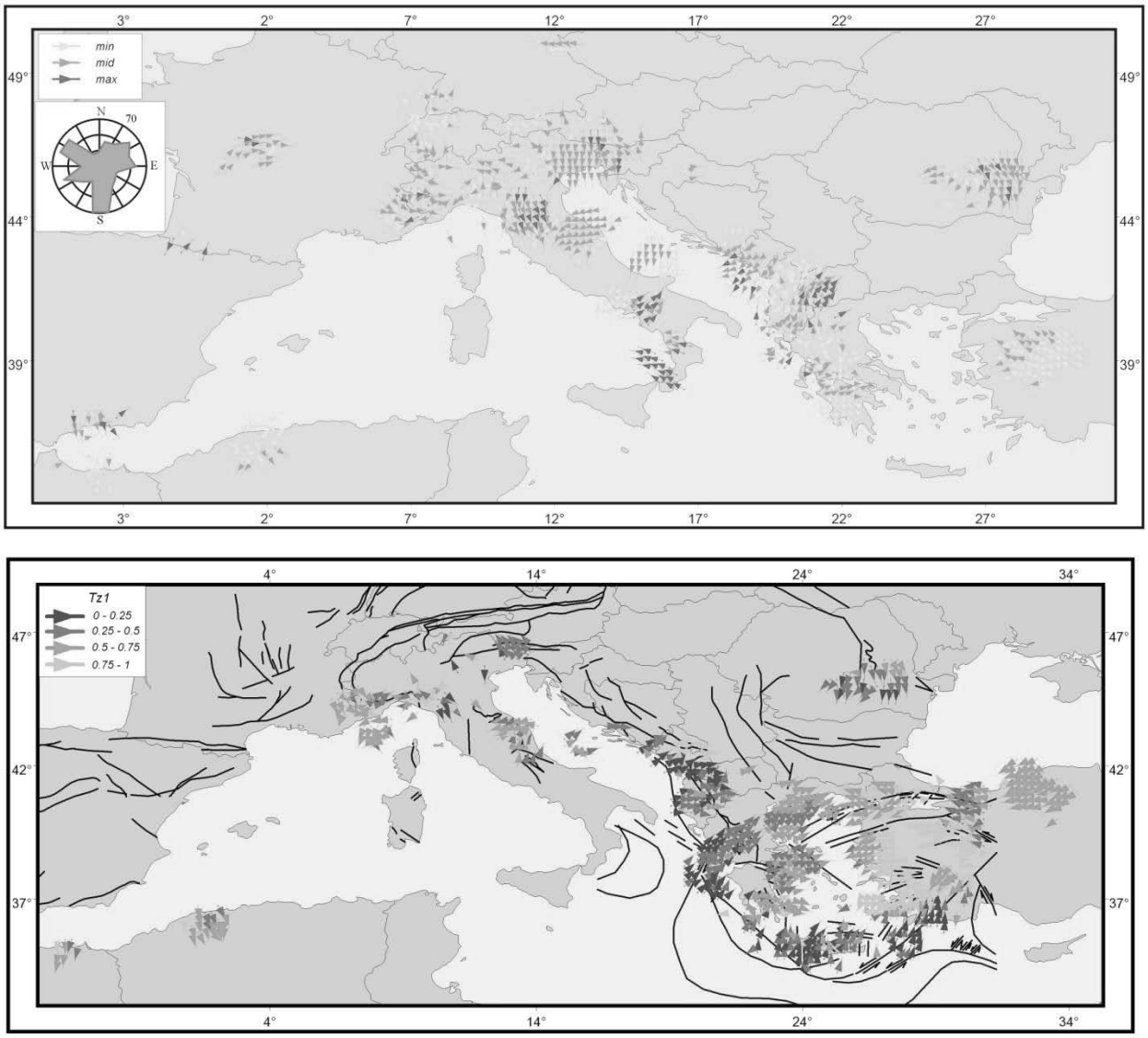


Рис. 8. Направления и относительные величины поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадка с нормалями к центру Земли: *а*) по данным каталога $1.8 \leq M_b \leq 5.0$; *б*) $4.0 \leq M_b \leq 6.5$

Из рис. 8, *б*, данные для которого получены на основе каталога $4.0 \leq M_b \leq 6.5$, основная часть касательных напряжений, действующих на горизонтальные площадки, для коры окружения Эгейской впадины направлена к ее центру, т.е. здесь либо мантия двигается относительно коры к центру впадины, либо кора Эгейского моря расширяется во все стороны. Для Северной Анатолии наблюдается направление касательных напряжений на юго-запад. В зоне коры Вранча касательные

напряжения имеют субмеридиональное расположение и направлены преимущественно на юг, тоже самое наблюдается и в районе Гибралтара(Марокко) и Северной Африки (Ливия).

Заключение. Анализируя выводы, сделанные по результатам реконструкции разных параметров напряженного состояния, можно предположить, что Африканская тектоническая плита двигается на С - В, с небольшим поворотом против часовой стрелки относительно южной части Динарид, под Европейскую плиту, на что указывает относительное растяжение в области Апеннин и относительное сжатие в области Динарид и Балкан.

ЛИТЕРАТУРА

Лескова Е.В., Еманов А.А. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 1. С. 113-123.

Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 136–151.

Осокина Д.Н., Ребецкий Ю.Л. Моделирование областей высоких напряжений и разрушения в зоне влияния разлома на основе расчета поля кулоновых напряжений // В сборнике «Закономерности строения и эволюции геосфер». Материалы VII международного междисциплинарного научного симпозиума и международной программы наук о Земле (IGCP-476). Владивосток: Изд. «Дальнаука» ДВО РАН. 2005. С. 37.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. Научное издание. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЖИМОВ СДВИГОВОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ ТРЕЩИНЫ С ЗАПОЛНИТЕЛЕМ

А.А. Остапчук

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

АННОТАЦИЯ

В работе приведены результаты лабораторных экспериментов, направленных на исследование закономерностей формирования различных режимов скольжения по границам раздела массива горных пород – асейсмического крипа, стик-слипа, периодических подвижек с малой скоростью. Установлено, что механические свойства и структурные характеристики материалов-заполнителей трещин определяют характер фрикционного взаимодействия блоков горной породы. При незначительном изменении таких характеристик, как влажность, грансостав и форма зерен, стабильное скольжение может смениться динамической неустойчивостью. Показано, что определяющую роль играет именно структура заполнителя, а влияние таких механических характеристик, как сцепление и угол внутреннего трения, вторично. Эволюция силовых цепочек, которые образуются и разрушаются в процессе сдвига по трещине, их протяженность и количество полностью определяют закономерности деформирования. В природе роль таких несущих элементов могут выполнять, например, «контактные пятна», определяющие закономерности концентрации напряжений в окрестности границы между блоками.

ВВЕДЕНИЕ

В последние 20 лет произошло качественное переоснащение наблюдательных технологий в науках о Земле. Развитие и широкое применение цифровой широкополосной сейсмической аппаратуры, GPS наблюдений, высокоточной деформометрии, многоцелевых скважинных зондов и т.д. привело к появлению большого объема наблюдательного материала, нуждающегося в адекватной интерпретации. Одним из важных достижений, полученных при помощи новых методик, является обнаружение и доказательство существования различных режимов деформирования, посредством которых реализуется потенциальная энергия, накопленная в земной коре. Наблюдения, проведенные в последние несколько лет, позволили классифицировать сейсмические события на несколько групп [Peng, Gomberg, 2010].

Первая группа – «нормальные» землетрясения, параметры которых, в целом, соответствуют представлениям об излучении при динамических разрывах.

Вторая группа, так называемые, низкочастотные или медленные землетрясения (Low Frequency Earthquake, slow earthquake) – события, для которых скорость подвижки значительно (до 10 раз) ниже, чем для «нормальных» землетрясений, а длительность подвижки для события с тем же сейсмическим моментом примерно на порядок выше [Kanamori et.al., 1993].

Третья группа – очень низкочастотные землетрясения (Very Low Frequency Earthquake, VLF). Данные события имеют длительность в очаге десятки секунд. Эти слабые сейсмические события наблюдались в Японии, Канаде, Центральной Калифорнии, Мексике и др. [Ito et.al., 2009]

Отдельную группу сейсмических событий, природа которых активно исследуется в настоящее время, представляет, так называемый, эпизодический тремор («Episodic tremor and slip») - слабые колебания, не имеющие ясных вступлений определенных групп волн. Тремор часто сопровождает асейсмические события. Предполагают, что тремор представляет собой вибрацию от мелких распределенных источников, которые излучают беспорядочно в процессе медленного скольжения крупной плиты, однако, природа этого явления до конца не понята [Nadeau, Dolenc, 2005].

Условия возникновения различных режимов деформирования пока изучены слабо. Одной из ключевых здесь является проблема непонимания того, что именно контролирует различные типы скольжения разломов (стабильное скольжение, динамические срывы, медленные события и т.д.). Остается неясным, какие макроскопические параметры разломных зон или какие их характеристики на микро- и мезо- уровне являются ответственными за реализацию того или иного режима. В свете обсуждения проблемы снижения ущерба от землетрясений важным представляется вопрос о возможности изменения режима деформирования каким-либо внешним воздействием на зону разлома – сейсмическими волнами, закачкой жидкости, электромагнитным воздействием.

В настоящей работе изучалось влияние микроструктурных и макромеханических свойств трещины, заполненной дискретным материалом, на формирование режима скольжения. Локализация динамического разрыва при землетрясении в очень узкой центральной части разлома [Sibson, 2003; Chester, Chester, 1998] может в известной степени служить основанием для достаточно простой постановки опытов и поиска качественных соответствий между полученными результатами и явлениями, наблюдаемыми в природе.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА

Для исследования закономерностей формирования разных режимов деформирования мы выбрали классическую постановку эксперимента типа «слайдер» модели [Brace, Byerlee, 1966], в которой блок под действием приложенного сдвигового усилия скользит по поверхности раздела (рис. 1). Гранитный блок (B) размером 8x8x3 см располагался на неподвижном гранитном основании (A). Контакт между шероховатыми поверхностями (средняя глубина неоднородности составляла 0.5–0.8 мм) заполнялся слоем дискретного материала (*s*), имитирующего центральную (Principal slip zone [Sibson, 2003]) зону разлома. Толщина слоя составляла около 2.5 мм.

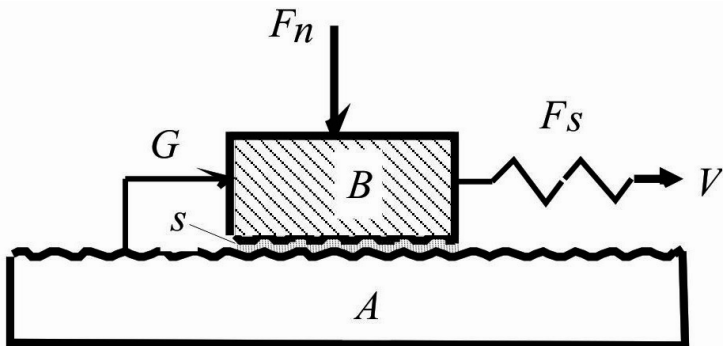


Рис. 1. Схема установки

Нормальная нагрузка *Fn* прикладывалась через специальное приспособление, которое исключало появление сдвиговых усилий на верхней грани подвижного блока. Величина *Fn* изменялась в диапазоне от 1.2 10^4 Па до 1.5 10^5 Па. Сдвиговое усилие *Fs* прикладывалось к блоку через пружинный блок, жесткость которого могла меняться. Установка была оснащена электрическим приводом с комплексным редуктором, который позволял выдерживать скорость приложения нагрузки *V* с высокой точностью в диапазоне 0.08÷25 мкм/с. Создаваемые усилия контролировались датчиками силы. Перемещения блока относительно подложки измерялись лазерными датчиками ILD2220-10 (*G*), которые позволяли измерять динамические перемещения в полосе частот 0-5 кГц с точностью 0.1 мкм.

В качестве заполнителя трещины использовались разные материалы – кварцевый песок, стеклянные шарики и гранитная крошка с шириной распределения n=2 при изменении размеров отдельных зерен в диапазоне от 28 мкм до 1.6 мм. Средний размер зёрен всех заполнителей был одинаковым и составлял 300–330 мкм, при этом у различных материалов была совершенно разная форма зерен: гранитная крошка имеет зёрна угловатой формы с заострёнными краями, песчинки существенно более округлые, а стеклянные шарики обладают правильной круглой формой. В ряде опытов материал-заполнитель перемешивался с небольшим количеством глицерина (до 1 % по весу).

Опыты по определению прочностных характеристик грунтов проводились на установке трехосного сжатия ГТ 0.3.1. (ГЕОТЕК). Эти же параметры оценивались и по результатам измерений величин предельного и остаточного сопротивления сдвигу в опытах с нагружением тонкого слоя грунта на «слайдер» модели. Полученные характеристики приведены в таблице. Отметим, что при сдвиге по трещине значения углов внутреннего трения оказываются существенно ниже значений, полученных при трехосном нагружении. При добавлении к сухому песку глицерина угол внутреннего трения практически не меняется, а сцепление растет с увеличением влажности (для сухого песка – ~5 кПа, при влажности 0.25% ~ 10 кПа), оставаясь, при этом малым по сравнению с величиной нормального давления при котором проводились эксперименты (~0.5÷1.5 10^5 Па).

Таблица. Характеристики материалов-заполнителей.

Грунт	Диапазон размеров зерен, мкм	Средний размер частиц δ_0, мкм	Ширина распределения n	Сцепление* C_r, кПа	Угол трения, φ
Стеклянные шарики	250-400	300	>4	~0 (0-2)	32 (19)
Сухой песок	250-330	300	>4	2-6 (3-5)	37 (28)
Искусственный грунт	28-1600	337	2	10-100 (6-10)	44 (31)

* – В скобках указаны результаты опытов по нагружению тонкого слоя грунта в «слайдер» модели.

Результаты экспериментов показывают, что структурные и механические характеристики материала, заполняющего трещину, оказывают радикальное влияние на режим деформирования. Используя смеси различных материалов, описанные выше, нам удалось реализовать широкий диапазон режимов скольжения: стабильное скольжение (соответствует асейсмическому крипу на природных разломных зонах), перемещение в виде серии медленных подвижек («тихие» или «медленные» землетрясения), прерывистое скольжение с разной величиной сейсмического момента, реализуемого за одно событие (землетрясения различного масштаба). Примеры стабильного скольжения, медленных подвижек и прерывистого скольжения приведены на рис. 2.

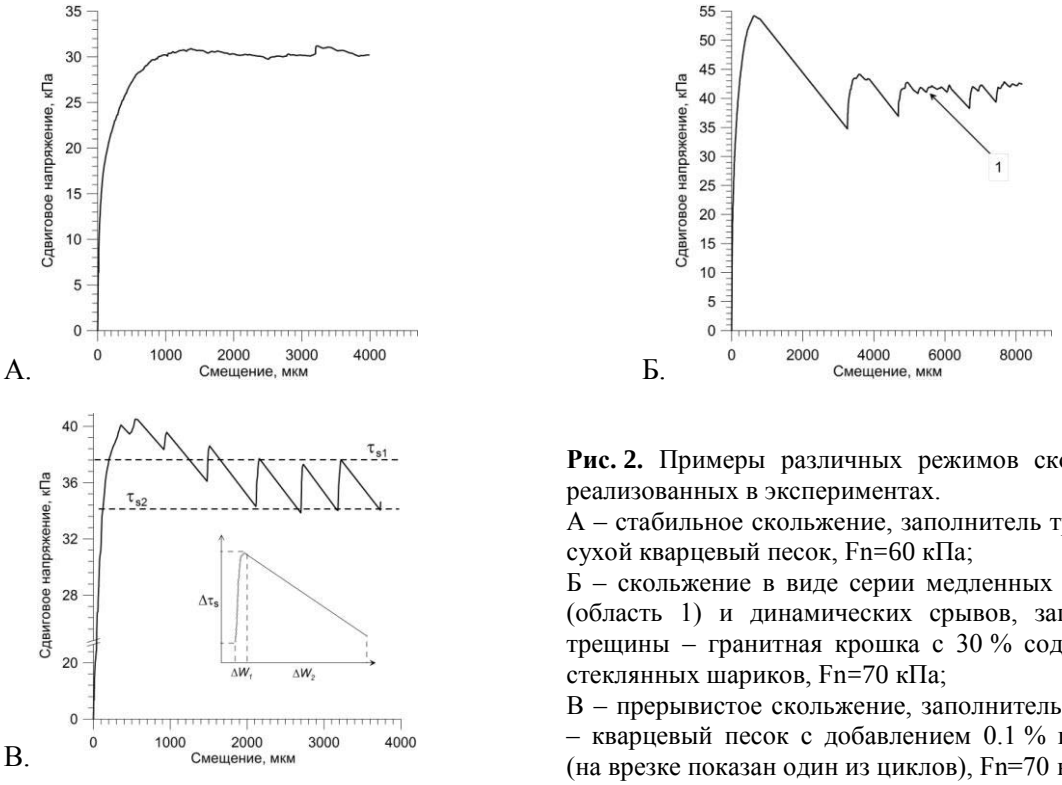


Рис. 2. Примеры различных режимов скольжения, реализованных в экспериментах.
А – стабильное скольжение, заполнитель трещины – сухой кварцевый песок, Fn=60 кПа;
Б – скольжение в виде серии медленных подвижек (область 1) и динамических срывов, заполнитель трещины – гранитная крошка с 30 % содержанием стеклянных шариков, Fn=70 кПа;
В – прерывистое скольжение, заполнитель трещины – кварцевый песок с добавлением 0.1 % глицерина (на врезке показан один из циклов), Fn=70 кПа

Прецизионные измерения демонстрируют, что условно-стабильное скольжение также, на самом деле, состоит из участков ускорения и замедления, однако максимальная скорость смещения в этом случае на два-три порядка ниже, чем при стик-слипе. В этой связи, в качестве ключевого параметра, характеризующего режим сдвигового деформирования, реализованный в эксперименте, удобно использовать максимальную скорость скольжения.

Как показывают результаты экспериментов с песком, существенным образом на режим деформирования влияет влажность заполнителя. Влияние незначительного увлажнения песка

глицерином хорошо видно на рис. 3, где показано изменение максимальной скорости смещения гранитного блока от объемной влажности песка. Добавление всего лишь 0.1 % глицерина приводит к резкому изменению режима скольжения – от квазистационарного скольжения к регулярному стик-слипу. Дальнейшее добавление глицерина (вплоть до влажности 10 %) не внесло существенных изменений в характер деформирования.

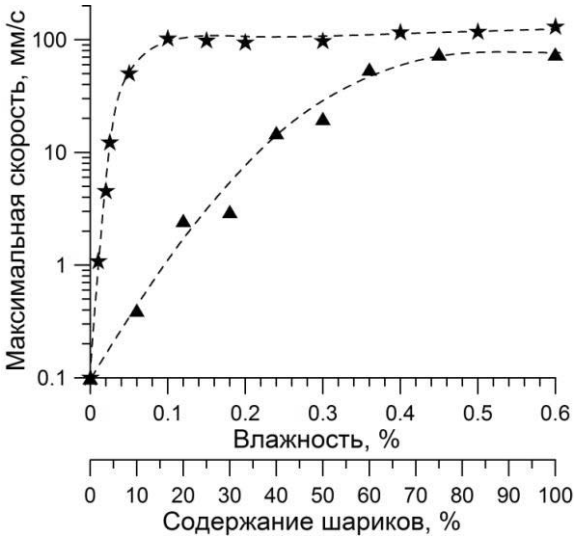


Рис. 3. Зависимость максимальной скорости перемещения: при увлажнении песка глицерином – звездочки, при добавлении стеклянных шариков – треугольники

Столь же значительное влияние на режим скольжения оказывает структура заполнителя. Увеличение процентного содержания гладких частиц (стеклянных шариков) приводит к изменению фрикционного сопротивления и переходу от стабильного скольжения к прерывистому (рис. 3). При отсутствии гладких частиц более 90 % событий имеют максимальную скорость смещения менее 0.1-0.2 мм/с, а события со скоростью смещения 0.5 мм/с полностью отсутствуют, т.е. можно считать, что скольжение происходит практически равномерно. Увеличение количества «гладких» частиц до 30 % приводит к появлению некоторого числа срывов со скоростью смещения в несколько мм/с. Такой режим деформирования мы будем называть нестабильным скольжением. Дальнейшее увеличение содержания стеклянных шариков в заполнителе межблокового контакта приводит к возрастанию как средней скорости скольжения верхнего блока относительно основания во время «срыва» в пределах одного цикла «нагружение-срыв», так и к увеличению числа таких циклов, в которых «срывы» можно квалифицировать как динамические события со скоростью межблокового перемещения порядка нескольких см/с. При массовой доле стеклянных шариков порядка 50 % характер движения представляет собой режим прерывистого скольжения с относительно малой величиной сбрасываемого напряжения. Последующее увеличение количества гладких частиц изменяет лишь амплитуду перемещения при «срыве». При деформировании заполнителя целиком состоящего из стеклянных шариков скачок сдвиговой нагрузки составляет примерно 15 % от максимального значения сдвигового усилия, а относительная скорость смещения блоков достигает величины 60–80 мм/с (рис. 4).

Аналогичная картина изменения режима деформирования наблюдается в экспериментах с заполнителем из гранитной крошки. При этом более широкий гранулометрический состав материала и более угловатая форма зерен определяет более широкий диапазон скоростей реализуемых подвижек (рис. 4).

Таким образом, при близких прочностных параметрах, закономерности деформирования трещин с заполнителями разной структуры зачастую радикально различаются. При незначительном изменении таких характеристик, как влажность, грансостав и форма зерен стабильное скольжение может смениться динамической неустойчивостью.

ВЫВОДЫ

Согласно предположению некоторых исследователей [Mair et al., 2002; Sammis et al., 1987], возникновение динамических срывов может быть связано с возможностью формирования и

разрушения силовых цепочек из нагруженных частиц, расположенных поперек трещины. Одновременный разрыв нескольких таких цепочек приводит к резкому снижению сопротивления сдвигу и возникновению динамической неустойчивости. Тем самым структурированность силовых цепочек в среде будет непосредственно влиять на реализуемый режим деформирования.

В условиях проведенных экспериментов (малые нормальные напряжения, прижимающие подвижный блок к основанию, и шероховатые поверхности блоков) наиболее вероятным механизмом разрушения является проскальзывание между частицами, составляющими цепочку. При таком «фрикционном» механизме разрушения силовых элементов, величина сопротивления сдвигу будет зависеть как от силы трения между частицами заполнителя, так и от угла рассогласования α между плоскостью сдвига частиц друг относительно друга и макроскопической плоскостью сдвигового перемещения подвижного блока относительно основания (рис. 5). Величина угла рассогласования зависит от распределения частиц по размерам и величины приложенного нормального напряжения. Максимальное значение α соответствует ряду, в котором все частицы одного размера. Чем шире распределение, тем меньше угол рассогласования. [Sammis et al., 1987].

Таким образом, на мезоуровне имеет место взаимодействие двух процессов – структурирования заполнителя (формирование структур силовых цепочек), за который отвечает параметр α, и фрикционного взаимодействия частиц, которое характеризуется углом трения между частицами φ. Сравнивая, например, заполнители из стеклянных шариков, песка и гранитной крошки, можно заключить, что угол рассогласования α убывает от шариков к искусственному грунту, а угол трения между частицами φ, напротив, заметно возрастает. При этом более существенный рост φ обеспечивает возрастание кажущегося угла трения (см. таблицу).

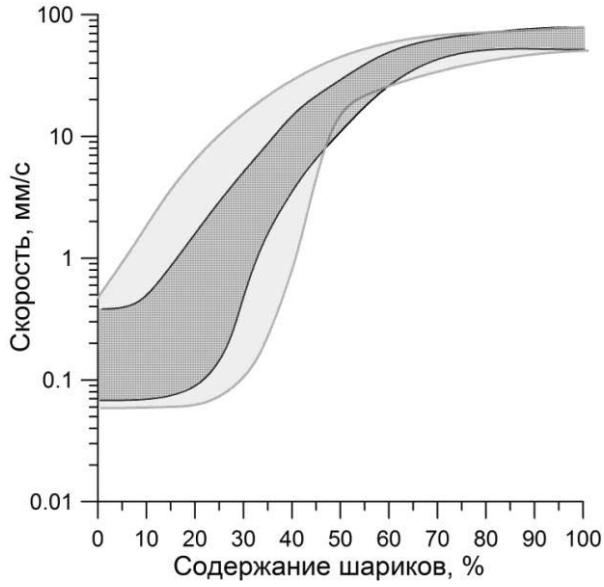


Рис. 4. Изменение пределов вариации скорости скольжения при изменении структуры заполнителя. Светлая область – гранитная крошка с добавлением стеклянных шариков, темная область – кварцевый песок с добавлением стеклянных шариков

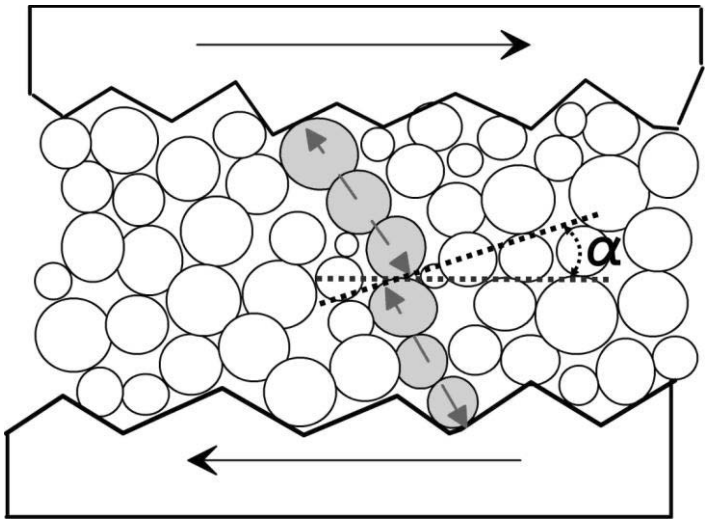


Рис. 5. Деформация силовой цепочки в процессе сдвига по трещине. Закрашенные ячейки – звенья силовой цепочки (зона максимальных напряжений); α - угол рассогласования

В зависимости от напряженно-деформированного состояния, структурированности и состава материала-заполнителя может происходить формирование и разрушение силовых цепочек разной длины, что приводит к реализации накопленной упругой деформации в виде подвижек с различными скоростями.

Эволюция силовых цепочек, которые образуются и разрушаются в процессе сдвига по трещине, их протяженность и количество полностью определяют тип деформирования – стабильное скольжение, стик-слип, промежуточные режимы, для которых характерны подвижки с малой скоростью относительного перемещения берегов. Вариация кулоновской прочности определяет, главным образом, амплитуду скачка напряжений при динамическом срыве или акте проскальзывания с малой скоростью смещения и слабо влияет на изменение режима деформирования. В процессе скольжения свойства контакта непрерывно изменяются. Нарушенный в процессе подвижки контакт упрочняется на стадии относительного покоя, на которой скорость смещения мала. Накопление энергии упругой деформации приводит к постепенному увеличению скорости скольжения и величины межблокового перемещения, что в свою очередь вызывает быстрое разупрочнение контакта. Этот эффект особенно выражен при прерывистом скольжении. На заключительной стадии цикла, перед началом динамического срыва, сдвиговая жесткость контакта радикально снижается, что может быть обнаружено и в природе. Этот эффект может оказаться полезным при разработке новых методов мониторинга сейсмоактивных регионов.

ЛИТЕРАТУРА

Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as a Mechanism for Earthquakes // Science. 1966. Vol. 153. P. 990–992.

Chester F.M., Chester J.S. Ultracataclasite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. Vol. 295. P. 199–221.

Ito Y., Asano Y. and Obara K. Very-low-frequency earthquakes indicate a transpressional stress regime in the Nankai accretionary prism // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36, №20. doi: 10.1029/2009GL039332.

Kanamori H., Hauksson E., Hutton L.K., and Jones L.M. Determination of earthquake energy release and ML using TERRAscope // Bull. Seismol. Soc. Am. 1993. Vol. 83. P.330–346.

Mair K., Frye K. M., Marone C. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. B10. 2219.

Nadeau R.M. and Dolenc D. Nonvolcanic tremors deep beneath the San Andreas Fault // Science. 2005. Vol. 307. P. 389.

Peng. Z., and Gomberg J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // Nat. Geosci. 2010. Vol. 3. P. 599-607.

Sammis C.; King G.; Biegel R. The kinematics of gouge deformation // Pure and Applied Geophysics PAGEOPH. 1987. Vol. 125, Issue 5. P. 777-812.

Sibson R.S. Thickness of the Seismic Slip Zone // BSSA. 2003. Vol. 93, № 3. P. 1169-1178.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОЛН В АНИЗОТРОПНЫХ СРЕДАХ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

А.Ю. Павлова

Карпатское отделение Института геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, г. Львов, susyinet@gmail.com

Анизотропия сейсмических скоростей является широко распространенным явлением среди материалов Земли. До недавнего времени, сейсмические данные можно было интерпретировать, предположив, что среда изотропна, так как анизотропию можно в значительной степени игнорировать. Анизотропия широко обнаружены в коре и верхней мантии [Stephen 1981; Fuchs, 1977; Anderson, 1982] и из лабораторных измерений следует, что явление анизотропии должно быть широко распространены как в кристаллических, так и осадочных породах [Babuska, 1981, Cristiansen, 1979; Bachman, 1979].

Существуют фундаментальные различия между распространением сейсмических волн в изотропных и анизотропных [Crampin 1970, 1981]. В изотропной среде, частицы *P*-волн движутся по нормали до волнового фронта, и вектор поляризации *P* совпадает с вектором распространения фазы. Распространение *S*-волны может быть в любом направлении, перпендикулярном до *P*. В анизотропной среде, векторы поляризации *P*-волн не должны совпадать с вектором распространения фазы, следовательно, эта фаза обозначается *qP* для «quasi-*P*». В анизотропных средах скорости и поляризации зависят от направления распространения фазы, в результате чего поперечная компонента волнового вектора не должна быть нулевой. Как следствие такого поведения, в анизотропной среде фаза и энергии вектора скорости могут отличатся, [Auld, 1973].

Эти отклонения от «понятного» поведение сейсмических волн в изотропных средах означает, что эффект анизотропии трудно понять без численного моделирования и построения синтетических сейсмограмм. Трансверсально-изотропная симметрия - вид анизотропии, которая не отображает азимутальных изменением упругих свойств, является ограничительной для многих литосферных материалов, особенно кристаллических пород [Cristiansen, 1979], которые обычно отображаются в более сложной анизотропии как следствие тектонических напряжений (либо через трещины или ориентации кристалла). Потому интересны более сложные виды анизотропии (гексагональная, орторомбичная, моноклинная и др.).

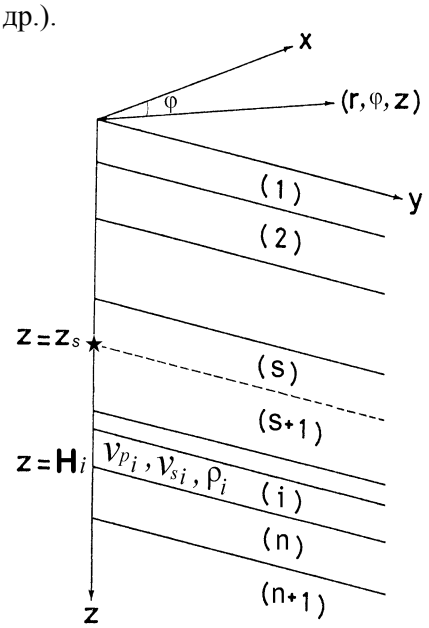


Рис.°1. Модель слоистой среды

В предлагаемой работе используется матричный метод Томсона-Хаскелла для построения поля смещений на свободной поверхности анизотропной среды. Считаем, что данная среда промоделирована пачкой однородных анизотропных слоев с параллельными границами (рис.°1). Источник сейсмических волн представлен произвольно-ориентированной силой или тензором сейсмического момента. На границах между слоями выполняются условия жесткого контакта (непрерывность смещений и напряжений), а также условие: дневная поверхность свободна от напряжений. Источник волн находится внутри анизотропного слоя на определенной глубине $z = z_s$.

Волны с нижнего полупространства (n+1) не возвращаются (условие излучения). Очаг землетрясения представлен девятью парами сил и описан тензором сейсмического момента или произвольно-ориентированой силой. Такое представление точечного источника достаточно известно и эффективно для моделирования распространения сейсмических волн в слоистом полупространстве [Малицький и др., 2011].

На основе полученных результатов разработано модификацию матричного метода, которую использовано для решения обратной задачи сейсмики для анизотропных сред. В работе приведены тестовые примеры восстановление временной функции очага землетрясения, а также построения механизма очага, используя синтетические сейсмограммы.

ТЕОРИЯ. ПРЯМАЯ ЗАДАЧА

Выведем матричные соотношения для поля смещений на свободной поверхности анизотропной среды, используя метод матричного пропагатора, когда физические параметры изменяются только в направлении оси z. Известно, что линейное соотношение между тензором напряжений τ_{ij} и деформации e_{kl} имеет вид:

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} \cdot e_{kl} = c_{ijkl} \frac{\partial u_l}{\partial x_k}, \tag{1}$$

где $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)^T$ — вектор смещений, коэффициенты c_{ijkl} - упругие модули. Уравнение движения, при отсутствии объемных сил, запишем как:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = C_{ijkl} \frac{\partial^2 u_l}{\partial x_i \partial x_k}, \tag{2}$$

После использования трехмерного преобразования Фурье к выражениям (1) и (2), получено дифференциальное уравнение в спектральной области [Fryer G.J. и др, 1987]:

$$\frac{\partial \vec{b}}{\partial z} = j\omega A(z)\vec{b}(z), \tag{3}$$

где $\vec{b} = \begin{pmatrix} \vec{u} \\ \vec{\tau} \end{pmatrix}$ - вектор смещений-напряжений, $\vec{\tau} = -\frac{1}{j\omega}(\tau_{xz}, \tau_{yz}, \tau_{zz})^T$, $A = \begin{pmatrix} T & C \\ S & T^T \end{pmatrix}$; T, S, C – матрицы 3×3, C и S – симметрические матрицы.

Отметим, что модификация матричного метода в предлагаемой статье является отдельным видом метода матричного пропагатора, который введен в средине прошлого века Гильбертом и Бэкусом и развитый Томсоном и Хаскеллом. Суть предлагаемого подхода состоит в том, что матричный пропагатор $P(z,z_0)$ удовлетворяет дифференциальному уравнению (3) и определяется как

$$P(z, z_0) = I + \int_{z_0}^{z} A(\xi_1) d\xi_1 + \int_{z_0}^{z} A(\xi_1) \int A(\xi_1) A(\xi_2) d\xi_2 d\xi_1 + \ldots, \tag{4}$$

где I – единичная матрица n-го порядка. Из (4) следует, что $P(z_0,z_0) = I$ и получено важное свойство пропагатора, а именно:

$$\vec{b}(z) = P(z, z_0)\vec{b}(z_0). \tag{5}$$

Соотношение (5) означает, что матричный пропагатор $P(z,z_0)$ порождает вектор смещений-напряжений $\vec{b}(z)$ на глубине z, действуя на этот вектор на глубине z_0. Отсюда получены основные аналитические выражения для поля смещений-напряжений. Таким образом, прямая задача сводится к определению пропагатора $P(z,z_0)$, который, в случае слоистого полупространства (рис.1), имеет вид:

$$P(z_n, 0) = P(z_n, z_{n-1}) \cdot P(z_{n-1}, z_{n-2}) \cdots P(z_1, 0). \tag{6}$$

Для определения поля смещений на свободной поверхности слоистой анизотропной среды, рассмотрим основные матричные соотношения для упругого анизотропного полупространства. В этом случае вектор $\vec{b}(z)$ можно представить следующим образом [Fryer G.J. и др, 1987] :

$$\vec{b} = D\vec{v}\,, \tag{7}$$

где матрица D – матрица собственных векторов матрицы A,

$$\vec{v} = [v_u, v_D]^T = [\varphi_u, \psi_u, \chi_u, \varphi_D, \psi_D, \chi_D]^T\,, \tag{8}$$

где φ, ψ, χ – скалярные и векторные потенциалы для продольной P и поперечных SV и SH волн, которые распространяются вверх (U) и вниз (D).

Если упругие параметры c_{ijkl} являются константами, то матрица D является независимой от z и подстановкой (7) в (3) получено матричное уравнение:

$$D\frac{\partial \vec{v}}{\partial z} = j\omega AD\vec{v} \quad \text{или} \quad \frac{\partial \vec{v}}{\partial z} = j\omega \Lambda \vec{v} \tag{9}$$

где Λ – диагональная матрица, элементами которой являются собственные значения матрицы A, которые в свою очередь являются вертикальными медленностями. Решение уравнения (9) запишем в виде, используя введение «волнового пропагатора»:

$$\vec{v}(z) = e^{j\omega\Lambda(z-z_1)} \cdot \vec{v}(z_1) = Q(z, z_1) \cdot \vec{v}(z_1), \tag{10}$$

где $Q(z,z_1)$ – «волновой пропагатор», который удовлетворяет дифференциальному уравнению:

$$\frac{\partial Q(z, z_1)}{\partial z} = j\omega \Lambda Q(z, z_1)\,. \tag{11}$$

Учитывая (10), представим «волновой пропагатор» в виде:

$$Q(z, z_1) = \begin{pmatrix} E_u & 0 \\ 0 & E_D \end{pmatrix}, \tag{12}$$

Где

$$E_u = diag[e^{j\omega(z-z_1)q_p^u}, e^{j\omega(z-z_1)q_{s_1}^u}, e^{j\omega(z-z_1)q_{s_2}^u}],$$
$$E_D = diag[e^{j\omega(z-z_1)q_p^D}, e^{j\omega(z-z_1)q_{s_1}^D}, e^{j\omega(z-z_1)q_{s_2}^D}]. \tag{13}$$

Из соотношений (7-13) получено матричное уравнение для вектора смещений- напряжений:

$$\vec{b}(z) = DQ(z, z_1)D^{-1}\vec{b}(z_1)\,. \tag{14}$$

Сравнивая (5) и (14), запишем матричный пропагатор для однородной анизотропного полупространства $P(z, z_1)$ через матрицы D и Q:

$$P(z, z_1) = DQ(z, z_1)D^{-1}\quad . \tag{15}$$

Следовательно, чтобы определить матричный пропагатор в однородном анизотропном полупространстве, нужно вычислить собственные значения матрицы A, т.е. вертикальные медленности (для построения матрицы Q согласно (13)-(14)), а также собственные векторы матрицы A (для построения матрицы D и, следовательно, для обратной матрицы D^{-1}).

Далее рассмотрим слоистую анизотропную среду, которая состоит из n однородных анизотропных слоев на (n+1) анизотропном полупространстве (рис.°1). Для каждого слоя определен матричный пропагатор (15). Если предположить, что на s-той границе размещен источник $\vec{F} = \vec{b}_{s+1} - \vec{b}_s$ в виде скачка смещений-напряжений (рис.1), то легко выписать следующие матричные уравнения, используя (14-15):

$$\vec{b}_{n+1} = P_{n,s}\vec{b}_{s+1}\Big|_{z=z_s}, \quad v_{n+1} = D_{n+1}^{-1}D_nQ_nD_n^{-1}\cdots D_{s+1}Q_{s+1}D_{s+1}^{-1}\cdot\vec{b}_{s+1}\Big|_{z=z_s},$$
$$\vec{b}_s\Big|_{z=z_s} = P_{s,s-1}P_{s-1,s-2}\cdots P_{2,1}P_{1,0}\cdot\vec{b}_0 = D_sQ_sD_s^{-1}\cdots D_1Q_1D_1^{-1}\cdot\vec{b}_0,$$
$$v_{n+1} = D_nQ_nD_n^{-1}\cdots D_{s+1}Q_{s+1}D_{s+1}^{-1}\cdot(\vec{b}_s + \vec{F}) = G^{n+1,s+1}\cdot(G_{s,1}\vec{b}_0 + \vec{F}) =$$
$$G^{n+1,s+1}G_{s,,1}\vec{b}_0 + G^{n+1,s+1}\cdot\vec{F} = G\vec{b}_0 + G^{n+1,s+1}\cdot\vec{F} \quad ,$$

где $$G = D_{n+1}^{-1} D_n Q_n D_n^{-1} \cdots D_{s+1} Q_{s+1} D_{s+1}^{-1} \cdots D_2^{-1} D_1 Q_1 D_1^{-1}$$

– характеристическая матрица слоистой анизотропной среды.

$$\vec{v}_{n+1} = G\vec{b}_0 + G \cdot G_{s,1}^{-1} \cdot \vec{F} = G(\vec{b}_0 + G_{s,1}^{-1} \cdot \vec{F}) = G(\vec{b}_0 + \vec{\tilde{F}}), \tag{16}$$

где $$\vec{\tilde{F}} = G_{s,1}^{-1} \cdot \vec{F}, \quad G = G^{n+1,s+1} \cdot G_{s,1}.$$

Из уравнения (16), учитывая условие излучения (волны с полупространства (n+1) не возвращаются), а также тот факт, что напряжения на свободной поверхности равны нулю, получим систему уравнений:

$$\begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ v_D^P \\ v_D^{S_1} \\ v_D^{S_2} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} & G_{14} & G_{15} & G_{16} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} & G_{25} & G_{26} \\ G_{31} & G_{32} & G_{33} & G_{34} & G_{35} & G_{36} \\ G_{41} & G_{42} & G_{43} & G_{44} & G_{45} & G_{46} \\ G_{51} & G_{52} & G_{53} & G_{54} & G_{55} & G_{56} \\ G_{61} & G_{62} & G_{63} & G_{64} & G_{65} & G_{66} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_x^{(0)} + \tilde{\tilde{F}}_1 \\ u_y^{(0)} + \tilde{\tilde{F}}_2 \\ u_z^{(0)} + \tilde{\tilde{F}}_3 \\ \tilde{\tilde{F}}_4 \\ \tilde{\tilde{F}}_5 \\ \tilde{\tilde{F}}_6 \end{pmatrix}$$

или

$$\begin{cases} G_{11}u_x^{(0)} + G_{12}u_y^{(0)} + G_{13}u_z^{(0)} = -(G_{11}\tilde{\tilde{F}}_1 + G_{12}\tilde{\tilde{F}}_2 + G_{13}\tilde{\tilde{F}}_3 + G_{14}\tilde{\tilde{F}}_4 + G_{15}\tilde{\tilde{F}}_5 + G_{16}\tilde{\tilde{F}}_6) \\ G_{21}u_x^{(0)} + G_{22}u_y^{(0)} + G_{23}u_z^{(0)} = -(G_{21}\tilde{\tilde{F}}_1 + G_{22}\tilde{\tilde{F}}_2 + G_{23}\tilde{\tilde{F}}_3 + G_{24}\tilde{\tilde{F}}_4 + G_{25}\tilde{\tilde{F}}_5 + G_{26}\tilde{\tilde{F}}_6) \\ G_{31}u_x^{(0)} + G_{32}u_y^{(0)} + G_{33}u_z^{(0)} = -(G_{31}\tilde{\tilde{F}}_1 + G_{32}\tilde{\tilde{F}}_2 + G_{33}\tilde{\tilde{F}}_3 + G_{34}\tilde{\tilde{F}}_4 + G_{35}\tilde{\tilde{F}}_5 + G_{36}\tilde{\tilde{F}}_6) \end{cases}$$

Как результат, поле смещений на свободной поверхности анизотропной среды в спектральной области представлено в виде:

$$\vec{u} = \begin{pmatrix} u_x^0 \\ u_y^0 \\ u_z^0 \end{pmatrix} = (G^{13})^{-1} \cdot \vec{y}, \tag{17}$$

где $$G^{13} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} \\ G_{31} & G_{32} & G_{33} \end{pmatrix}, \qquad \vec{y} = \begin{pmatrix} a \\ b \\ c \end{pmatrix},$$

$$a = -(G_{11}\tilde{\tilde{F}}_1 + G_{12}\tilde{\tilde{F}}_2 + G_{13}\tilde{\tilde{F}}_3 + G_{14}\tilde{\tilde{F}}_4 + G_{15}\tilde{\tilde{F}}_5 + G_{16}\tilde{\tilde{F}}_6),$$
$$b = -(G_{21}\tilde{\tilde{F}}_1 + G_{22}\tilde{\tilde{F}}_2 + G_{23}\tilde{\tilde{F}}_3 + G_{24}\tilde{\tilde{F}}_4 + G_{25}\tilde{\tilde{F}}_5 + G_{26}\tilde{\tilde{F}}_6),$$
$$c = -(G_{31}\tilde{\tilde{F}}_1 + G_{32}\tilde{\tilde{F}}_2 + G_{33}\tilde{\tilde{F}}_3 + G_{34}\tilde{\tilde{F}}_4 + G_{35}\tilde{\tilde{F}}_5 + G_{36}\tilde{\tilde{F}}_6).$$

Используя к (17) трехмерное преобразование Фурье, получено решение прямой задачи для поля смещений на свободной поверхности анизотропной среды во временной области в виде:

$$\vec{u}(x, y, z_R, t) = \frac{1}{8\pi^3} \iiint_{-\infty} \omega^2 \vec{u}(p_x, p_y, z_R, \omega) e^{j\omega(t - p_x x - p_y y)} dp_x dp_y d\omega,$$

где z_R –эпицентральное расстояние, p_x, p_y- горизонтальные медленности.

Для определения зависимости скачка смещений-напряжений F через сейсмический тензор использованы соотношения в матричном виде [Fryer и др., 1987]:

$$\vec{F} = \begin{pmatrix} -c_{55}^{-1} M_{xz} \\ -c_{44}^{-1} M_{yz} \\ -c_{33}^{-1} M_{zz} \\ p_x (M_{xx} - c_{13} c_{33}^{-1} M_{zz}) + p_y M_{xy} \\ p_x M_{yx} + p_y (M_{yy} - c_{23} c_{33}^{-1} M_{zz}) \\ p_x (M_{zx} - M_{xz}) + p_y (M_{zy} - M_{yz}) \end{pmatrix} \delta(z - z_z)$$

где M_{xx}, M_{yy}, M_{zz}, M_{xz}, M_{yz}, M_{vx}, M_{xv}, M_{zv}, M_{zx} – компоненты тензора сейсмического момента, а c_{13}, c_{23}, c_{33}, c_{44}, c_{55} – компоненты матрицы жесткости.

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА

Известно, что обратные задачи по своей сути являются некорректными. В сейсмологии довольно часто используют методы и подходы, которые сводятся к подбору физических характеристик исследуемой среды или очага землетрясения. Разработки новых методик и алгоритмов для обратных задач сейсмологии относительно источника является актуальными и важными проблемами. Для анизотропной среды трудно построить теорию, которая базировалась бы только на аналитических соотношениях. Потому использую численные алгоритмы решения обратной задачи.

Рассмотрим решения прямой задачи сейсмики, для построения синтетических сейсмограмм для сред с разными типами анизотропии (трансверсально-изотропной симметрия, орторомбичная и моноклинная анизотропия). Из системы (16), используя решение прямой задачи, получены соотношения для скачка смещений-напряжений $\boldsymbol{F}$.

Представим скачок смещения-напряжения произвольно-ориентированой силой в виде [Fryer и др., 1984]:

$$\vec{F} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ \frac{1}{j\omega} f_x \\ \frac{1}{j\omega} f_y \\ \frac{1}{j\omega} f_z \end{pmatrix} \delta(z - z_s) \qquad (20)$$

где j – мнимая единица, ω – круговая частота, $\vec{F} = (f_x, f_y, f_z)^T$ – произвольно-ориентированая сила.

Из (17) Матричное уравнение для определения скачка смещения имеет вид:

$$\vec{F} = G^{13} \cdot \vec{u}^{(0)} \cdot (G^{16})^{-1} \cdot G_{s,1} \qquad (21)$$

где

$$G^{16} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} & G_{14} & G_{15} & G_{16} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} & G_{25} & G_{26} \\ G_{31} & G_{32} & G_{33} & G_{34} & G_{35} & G_{36} \end{pmatrix}.$$

Из системы уравнений (21) однозначно определен вектор $\boldsymbol{F}$, и следовательно, временная функция очага ($STF(t)$).

Рассмотрим очаг в виде произвольно-ориентированой силы для моделирования $STF(t)$ очага для апробации данной теории выбрано три функции:

1. Временная функция очага *Wavelet function.*

$$STF(t) = A \cdot \left(1 - 2\pi^2 f^2 t^2\right) e^{-(\pi f t)^2} \qquad (22)$$

где $A = 10^8$, $f = 5$Гц.

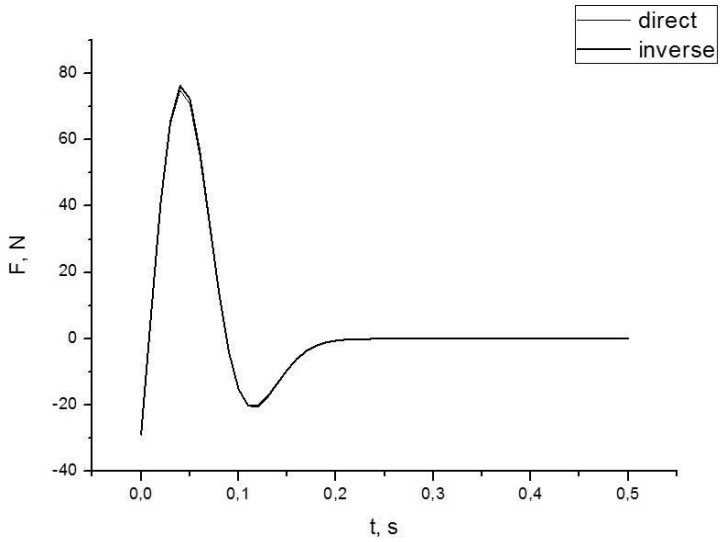


Рис. 2. Сравнение графиков для *STF*(*t*) (*Wavelet function*): direct – прямая задача, inverse –обратная задача

2. Временная функция в виде:

$$STR(t) = \frac{A}{1 + \frac{w^2}{w_0^2}} \tag{23}$$

где $A = -10^8$, $\omega_0 = 5$Гц.

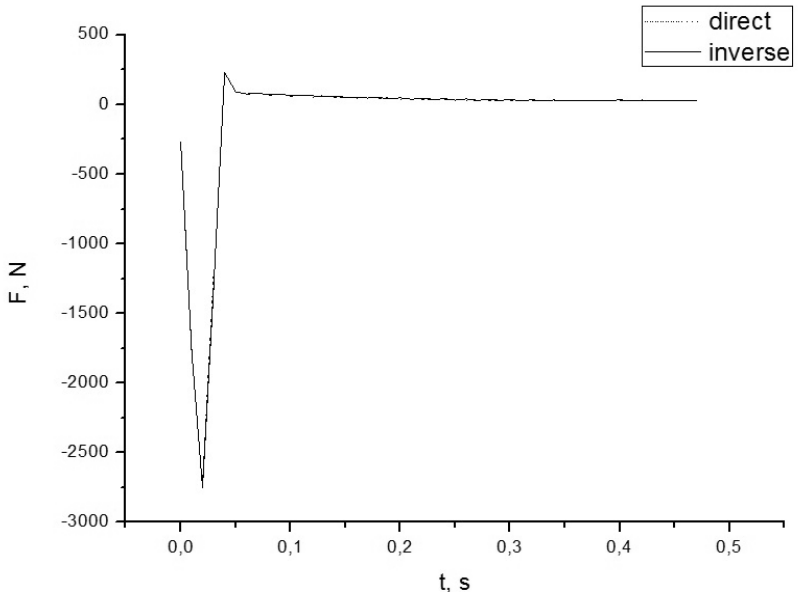


Рис. 3. Сравнение графиков для *STF*(*t*) заданной в виде (23): direct – прямая задача, inverse –обратная задача

3. Временная функция очага - затухающая синусоида. В спектральной области функция имеет вид:

$$STF(t) = A \cdot \left(\frac{\left(w_1 / w_0^2 \right)}{1 - w / w_0^2} + i \cdot d \cdot \left(w / w_0^2 \right) \right) \tag{24}$$

где w_1 = 6Гц, w_0 = 30Гц, d = 1.28, $A = 10^8$.

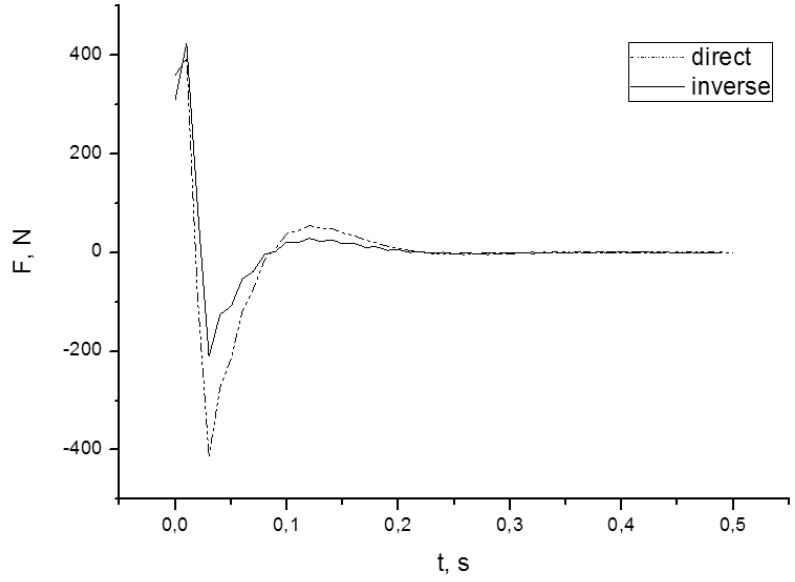


Рис. 4. Сравнение графиков для *STF*(*t*) заданной спектром затухающей синусоиды: direct – прямая задача, inverse –обратная задача

Для *STF*(*t*) заданной как (22) коэффициент корреляции становит 0.9901, для *STF*(*t*) заданной функцией (23) коэффициент корреляции становит 0.9928, а для *STF*(*t*) заданной соотношением (24) — равен 0.8832.

Рассмотрим представление скачка смещений-напряжений ***F*** через компоненты сейсмического момента (17). Решая обратную задачу, определены, как временная функция очага землетрясения, так и компоненты тензора сейсмического момента, а так же углы ориентации плоскости разрыва (φ_s, δ, λ).

Так как система уравнений (17) не имеет однозначного решения, то компоненты тензора сейсмического момента будем искать в два этапа:

1) на первом этапе (17) сводится к системе уравнений, с которой однозначно определяется три компоненты вектора скачка смещения, (три компоненты тензора сейсмического момента: M_{zz}, M_{xz}, M_{yz}) , используя (19). Тогда уравнение (18) можно переписать в виде:

$$\vec{u} = L \cdot \vec{F} \,, \tag{25}$$

где $L = G_{16} \cdot G_{s,1} \cdot G_{13}^{-1}$.

Перепишем (25) в виде:

$$\tilde{L}^* \vec{u} = L \cdot \vec{F} \,,$$

где $\tilde{L}^*$ - комплексно-спряженая транспонированная матрица к L. Тогда соотношение для скачка смещения запишем в виде:

$$\vec{F} = (\tilde{L}^* L)^{-1} \cdot \tilde{L}^* \cdot \vec{u} \,. \tag{25`}$$

Однозначно из (25`) определены три компоненты вектора скачка смещения F_1, F_2, F_3.

Из (19) выводим уравнения для определения компонент тензора сейсмического момента для трансверсально-изотропной симметрии и для орторомбичной анизотропной среды:

$$\begin{aligned} M_{xz} &= M_{zx} = -F_1 \cdot c_{55} \\ M_{yz} &= M_{zy} = -F_2 \cdot c_{44} \\ M_{zz} &= -F_3 \cdot c_{33} \end{aligned} \tag{26}$$

Для определения углов ориентации плоскости разрыва (φ_s, δ, λ), использованные соотношения для компонент (M_{zz}, M_{xz}, M_{yz}) [Аки и др., 1983]:

$$M_{xz} = -M_0 \cdot (\cos\delta \cdot \cos\lambda \cdot \cos\varphi_s + \cos 2\delta \cdot \cos\lambda \cdot \cos\varphi_s)$$
$$M_{yz} = -M_0 \cdot (\cos\delta \cdot \cos\lambda \cdot \cos\varphi_s - \cos 2\delta \cdot \sin\lambda \cdot \cos\varphi_s) \ , \quad (27)$$
$$M_{zz} = M_0 \sin 2\delta \cdot \sin\lambda$$

где M_0 – сейсмический момент, который определяется по спектру синтетической сейсмограммы [Ackerley, 2012]. Для нахождения полного тензора сейсмического момента, используя значения для углов ориентации плоскости разрыва определены три компоненты тензора сейсмического момента [Аки и др., 1983]:

$$M_{xx} = -M_0 \cdot (\sin\delta \cdot \cos\lambda \cdot \sin 2\varphi_s + \sin 2\delta \cdot \sin\lambda \cdot \sin^2 \varphi_s)$$
$$M_{xy} = M_{yx} = M_0 \cdot (\sin\delta \cdot \cos\lambda \cdot \cos 2\varphi_s + \frac{1}{2}\sin 2\delta \cdot \sin\lambda \cdot \sin 2\varphi_s) \quad (28)$$
$$M_{yy} = M_0 \cdot (\sin\delta \cdot \cos\lambda \cdot \sin 2\varphi_s - \sin 2\delta \cdot \sin\lambda \cdot \cos^2 \varphi_s)$$

Для апробации обратной задачи рассмотрим анизотропную среду с трема слоями (первый и второй – трасверсально-изотропные слои, третий – владеет орторомбичной анизотропией) на изотропной полупространстве. В таблице 1 представлено параметры среды.

Таблица 1.

№ слоя	C_{11}, ГПа	C_{12}, ГПа	C_{13}, ГПа	C_{22}, ГПа	C_{23}, ГПа	C_{33}, ГПа	C_{44}, ГПа	C_{55}, ГПа	C_{66}, ГПа	Плотность, кг/м^3	Мощность слоя, м
1	15.71	5.05	4.46	15.71	4.46	13.39	4.98	4.98	5.33	2300	2500
2	35.35	11.36	10.04	35.35	10.04	30.13	11.21	11.21	11.99	2400	6500
3	19.8	7.92	4.95	21.65	5.28	13.07	4.4	3.52	4.8	2500	4000
4	21.8	8.2	8.2	21.8	8.2	21.8	6.8	6.8	6.8	2300	50000

Механизм очага землетрясения определен с помощью тензора сейсмического момента, используя (27)-(28), где $M_0 = 2.74634 \cdot 10^{19}$.

$$M = \begin{pmatrix} -1.456 & 0.832 & -1.552 \\ 0.832 & 2.302 & -0.612 \\ -1.552 & -0.612 & -0.846 \end{pmatrix} \cdot 10^{19}, \quad (29)$$

и представлен на рис. 5.

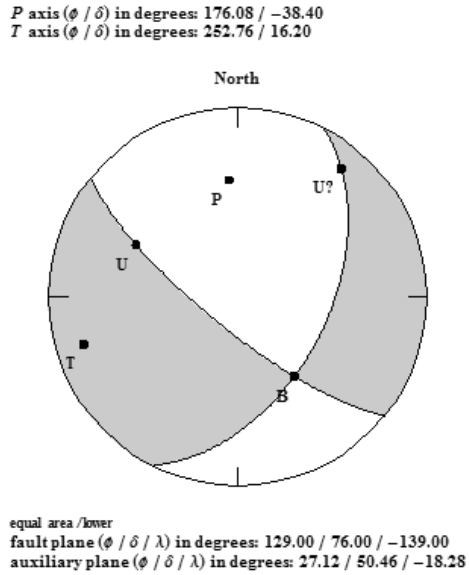


Рис. 5. Механизм очага землетрясения согласно тензором сейсмического момента (29)

Для тензора (29) получены углы ориентации плоскости разрыва (φ_s, δ, λ):
$\varphi_s = 129, \lambda = -139, \delta = 76$.

Промоделировано два примера для заданной анизотропной среды:

а) очаг размещен на глубине 6500 метров, т.е., во втором слое;
б) очаг находится в третьем слое на глубине10 км.
Для случая а) результат решения обратной задачи:

$$M = \begin{pmatrix} -1.34 & 1.036 & -1.637 \\ 1.036 & 2.099 & -0.632 \\ -1.637 & -0.632 & -0.759 \end{pmatrix} \cdot 10^{19}$$

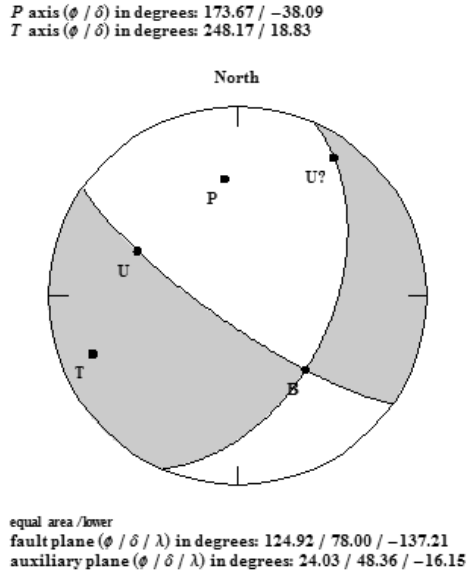


Рис. 6. Восстановленный механизм очага землетрясения для задачи а)

Такому тензору отвечают углы ориентации плоскости разрыва (φ_s, δ, λ):
$\varphi_s = 124.92, \lambda = -137.21, \delta = 78$.

Относительна погрешность соответственно становит:
$\varepsilon(\varphi_s) = 3.16\%, \varepsilon(\lambda) = 1.29\%, \varepsilon(\delta) = 2.63\%$

В задаче б) (очаг в третьем слое) результат обратной задачи для сейсмического момента:

$$M = \begin{pmatrix} -1.208 & 0.972 & -1.636 \\ 0.972 & 2.172 & -0.607 \\ -1.636 & -0.607 & -0.964 \end{pmatrix} \cdot 10^{19}$$

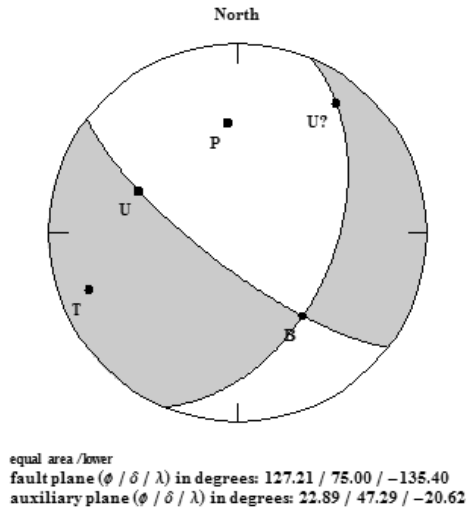


Рис. 7. Восстановленный механизм очага землетрясения для задачи б)

Такому тензору отвечают углы ориентации плоскости разрыва (φ_s, δ, λ):
$\varphi_s = 127.21, \lambda = -135.40, \delta = 75$.

Относительная погрешность соответственно становит: $\varepsilon(\varphi_s) = 1.39\%, \varepsilon(\lambda) = 2.59\%, \varepsilon(\delta) = 1.315\%$.

ВЫВОДЫ

В работе описана разработанная модификация матричного метода решения прямой задачи для анизотропных сред. Источник сейсмических волн представлен в виде скачка смещений – напряжений и определен произвольно-ориентированной силой или тензором сейсмического момента. Описано решение обратной задачи сейсмики относительно параметров очага землетрясения для анизотропных сред. Показаны результаты восстановления временных функций очага, а также восстановление тензора сейсмического момента и углов ориентации плоскости разрыва (φ_s, δ, λ) для слоистой анизотропной среды.

ЛИТЕРАТУРА

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. М.: 1983. Т. 1, 2. 872 с.

Малицький Д.В. Про деякі випадки математичного моделювання хвильових полів в шаруватих середовищах із додатковими напруженнями /Д.В. Малицький, А.Ю. Павлова, В.Ф. Чекурін // Геодинаміка. 2011. Т 2. С. 196-198.

Ackerley N. Estimation the spectra of small events for the purpose of evaluating microseismic detection thresholds // GeoConvention 2012: Vision. P. 1-10.

Anderson D.L. Upper mantle anisotropy: evidence from free oscillations / Anderson, D. L., Dziewonski, A. // Geophys. J. R. astr. Soc. 1982. № 69. P. 383-404.

Auld B.A. Acoustic Fieldsand Waves in Solids. Vol. I , Wiley, New York. 1973.

Babulka V. Anisotropy of up and u,in rock-forming minerals // J. Geophys. 1981. № 50. P.°1-6.

Bachman R.T. Acoustic anisotropy in marine sediments and sedimentary rocks // J. Geophys. Res. 1979. № 84. P. 7661-7663.

Chapman C. H. Fundamentals of seismic wave propagation // Cambridge university press. 2004. P.°608.

Christensen N.I. Seismic anisotropy in the oceanic upper mantle: evidence from the Bay of Islands ophiolite complex / Christensen N. I., Salisbury M. H. // J. Geophys. Res., 1979. № 84. P.°4601-4610.

Crampin, S. The dispersion of surface waves in multilayered anisotropic media // Geophys. K. J. asfr. Soc., 1970. № 21. P. 387-402.

Crampin S. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media // Wave motion 3. 1981. P. 343-391

Fryer G.J. Seismic waves in stratified anisotropic media / G.J. Fryer, L.N. Frazer // Geophys J. R. and Soc. 1984. Vol. 78. P. 691-710.

Fryer G.J. Seismic waves in stratified anisotropic media.-II. Elastodynamic eigensolutions for some anisotropic systems / G.J. Fryer, L.N. Frazer // Geophys J. R. and Soc. 1987. P. 73-101.

Fuchs K. Seismic anisotropy of the subcrustal lithosphere as evidence for dynamical processes in the upper mantle // Geophys. J. R. astr. Soc. 1977. № 49. P. 167-179.

Stephen R.A. Seismic anisotropy observed in upper oceanic crust // Geophys. Res. Lett. 1981. № 8. P.°865-868.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ МЕХАНИЗМОВ ВЛИЯНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

И.А. Пантелеев [1], В.А. Гаврилов [2], Ю.Ю. Бусс [2]

[1] - Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь, pia@icmm.ru/
[2] - Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, vgavr@kscnet.ru

ВВЕДЕНИЕ

Эффект модулирующего воздействия внешнего электромагнитного излучения (ЭМИ) на интенсивность геоакустических процессов был ранее выявлен по данным многолетних скважинных геоакустических и электромагнитных измерений, проводимых на территории Петропавловск - Камчатского геодинамического полигона [Гаврилов и др., 2006; Гаврилов, 2007; Gavrilov et. al., 2008; Гаврилов и др., 2011; Гаврилов, Власов, 2011]. Суть эффекта заключается в том, что для сейсмически спокойных периодов огибающая сигнала геоакустической эмиссии (ГАЭ) при измерениях в скважинах имеет высокую степень корреляции с огибающей напряженности электрической составляющей внешнего ЭМИ в районе той же скважины. Во временных окрестностях сильных ($M_{LH} \geq 5.0$) близких землетрясений проявление эффекта модулирующего электромагнитного воздействия усложняется. Как правило, в этих случаях наблюдается деградация откликов ГАЭ на воздействие ЭМИ (рис. 1). Результаты анализа многолетних рядов измерений показывают, что эффект деградации откликов ГАЭ на воздействие ЭМИ достаточно стабилен как индикатор изменений напряженно – деформированного состояния геосреды, по крайней мере, для геодинамических процессов регионального масштаба [Гаврилов и др., 2006].

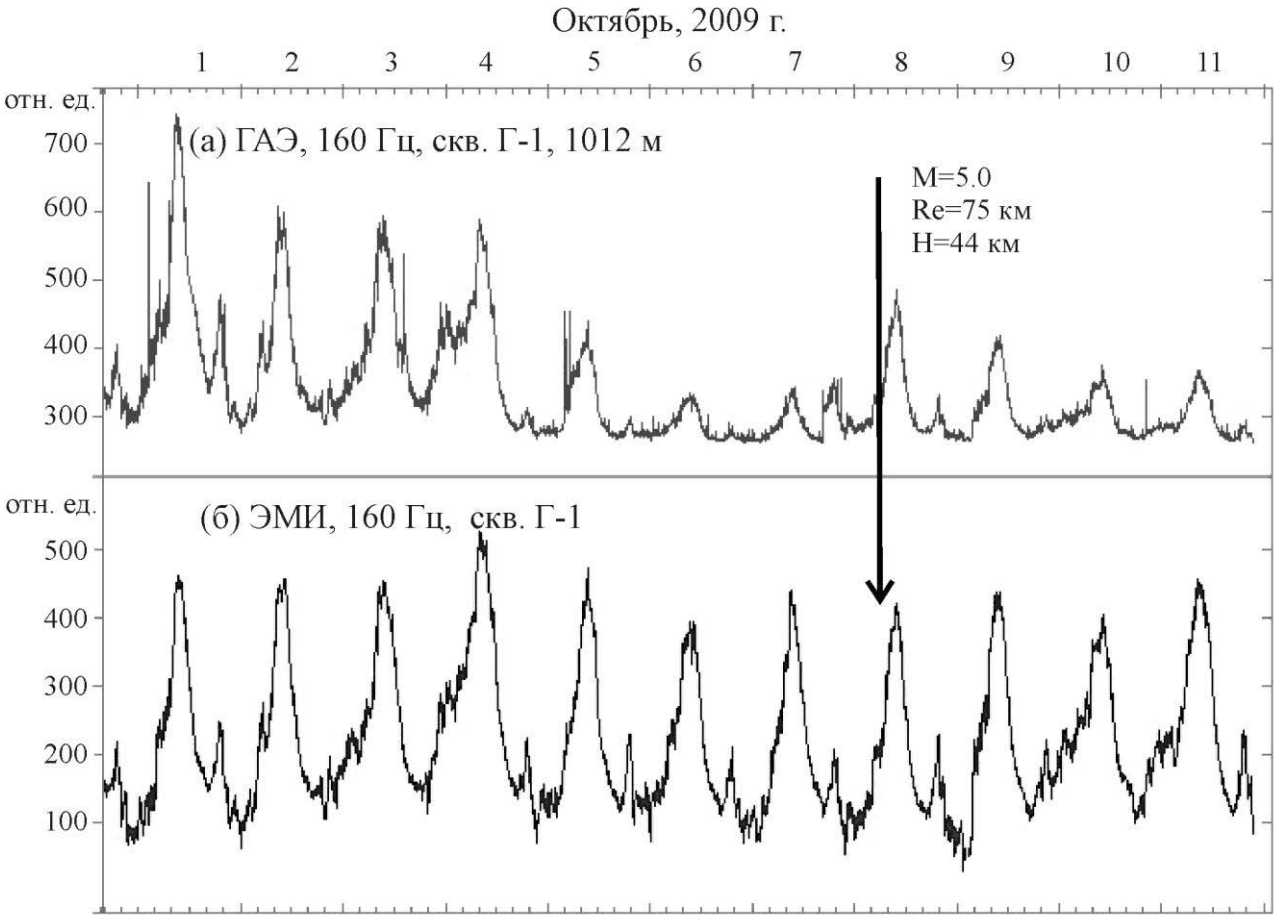


Рис. 1. Пример результатов одновременных геоакустических и электромагнитных измерений, характерных для временных окрестностей сильных близких землетрясений: (а) - вариации СКЗ ГАЭ на глубине 1012 м; (б) - вариации ЭМИ; При обработке использовалась полосовая фильтрация треть-октавным фильтром с центральной частотой 160 Гц

В данной работе представлены результаты исследований, основной целью которых являлось изучение физических причин и механизмов указанных эффектов как основы для разработки новых методов комплексного геофизического мониторинга напряженно - деформированного состояния геосреды и прогноза землетрясений.

Общие положения. Основываясь на последних представлениях о блочном иерархическом строении флюидонасыщенной геосреды [Гольдин, 2004] рассмотрим наиболее реальный, на наш взгляд, физический механизм, обуславливающий эффект модуляции уровня ГАЭ внешним ЭМИ. Предположим, как это делается в большинстве случаев, что геосреда имеет двойную пористость и состоит из слабопроницаемых блоков, разделенных более проницаемыми перегородками и каналами.

В сейсмически спокойные периоды фоновый уровень ГАЭ на глубинах установки геофонов (200 - 1000 м) определяется, в основном, шумами процессов переупаковки, фрагментации, компакции и растрескивания флюидонасыщенной геосреды под воздействием тектонических напряжений, литостатического давления, сейсмических волн и приливов. В объеме геосреды наличие ионопроводящего флюида в порово-трещинном пространстве вызывает появление двойных электрических слоев (ДЭС) на границах раздела флюид-минеральный скелет горной породы. Плотность зарядов ДЭС на каждом таком контакте оказывают существенное суммарное влияние на уровень ГАЭ. С увеличением плотности зарядов ДЭС возрастает коэффициент трения для межфазных границ (что косвенно подтверждается экспериментально обнаруженным изменением параметров трения под влиянием электрического тока [Chelidze, 2004]), что приводит к процессу торможения переупаковки, фрагментации, растрескивания и вызывает уменьшение уровня ГАЭ. Также с ростом плотности зарядов ДЭС увеличивается величина критического коэффициента интенсивности напряжений для каждой из трещин [Финкель, 1977], определяющего критический уровень напряжений, необходимых для начала роста трещины, что в свою очередь также ведет к уменьшению уровня ГАЭ.

Изменение величин зарядов ДЭС на границах раздела жидкой и твердой фаз в флюидонасыщенной геосреде определяется плотностью тока, переносящего заряды в ионосодержащем флюиде (электролите). В свою очередь появление токов связано как с действием на геосреду внешнего электрического поля, так и с реализацией электрокинетических эффектов, вызванных движением флюида через пористый твердый минеральный скелет. Будем считать, что заполняющий геосреду флюид является бинарным электролитом. Правомочность такого предположения подтверждается результатами измерений ионного состава воды в скважинах Г-1 и ГК-1 показывающих, что в составе отобранных проб содержатся преимущественно хлор - ионы и натрий – ионы [Хаткевич, Рябинин, 2006; Рябинин, Хаткевич, 2009; Ryabinin et al., 2011; Ryabinin et al., 2012]. Тогда при наличии внешнего электрического поля с напряженностью $\vec{E}$ и градиента порового давления ∇P выражение для плотности постоянного тока во флюидонасыщенной среде представимо в виде [Светов, 2002; Rastogi, Srivastava, 1993; Fitterman, 1979]:

$$\vec{j} = \vec{j}_E - \vec{j}_D + \pm\vec{j}_{conv} \mp \vec{j}_{cond} \qquad (1)$$

где разность в первой скобке отвечает за токи, вызванные наличием внешнего электрического поля, а разность во второй скобке отвечает за токи, связанные с появлением потенциала течения, вызванного в свою очередь появлением градиента порового давления.

При наличии внешнего электрического поля с напряженностью $\vec{E}$ плотность тока проводимости в среде с удельной электропроводностью σ будет:

$$\vec{j}_E = \sigma\vec{E}\,. \qquad (2)$$

Плотность диффузионного тока для случая бинарного электролита можно представить в виде [Светов, 2002]:

$$\vec{j}_D = D_+\nabla n_+ - D_-\nabla n_-, \qquad (3)$$

где n_+, n_- - концентрации катионов и анионов ($К_л/м^3$), D_+, D_- - соответствующие коэффициенты диффузии ($м^2/с$), ∇ - набла-оператор.

Согласно [Rastogi, Srivastava, 1993; Fitterman, 1979] выражение для результирующей плотности тока электрокинетической природы имеет вид:

$$\vec{j}_{conv} - \vec{j}_{cond} = \pm \frac{m\varepsilon_p \zeta}{\eta} \Delta P \mp m\sigma_f \Delta\varphi, \quad (4)$$

где m - пористость среды, ε_p - диэлектрическая постоянная флюида, η - динамическая вязкость флюида, ζ - дзета-потенциал, определяющий плоскость скольжения в ДЭС, ΔP - градиент порового давления, $\Delta\varphi$ - градиент потенциала течения [Rastogi, Srivastava, 1993; Fitterman, 1979]. Выбор знака перед слагаемыми в выражении (4) зависит от того, сонаправлены ли вектора напряженности и градиента давления или противоположно направлены.

Рассмотрим характер изменения плотности тока во флюидонасыщенной среде в сейсмически спокойные периоды на примере вертикальной компоненты. Поровое давление на некоторой глубине в среднем остается неизменным, а его величина варьируется в пределах от уровня гидростатического до уровня литостатического давлений, соответствующих рассматриваемой глубине [Ребецкий, 2008]. При этом градиент порового давления остается также постоянным. В этом случае электрокинетический ток $\vec{j}_{conv}$, вызванный увлечением ионного слоя ДЭС течением флюида, полностью компенсируется возникающим током проводимости $\vec{j}_{cond}$ и вторая скобка в выражении (1) обращается в ноль. Небольшая величина и быстрая релаксация возникающих в среде токов при медленном или незначительном изменении порового давления является причиной, по которой электрокинетический эффект второго рода (появления потенциала течения) относится к группе краткосрочных предвестников [Mizutani, Ishido, 1976; Добровольский, 2009]. Именно на стадии краткосрочных предвестников землетрясений скорость деформирования среды сильно увеличивается, и электрокинетический ток оказывается более существенным.

Таким образом, при неизменности флюидонасыщенности геосреды и электропроводности находящегося в ней флюида процесс переноса зарядов в такой среде будет контролироваться внешним электрическим полем. В свою очередь это означает, что интенсивность регистрируемой геоакустической эмиссии также будет определяться *величиной напряженности внешнего электрического поля*.

Полученные теоретические выводы позволяют объяснить физические причины эффекта модуляции ЭМИ уровня ГАЭ, а как следствие и наличие суточных вариаций («суточного хода») уровня ГАЭ, регистрируемых в скважине Г-1 (см. рис. 1, а и рис. 1, б). Для стимуляции геоакустических процессов требуется уменьшение плотности зарядов ДЭС, что происходит при увеличении напряженности ЭМИ с заходом Солнца.

Следует подчеркнуть, что четко выраженные и стабильные по форме и времени суточные вариации уровня ГАЭ, регистрируемые в скважине Г-1, определяются характеристиками внешнего электромагнитного поля, которое в зоне этой скважины имеет, в основном, техногенное происхождение с достаточно высокой напряженностью и стабильным суточным ходом.

Закономерности изменений амплитуд откликов ГАЭ при изменениях напряженно – деформированного состояния геосреды.

В ряде работ показано, что при подготовке достаточно сильных землетрясений косейсмические деформации сжатия и расширения, вызванные подготовкой очага землетрясения, достигают значений 10^{-7} на территориях протяженностью в десятки и сотни километров, а соответствующие им изменения порового давления могут достигать значений до 1 м водяного столба. Знак изменения величины порового давления при этом определяется ориентацией сейсмогенного разлома и расположением точки наблюдения относительно него. При резком скачке порового давления величина инициируемого скачком электрокинетического тока становится значительной и релаксирует в течение продолжительного времени. В связи с этим величина результирующей плотности тока, вызванного появлением потенциала течения, и определяемая выражением (4) становится существенно отлична от нуля, а ее знак определяется знаком скачка порового давления и как следствие направлением движения флюида в пористой среде.

Рассмотрим характерные сценарии эволюции флюидонасыщенной геосреды в районе произвольной скважины при изменении напряженно-деформированного состояния.

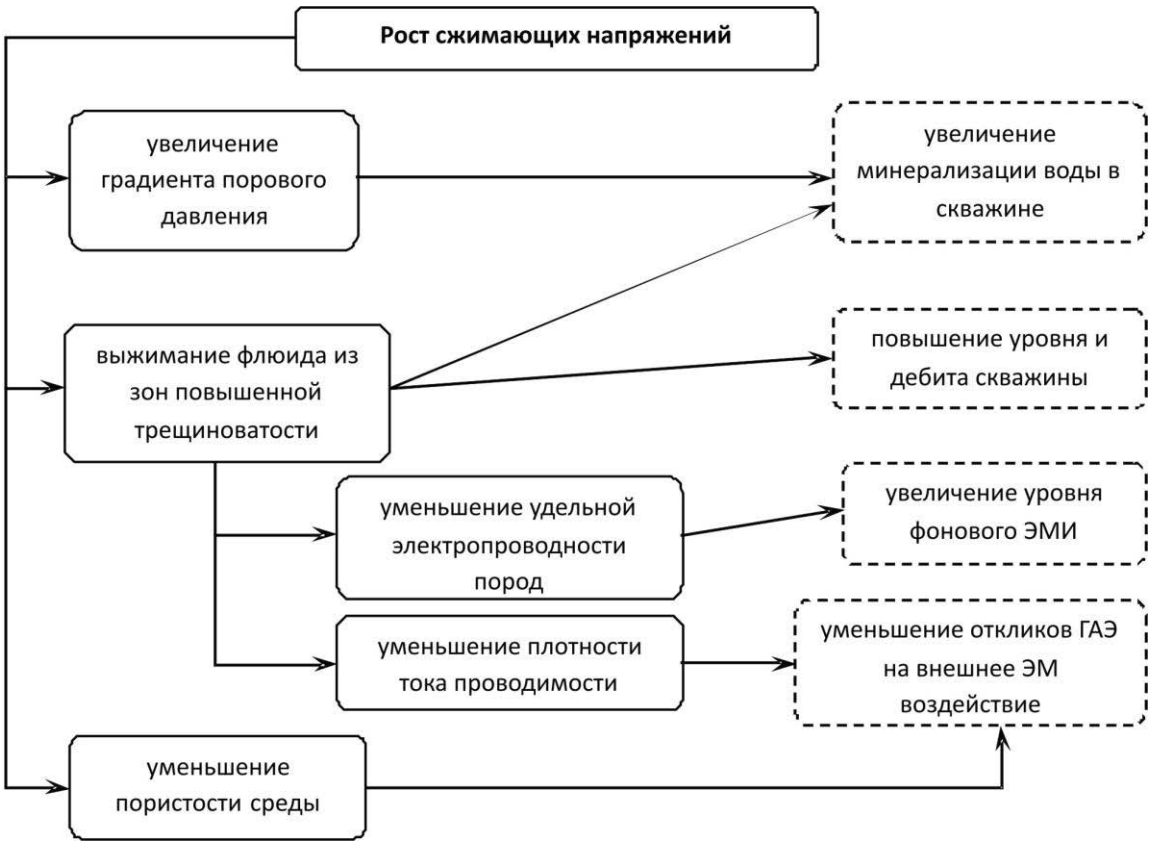


Рис. 2. Схема изменения параметров геосреды при росте сжимающих напряжений в районе скважины (следствия этих изменений, отражающиеся в результатах скважинных измерений, отмечены пунктирной линией)

Возрастание в районе скважины сжимающих напряжений приводит к следующим изменениям параметров геосреды (рис. 2):

1) к увеличению градиента порового давления [Sammonds et. al., 1992], что в свою очередь приведет к:

- поступлению части флюида в воду скважины и надежно регистрируемому *увеличению уровня ее минерализации*;
- незначительному (в сравнении со случаем дилатансного увеличения объема пород) росту градиента потенциала течения [Eccles, 2005], что нивелирует вклад электрокинетического тока в суммарную плотность тока, определяющего эволюцию зарядов ДЭС;

2) к выжиманию флюида из зон повышенной трещиноватости [Барсуков и др., 1985], что повлечет за собой:

- уменьшение удельной электропроводности, а как следствие и увеличение уровня фонового электромагнитного излучения;
- уменьшение токов проводимости в объеме пород, окружающих скважину, вызванных внешним ЭМИ и соответствующее ему уменьшение откликов ГАЭ;
- увеличение минерализации воды в самоизливающихся скважинах вследствие поступления в водоносные горизонты отжатых из пород более минерализованных поровых растворов;
- повышение уровня воды в пьезометрических скважинах и увеличение расхода воды в самоизливающихся скважинах и источниках;

3) уменьшение пористости с соответствующим уменьшением суммарной площади свободных поверхностей в объеме пород, контактирующих с флюидом и обладающих зарядами ДЭС. Это повлечет за собой уменьшение суммарного количества источников ГАЭ, инициируемых электрокинетическими процессами и как следствие – уменьшение уровня ГАЭ.

Дальнейшее продолжительное увеличение сжимающих напряжений может приводить к масштабным изменениям емкости порово–трещинного пространства и условий фильтрации подземных вод [Киссин, 2009]. На этой стадии возможно смешение вод ранее изолированных

водоносных горизонтов, усиление или уменьшение подтока глубинных флюидов [Барсуков и др., 1985], синхронизация изменений минерализации воды в скважинах, разнесенных на значительные расстояния.

В конечном итоге процесс увеличения сжимающих напряжений в районе скважины приведет к уменьшению амплитуд или полной деградации суточного хода ГАЭ, что связано с уменьшением электропроводности пород в районе скважины и компенсирующим влиянием электрокинетических токов, вызванных изменением порового давления, на токи проводимости, инициированные внешним электрическим полем.

В проводимом комплексе скважинных измерений процесс увеличения сжимающих напряжений может проявиться в виде (см. рис. 2.):

а) увеличения минерализации воды скважин;

б) повышения уровня и дебита скважин;

в) наличия откликов ГАЭ с уменьшающимися с течением времени амплитудами (в случае, когда плотность тока проводимости $\vec{j}_E$ больше суммарной плотности токов, вызванных потенциалом течения, но меньше величины тока, соответствующего асейсмичному периоду);

г) отсутствия значимых откликов ГАЭ (в случае, когда значения плотности тока проводимости $\vec{j}_E$ соизмеримы с суммарной плотностью токов, вызванных потенциалом течения, и компенсируются ими так, что результирующая плотность тока во флюидонасыщенной среде стремится к нулю);

д) увеличению уровня фонового электромагнитного излучения.

Иным образом эволюционирует флюидонасыщенная геосреда в районе скважины в случае смены режима напряженно деформированного состояния, когда процесс компакции, сопровождающийся возрастанием сжимающих напряжений, сменяется процессом ***дилатансионного увеличения объема пород*** [Nur, 1972]. Деформирование геосреды в таком режиме приводит к следующему ряду изменений ее параметров (рис. 3.):

1) уменьшению градиента порового давления, что в свою очередь приведет к изменению стационарного гидродинамического режима питания скважины, а как следствие к:

- уменьшению уровня минерализации воды скважины;
- стабилизации уровня воды и дебита скважины, а при высокой проницаемости прискважинной зоны и к постепенному их уменьшению.

2) увеличению концентрации флюида в объеме пород, окружающих скважину и последующему увеличению удельной электропроводности горных пород, что приведет к уменьшению уровня фонового ЭМИ;

3) увеличению пористости геосреды, и как следствие - увеличение суммарной площади свободных поверхностей в объеме пород, контактирующих с флюидом и обладающих зарядами ДЭС. Это повлечет за собой увеличение суммарного количества источников ГАЭ, инициируемых электрокинетическими процессами и в итоге к росту амплитуд откликов ГАЭ;

4) резкому увеличению градиента потенциала течения [Eccles, 2005], что в совокупности с увеличением электропроводности среды приведет к резкому росту суммарной плотности тока, определяющей эволюцию зарядов ДЭС.

В результате реализации в районе скважины дилатансионного режима деформирования модулирующее влияние внешнего электрического поля на уровень ГАЭ (проявляющееся в виде стабильного «суточного хода») будет сохраняться. При этом увеличение электропроводности геосреды в суперпозиции с токами, вызванными скачком градиента порового давления, приведет к возрастанию амплитуд откликов ГАЭ.

В проводимом комплексе скважинных измерений процесс дилатансионного увеличения объема пород будет проявляться в виде (см. рис. 3.):

а) уменьшения минерализации воды в скважинах;

б) стабилизации и последующего уменьшения (при большой продолжительности периода дилатансионного режима деформирования среды) дебита скважин;

в) значительного увеличения амплитуд откликов ГАЭ на внешнее ЭМИ по сравнению с уровнем ГАЭ, регистрируемым в период фоновой сейсмичности.

Представленные сценарии эволюции флюидонасыщенной геосреды в районе произвольной скважины при изменении напряженно-деформированного состояния в режиме роста сжимающих напряжений и режиме дилатансионного разрыхления коррелируют с основными предвестниковыми проявлениями подготовки землетрясения согласно модели очага землетрясения, представленной в [Николаевский, 1996].

Рис. 3. Схема изменения параметров геосреды при росте сжимающих напряжений в районе скважины (следствия этих изменений, отражающиеся в результатах скважинных измерений, отмечены пунктирной линией)

Согласно этому подходу процесс подготовки землетрясений, происходящий в районе будущего гипоцентра, состоит из трех этапов: этапа возрастания уровня сжимающих напряжений, этапа дилатансионного разрыхления и этапа компакции, непосредственно предшествующего основному толчку. При этом на этапе дилатансионного разрыхления происходит уменьшение электросопротивления пород за счет активного притока порового флюида в область будущего очага, тогда как переход к этапу компакции сопровождается стабилизацией или уменьшением притока флюида в область очага, что ведет к постепенному увеличению электросопротивления. При комплексных скважинных измерениях эффект влияния процессов подготовки крупного землетрясения на регистрируемые параметры будет проявляться в случае расположения скважины в зоне проявления краткосрочных предвестников, когда деформация, связанная с подготовкой очага, превышает уровень $\pm 10^{-8}$. Размер такой зоны может быть оценен по магнитуде реализуемого землетрясения как e^M, км (по [Добровольский, 2009] в предположении, что очаг имеет форму эллипсоида). Влияние процессов подготовки на проводимые скважинные измерения также будет иметь место в случае, когда в районе скважины расположены структурные нарушения сплошности геосреды (активные разломы различных масштабов, линеаменты и т.д.), которые сами могут генерировать новые зоны компакции и дилатансии при изменении напряженно-деформированного состояния в районе их простирания, вызванного подготовкой очага землетрясения, или при воздействия на них деформационных волн, генерируемых очагом [Гольдин, 2002; Николаевский, 1996].

Для апробации предложенных физических механизмов влияния изменения напряженно-деформированного состояния на регистрируемый в скважинах комплекс параметров рассмотрим эволюцию уровня ГАЭ и минерализации в скважине Г-1 во временной окрестности роя сильных

землетрясений, произошедших в районе Авачинского залива в октябре 2001 г. (рис. 4). В соответствии с характером представленных зависимостей рассматриваемый временной интервал может быть разбит на три стадии.

Первая стадия (август 2001 г.) характеризуется наличием слабо выраженного суточного хода ГАЭ с незначительным уровнем амплитуд и присутствием шумов стороннего происхождения, который к концу стадии I практически полностью деградирует. Согласно предложенному подходу, устанавливающему причинно-следственные связи изменения наблюдаемых параметров с вариацией напряженно-деформированного состояния геосреды, регистрируемое изменение уровня ГАЭ является следствием возрастания в районе скважины сжимающих напряжений. Этот процесс должен сопровождаться увеличением дебита скважины и постепенным возрастанием минерализации, что находит отражение в соответствующих временных зависимостях дебита воды на скважине ГК-1 и уровня минерализации воды в скважине Г-1 (рис. 4, а и рис. 4, б) на стадии I, указывающих на правомочность выдвинутого предположения о росте сжимающих напряжений.

На стадии II происходит резкий рост амплитуд ГАЭ (более чем в полтора раза) сопровождающийся ярко выраженным суточным ходом. При этом происходит значительное уменьшение минерализации воды в скважине Г-1 и стабилизацией дебита скважины ГК-1. Наблюдаемая эволюция измеряемых параметров указывает на изменение характера напряженно-деформированного состояния окружающего скважины массива пород (см. рис. 4). Переход от стадии I к стадии II соответствует смене режима деформирования (в результате высокого уровня сжимающих напряжений) с режима компакции на режим дилатансионного разрыхления, сопровождающийся увеличением трещинно-порового пространства, связанным с ним уменьшением градиента порового давления и последующим уменьшением уровня минерализации скважинных вод. Как и в случае стадии I предложенный механизм изменения деформирования геосреды в районе скважины полностью описывает характер эволюции регистрируемого комплекса данных.

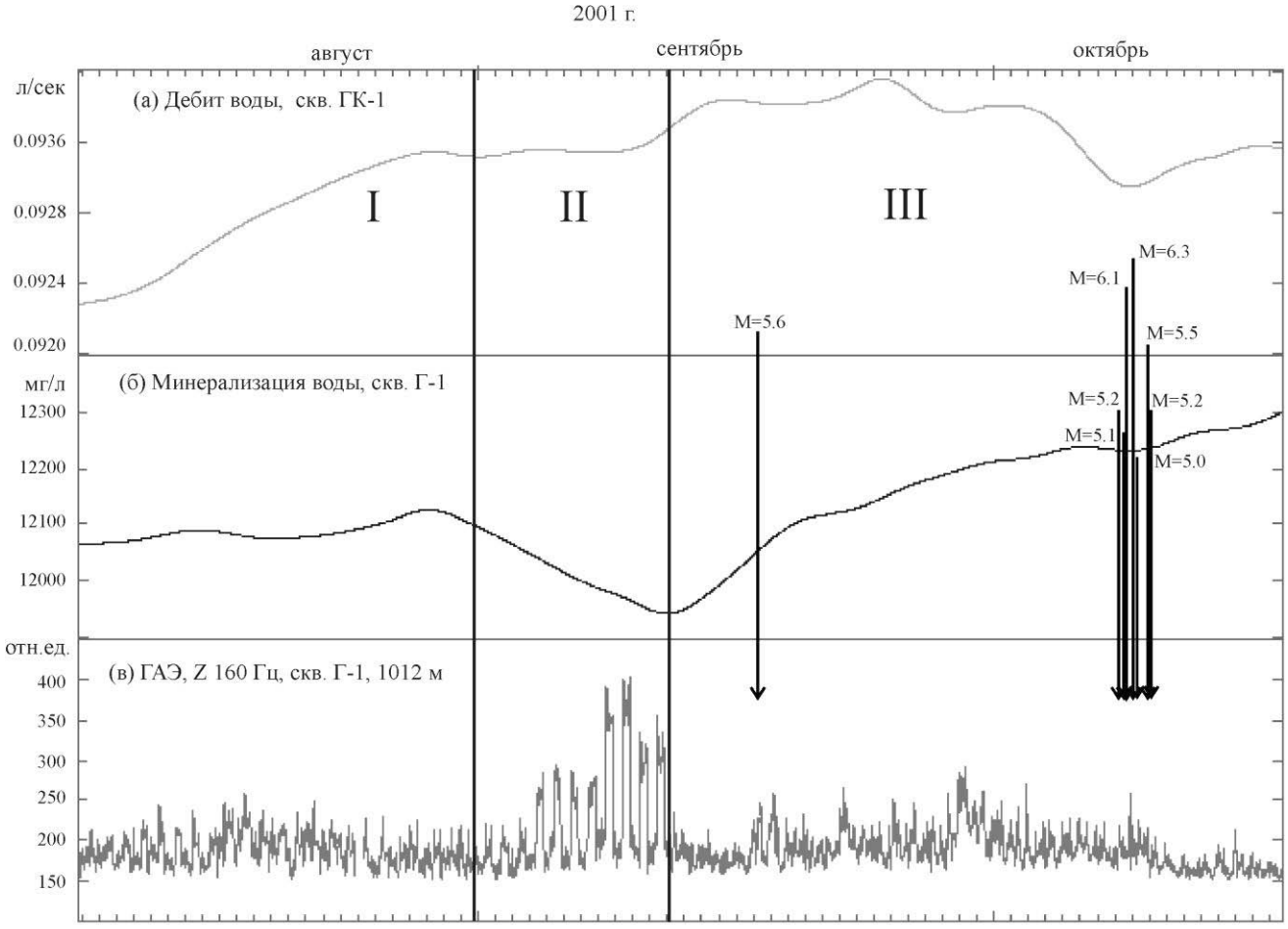


Рис. 4. Характер корреляционных связей между ГАЭ и минерализацией воды в скважине Г-1 во временной окрестности роя сильных землетрясений: (а) - дебит воды скважины ГК-1; (б) - минерализация воды скважины Г-1; (в) - вариации СКЗ ГАЭ на глубине 1012 м

Начало третьей стадии определяется резким увеличением минерализации в скважине Г-1 (рис. 4) и повышением дебита скважины ГК-1, вызванных выжиманием флюида из околоскважинного пространства, аккумулированном в среде на стадии дилатансионного разрыхления (стадии II). Указанные изменения соответствуют реакции геосреды на продолжающийся рост сжимающих напряжений и переходу к процессу компакции, сопровождающемуся резким сокращением порового объема среды. Рост минерализации воды скважин сопровождается деградацией суточного хода ГАЭ, проявляющейся на все протяжении третьей стадии. Следует отметить, что после первого толчка магнитудой 5.6 на фоне отсутствия откликов ГАЭ на воздействие ЭМИ происходит повышение среднего уровня ГАЭ, что, по-видимому, связано с шумами процессов переупаковки и растрескивания, вызванных действием на трещиноватую флюидонасыщенную среду сейсмических волн, генерируемых очагом.

Полученные из анализа комплекса скважинных измерений данные об эволюции уровня действующих напряжений, характере напряженно-деформированного состояния массива пород, окружающих скважину и условиях модулирующего воздействия ЭМИ на уровень ГАЭ позволяют идентифицировать этапы процесса подготовки близких землетрясений и использовать разработанный подход в качестве метода краткосрочного прогноза.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного анализа можно сделать следующие выводы:

1. Характер откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие во флюидонасыщенной геосреде определяется значениями плотности суммарного тока, изменяющего величины зарядов ДЭС на границах раздела жидкой и твердой фаз. В общем случае плотность суммарного тока является суммой трех векторных величин - плотности тока проводимости, плотности диффузионного тока и плотности тока электрокинетической природы. Закономерности изменений суммарного тока в значительной мере связаны с напряженно – деформированным состоянием геосреды.

2. Для сейсмически спокойных периодов изменения интенсивности геоакустических процессов непосредственно связаны с изменениями напряженности внешнего электрического поля и электропроводностью горных пород в районе скважины. Это объясняет физические причины высокой коррелированности среднеквадратических значений ГАЭ и ЭМИ на таких временных интервалах. Электропроводность горных пород при этом выступает как параметр, определяющий геоакустическую чувствительность среды к воздействию внешнего электрического поля.

3. Эффект деградации откликов ГАЭ на воздействие ЭМИ во временных окрестностях относительно близких сильных землетрясений связан с уменьшением электропроводности и пористости горных пород, окружающих скважину, на стадии роста сжимающих напряжений.

4. На стадии дилатансионного увеличения объема горных пород, окружающих скважину, имеет место значительное увеличение амплитуд откликов ГАЭ на внешнее электромагнитное воздействие. Физические причины указанного эффекта связаны с резким возрастанием градиента потенциала течения, увеличением пористости среды, ростом флюидонасыщенности и увеличением удельной электропроводности пород, характерных для указанной стадии напряженно – деформированного состояния геосреды.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00670-а, 11-05-96005-р_урал_а), Президиума ДВО РАН (грант 12-III-А-08-167), программы для государственной поддержки ведущих научных школ Российской Федерации (грант НШ-5583.2012.5) и гранта Президента РФ по государственной поддержке молодых Российских ученых-кандидатов наук (МК-6741.2013.1).

ЛИТЕРАТУРА

Барсуков В.Л., Варшал Г.М., Гаранин А.В., Замокина Н.С. Значение гидрогеохимических методов для краткосрочного прогноза землетрясений // Гидрогеохимические предвестники землетрясений. М.: Наука. 1985. С. 3-16.

Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52-67.

Гаврилов В.А. Физические причины суточных вариаций уровня геоакустической эмиссии // ДАН. 2007. Т. 414, № 3. С.389-392.

Гаврилов В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С. Сравнение результатов скважинных геоакустических измерений с данными лабораторных и натурных экспериментов по электромагнитному воздействию на горные породы // Физика Земли. 2011. № 11. С. 63-74.

Гаврилов В.А., Власов Ю.А. Эффект модуляции уровня геоакустической эмиссии электромагнитным сверхнизкочастотным излучением по результатам измерений на разных скважинах Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Сборник докладов III научно-технической конференции 09-15 октября 2011 г., г. Петропавловск-Камчатский. 2011. С. 207-211.

Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли.2004. № 10. С. 37-54.

Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты М.: Наука. 2009. 328 с.

Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.

Ребецкий Ю.Л. Современное состояние теорий прогноза землетрясений Результаты оценки природных напряжений и новая модель очага землетрясений // «Проблемы тектонофизики» к 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. 2008. Монография, отв. ред. Ю.Л.Ребецкий. Изд. ИФЗ РАН. С. 359-395.

Рябинин Г.В., Хаткевич Ю.М. Гидрогеохимические эффекты, предшествующие сильным землетрясениям Камчатки. Алгоритм идентификации и морфологический анализ // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. Вып. 13, №1. С. 107-122.

Светов Б.С. К вопросу о частотной дисперсии проводимости двухфазной геологической среды // Физика Земли. 2002. № 1. С. 46-52.

Финкель В.М. Физические основы торможения разрушения. М.: Металлургия. 1977. 359 с.

Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке в связи с поиском предвестников землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2006. № 4. С. 34-42.

Chelidze T., Gvelesiani A, Varamashvili N., Devidze M. et al. Electromagnetic initiation of slip: laboratory model // Acta Geofizika Polonica. 2004. Vol. 52, No 1. P. 49 -62.

Eccles D., Sammonds P., Clint O. Laboratory studies of electrical potential during rock failure // International Journal of Rock Mechanics. 2005. Vol. 42. P. 933-949.

Fitterman D.V. Theory of electrokinetic-magnetic anomalies in a faulted half-space // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. PP. 6031-6040.

Gavrilov V., Bogomolov L., Morozova Yu., Storcheus A. Variations in geoacoustic emissions in a deep borehole and its correlation with seismicity// Annals of Geophysics. October/December 2008. Vol. 51, No 5/6. P. 737-753.

Nur A. Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of t_s/t_p travel times. – Bull. Seism. Soc. Amer., 1972. Vol. 62, No. 5.

Mizutani H., Ishido T. A new interpretation of magnetic field variation associated with the Matsushiro earthquakes // J. Geomagn. and Geoelectr. 1976. Vol. 28. P. 179-188.

Rastogi R.P., Srivastava R.C. Non-equilibrium thermodynamics of electro-kinetic phenomena // Chemical Reviews. 1993. Vol. 93, No. 6. P. 1945-1987.

Ryabinin G.V., Polyakov Yu.S., Gavrilov V.A., Timashev S.F. Identification of earthquake precursors in the hydrogeochemical and geoacoustic data for the Kamchatka peninsula by flicker-noise spectroscopy // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. No 11. P 541–548.

Ryabinin G.V., Polyakov Yu.S., Gavrilov V.A., Timashev S.F. Cross-Correlation Earthquake Precursors in the Hydrogeochemical and Geacoustic Signals for the Kamchatka peninsula // Acta Geophysica. Jun. 2012. Vol. 60, No. 3. P. 874-893.

Sammonds P.R., Meredith P.G., Main I.G. Role of pore fluids in the generation of seismic precursors to shear fracture // Nature. 1992. Vol. 359. P. 228-230.

Sholz C.H., Sykes L.R., Aggarval Y.P. Earthquake Prediction: A Physical Basis // Science. 1973. Vol. 181, No. 4102. P. 803.

ОСОБЕННОСТИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПЕРЕД ЯПОНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 11 МАРТА 2011

А.Ю. Полец[1] *Ю.Л. Ребецкий*[2]

[1] - Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск
[2] - Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

11 марта 2011 г. у восточного побережья острова Хонсю, Япония произошло мега-землетрясение с моментной магнитудой $M_w = 9.0$. Землетрясения 11 марта 2011 г. вызвало сильное цунами, высота приливной волны в ряде районов превысила десять метров. Жертвами землетрясения, и последовавшего за ним цунами стали более 26 000 человек, из них 14 161 погибли, 11 536 числятся пропавшими без вести. Сильнейшие землетрясения и вызванные ими разрушительные цунами наблюдались в этом районе и ранее: 869 г. землетрясение «Дзёган» $M_W = 8.3$, 1896 г. землетрясение Мэйдзи Санрику $M_S = 7.2$, 1933 г. землетрясение Санрику $M_W = 8.4$. В работах [Minoura et al., 2001] не раз подчеркивалась возможность возникновения сильного землетрясения и цунами в ближайшие 30 лет. Свое предупреждение об опасности они основывали на исследовании разрушительного землетрясения «Дзёган» 869 г. По данным Японского Метеорологического Агентства (JMA) [http://www.jma.go.jp/jma/indexe.html], событие 11 марта 2011 г. признано сильнейшим в истории страны и вошло в десятку сильнейших землетрясений за всю историю сейсмических наблюдений в мире.

Японские острова лежат в зоне сочленения четырех литосферных плит: Евразиатской (0.1 см/год), Филиппинской (4.8 см/год), Тихоокеанской (9.0 см/год), и Охотской микроплиты (0.8 см/год). Из них две континентальные Евразиатская и Охотская, и две океанические Филиппинская и Тихоокеанская. Граница между Евразиатской и Охотской плитами делит Японию на две области Юго-Западную и Северо-Восточную. Области имеют разные геологические, сейсмические и тектонические особенности [Maruyama et al., 1997]. Зона Японского желоба целиком находится под морем. Геология океанического дна исследовалась мало. Зона характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести, низким значением теплового потока и высокой сейсмической активностью [Мацумота, 1977]. В последние годы Японское метеорологическое агентство фиксирует для этой территории около тысячи землетрясений с магнитудами более 3.0.

Северо-Западный фланг Тихоокеанской области является одним из наиболее сейсмически активных районов Земли. После землетрясения в Кобе (1994 г.) в Японии развернута сейсмическая сеть из 84 цифровых широкополосных станций, по данным которой Японское метеорологическое агентство создает каталог механизмов очагов землетрясений. Поскольку базисом определений механизмов являются разные сейсмические сети (глобальная сеть IRIS и региональная сеть JMA), использующие различающиеся сейсмические скоростные модели среды, то в рамках исследования выполнено сопоставление результатов определения механизмов очагов, полученных для одних и тех же землетрясений по каталогам NEIC [12] и JMA. Обработка исходных сейсмологических данных производилась в пределах области $30^o - 46^o$ с.ш. и $128^o - 145^o$ в.д. В период с 01.01.2007 г. по 31.12.2010 г. За рассматриваемый период каталог JMA насчитывает 11 114 событий, каталог NEIC 1 043 событий. Нижний уровень магнитуд в первом каталоге $M_w \geq 4.7$ (NEIC), во втором $M_w \geq 3.1$ (JMA).

События из двух каталогов сопоставлялись по следующим критериям: дата землетрясения (строгое соответствие), долгота и широта (±0.5°), магнитуда (±0.3), глубина (±30 км). Большой коридор для значений по глубине подобран по причине значительной разницы глубин по одному и тому же событию в двух каталогах (рис. 1, *а*). Сравниваемые каталоги отличаются по качеству и представительности данных, так из1043 событий каталога NEIC только 900 удовлетворяют заданным критериям сопоставления, из них 142 события имеют более одного аналога из каталога JMA. Из-за невозможности полной идентификации эти события были исключены из дальнейшего анализа. В итоге из полученной выборки были проанализированы только 758 событий. Для каждого события из рассматриваемых каталогов проведена проверка различия в положении осей ***T*** и ***P***, и рассчитаны амплитуды этих отклонений (рис. 1, *б*).

Результат сравнения двух каталогов показал, из 758 событий 461 (или 61%) имеют несущественные отклонения в азимутах и погружениях осей ***T*** и ***P***, 199 событий (26%) – значительные, а 98 событий (13%) – существенные отклонения. Наибольшее число несовпадений по двум каталогам получено для азимутов ось Т. Это связано с тем, что данные оси в исследуемом

регионе достаточно часто имеют субвертикальное направление. При такой ориентации большие отличия в азимутах не приводят к большим отличиям в ориентациях этих осей. Таким образом, можно заключить, что результаты этого анализа показывают хорошее совпадение механизмов очагов землетрясений каталогов NEIC и JMA.

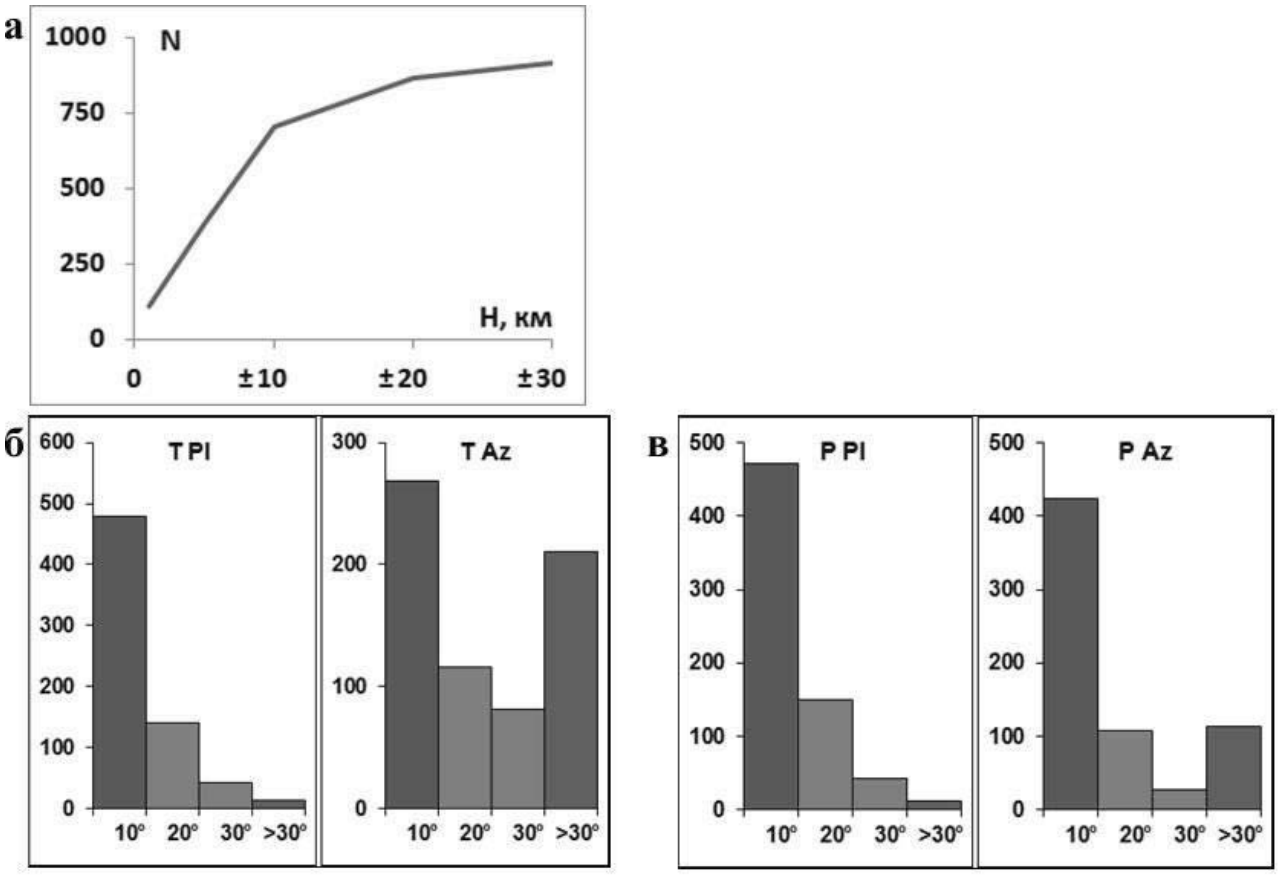


Рис. 2. Сопоставление каталогов NEIC и JMA: *а*) график зависимости количества сопоставленных событий от глубины (коридор значений ±10, ±20, ±30 км), в случае если остальные критерии сравнения остаются без изменений; *б, в*) амплитуды отклонений углов погружений и азимутов осей *T* (*б*) и *P* (*в*)*:* 0°-10°- несущественные отклонения; 10°-20°, 20°-30°- значительные отклонения; свыше 30°- существенные

В среднем каталог JMA ежегодно пополняется около 1000 событиями. Годы с большими числами произошедших землетрясений относятся к периодам возникновения относительно сильных землетрясений с $M_w > 6.5$. Основной диапазон магнитуд землетрясений из каталога механизмов очагов JMA отвечает 3.5-4.5, а их гипоцентры в основном находятся на глубинах до 100 км при наличии двух локальных максимумов распределения гипоцентров для глубин 0-20 км и 30-50 км. Анализ данных о механизмах показывает, для большинства механизмов характерно пологое положение оси ***P*** и более крутое погружение оси ***T*** ($\pm 15^o$), что дает механизм типа взброс. Землетрясения, для которых оси ***P*** и ***T*** местами субвертикальны и субгоризонтальны ($\pm 15^o$, соответственно), отвечающие сбросам, встречаются почти в два раза реже. Число землетрясений, для которых оси ***P*** и ***T*** субгоризонтальны ($\pm 15^o$), отвечающие сдвигам вдоль простирания разрыва по числу близко к сбросам. Такое же число событий с осями ***P*** и ***T***, расположенными под углами 45^o ($\pm 15^o$), определяющие механизм типа взрезов (субвертикальный разрыв) или подвигов (субгоризонтальный разрыв).

Сопоставление механизмов очагов землетрясений для диапазонов магнитуд $5.5 > M_w > 3$ и $7 > M_w > 5$ показывает, чем больше уровень магнитуд тем больше становится механизмов очагов типа взброс, их число от общего составляет около 45%, в то время как при меньшем диапазоне магнитуд около 32%. Таким образом, можно полагать, что в зависимости от магнитудного диапазона анализируемых механизмов очагов землетрясений может меняться характер напряженного состояния.

Рассмотрение особенностей развития сейсмического процесса в очаге землетрясения 11 марта 2011 г., показало, повышение сейсмической активности началось 9 марта 2011 г. (рис. 2, б). По данным Геологической Службы США (USGS) в районе исследования за полгода до 9 марта зарегистрировано всего 89 землетрясений (рис. 2, *а*) с магнитудой преимущественно от 4.0 до 5.0 (70-событий) и от 5.0 до 6.0 (19 событий), у тихоокеанского побережья северо-восточной части острова Хонсю в небольшой области примерно в 400 км к северо-востоку от Токио и в 40 км от главного толчка (рис. 2, *б*).

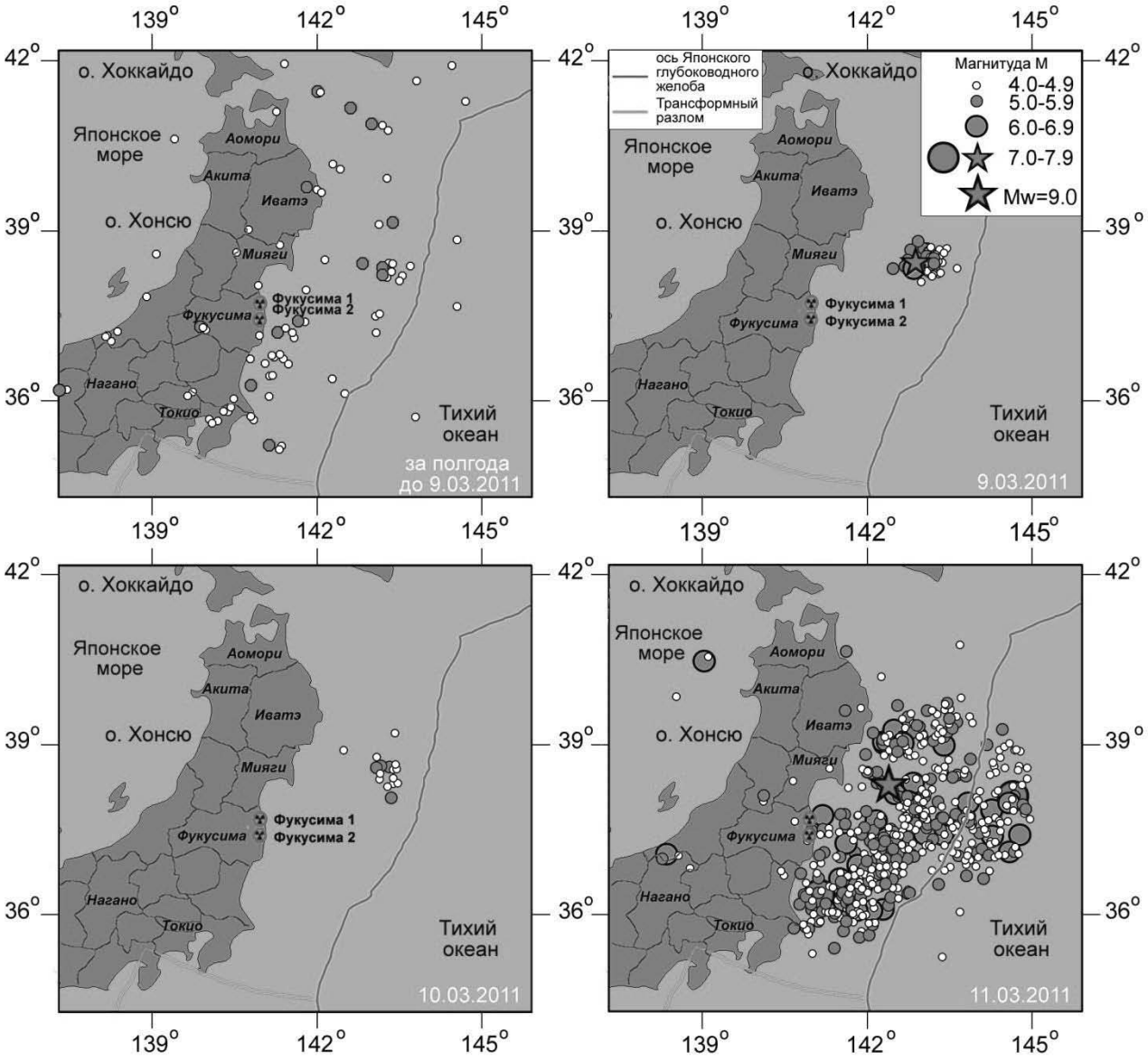


Рис. 2. Положение эпицентров землетрясений в районе о. Хонсю с 1.09.2010 г. по 11.03.2011 г.: *а*) за полгода до 9.03.2011 г., *б*) 9.03.2011 г., *в*) 10.03.2011г., *г*) 11.03.2011 г.

За два дня до основного толчка 9.03.2011 г. зарегистрирована серия форшоков (45 землетрясений), впервые за полгода наряду с магнитудами от 4.0 до 5.0 (23 события) и от 5.0 и 6.0 (19 событий) отмечены два землетрясения с магнитудами 6.0, 6.4, и самый мощный форшок с магнитудой $M_W = 7.5$ (рис. 2, *б*). За день до главного толчка 10.03.2011 число событий резко сократилось до 16 с магнитудами вновь не более 5.6 (рис. 2, *в*). 11 марта 2011 г. первый из серии мощных подземных толчков был зафиксирован в 14:46 по местному времени (05:46 по Гринвичу). После главного толчка 11.03.2011 последовали афтершоки с магнитудами $M_W = 7.0$, $M_W = 7.4$, $M_W = 7.2$ и многочисленные толчки меньшей силы. В результате облако афтершоков распространилось на восток, юго-запад, северо-запад. Линейные размеры облака афтершоков L=450 км, W = 150 км (рис. 2, *г*).

Для изучения особенностей поля тектонических напряжений действовавших в земной коре исследуемой области, перед землетрясением 11 марта 2011 г. была выполнена реконструкция параметров напряженного состояния. Реконструкция выполнялась на основе метода катакластического анализа разрывных смещений [Ребецкий, 2007а]. Метод катакластического анализа совокупностей механизмов очагов землетрясений является развитием методологии изучения природных полей тектонических напряжений, включающий методы реконструкции ориентации осей главных напряжений и сейсмотектонических деформаций, по данным о совокупностях механизмов очагов землетрясений [Гзовский, 1975; Гущенко, 1979, 1996; Юнга, 1990; Angelier, 1984]. Этот метод позволяет определять не только параметры эллипсоида напряжений, но и оценивать величины напряжений. Исходными данными для МКА являются сейсмологические параметры механизмов очагов землетрясений (решения тензора момента центроида землетрясений), данные о величине напряжений, снимаемых в очагах сильных землетрясений, топография и мощности основных слоев земной коры (осадки, гранитный и базальтовые слои). В рамках метода катакластического анализа реконструкция компонентов тензоров напряжений, приращений квазипластических деформаций и оценка механических свойств осуществляются в несколько этапов расчетов.

Первый этап расчета. На первом этапе выполняется расчет ориентации трех главных осей и значение коэффициента Лоде-Надаи для тензоров напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций.

Второй этап расчета. На втором этапе реконструкции определяются относительные значения эффективного всестороннего давления p^* и модуля максимального касательного напряжения τ. Величины этих компонентов тензора напряжений рассчитываются с точностью до неизвестного значения внутреннего сцепления массивов горных пород τ_f, которое можно считать постоянным для исследуемого участка земной коры.

Третий этап. На третьем этапе реконструкции осуществляется оценка величины τ_f - эффективная прочность сцепления массива с масштабом осреднения, соответствующим реконструируемым напряжениям. Алгоритм расчета связан с возможностью после первых двух этапов оценить с точностью до нормировки на неизвестную величину τ_f напряжения $\Delta\tau_n$, снимаемые вдоль произвольно ориентированной плоскости.

Реконструкция тектонических напряжений выполнялась в пределах области 30^o- 43^oN и 135^o-146^oE, по данным о механизмах очагов землетрясений из каталога JMA в двух диапазонах магнитуд M_w : 1) от 3.0 до 5.5 и 2) от 5.0 до 7.0. В первом случае реконструкция напряжений производилась в узлах сетки $0.1^o*0.1^o$, для разных глубинных интервалов: 0-20; 10-30; 20-40; 30-50; 50-70 и 70-90 км. Во втором случае в узлах сетки $0.5^o*0.5^o$. В ходе расчетов необходимые параметры были подобраны таким образом, что для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 окно усреднения напряжений изменялось от 10 до 60 км при среднем значении менее 50 км. Для второго каталога среднее значение окна усреднения напряжений составляло чуть менее 110 км. Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений для каталога землетрясений с магнитудами от 3.0 до 5.5 удалось завершить для 814 (середина слоя – 10 км), 556 (20 км), 489 (30 км), 473 (40 км), 404 (60 км), 110 (80 км) квазиоднородных доменов. Для каталога землетрясений с магнитудами от 5.0 до 7.0 таких доменов было 99. Для каждого из доменов рассчитывались средние за весь период наблюдений параметры тензора напряжений.

По результатам реконструкции установлено: ось океанического желоба резко разделяет верхнюю часть тектоносферы на два геодинамических режима: субгоризонтального сжатия к западу от оси желоба и субгоризонтального растяжения к востоку от оси желоба.

Смена геодинамических режимов происходит резко без формирования промежуточных режимов горизонтального сдвига или вертикального сдвига.

Тип тензора напряжений, определяемый значениями коэффициента Лоде-Надаи μ_σ практически для всех доменов близок к чистому сдвигу ($-0.2 < \mu_\sigma < 0.2$).

Развитие очага землетрясения 11 марта происходило в области сочленения участков коры с высоким и низким уровнем эффективного давления, в зоне максимального градиента напряжений. Эта область протягивалась вдоль оси океанического желоба и наиболее выраженной была на глубине 30 км. Здесь же присутствовала наиболее обширная область пониженного уровня эффективного давления, которая согласно работам [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2007б, 2007в] является наиболее предпочтительной для развития хрупкого разрушения.

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.

Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс–мониторинг литосферы (структурно–кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399–402.

Мацумота Т., Китамура Н. Северо-восточная Япония. Мезозойско - кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир. 1977. 184-193.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392 – 395.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. Научное издание М.: ИКЦ «Академкнига», 2007а. 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007б. Т 29. №6. С. 92-110.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Доклады РАН. 2007в. Т 416, № 5. С. 106-109.

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.

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

Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // Geophys.Res. 1984. V. N 89. P. 5835–5848.

Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present: The Island Arc. 1997. Vol. 6. P. 121-142.

Minoura K., Imamura F., Sugawara D., Kono Y., Iwashita T. The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence interval of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan // Journal of Natural Disaster Science. 2001. Vol. 23. P. 83-88

http://www.jma.go.jp/jma/indexe.html

http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/

МОДЕЛЬ ПЛАСТИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ С УЧЁТОМ НЕЛОКАЛЬНЫХ СВОЙСТВ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

А.В. Попова [1,2], О.В. Шереметьева [1,2]

[1] – Институт космофизических исследований и распространения радиоволн, с. Паратунка, Камчатский край
[2] – Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский
non-ame@li.ru, olga.v.sheremetyeva@gmail.com

Специалистами в области сейсмологии установленным фактом является наличие закономерностей, в которых проявляется связь между сейсмическими событиями во времени и пространстве [Лукк и др., 1996, Голицын, 2001]. В данной работе на основании критериев статистической зависимости событий построена модель пластических (сейсмотектонических) течений и применена для зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги.

ВВЕДЕНИЕ

Модель, рассматриваемая в данной работе, является обобщением статистической модели сейсмичности, предложенной в работах [Shevtsov, Sagitova, 2009, Шевцов, Сагитова, 2012], где с использованием гипотезы связанности землетрясений осуществлено разложение сейсмического процесса на множество последовательностей, каждая из которых представляет собой процесс марковского типа с определенными пространственно-временными и энергетическими масштабами. В статистической модели сейсмичности в цепочках событий выявлялась причинно-следственная связь между событиями и исследовались нелокальные свойства во времени и пространстве во всем каталоге землетрясений. Исследования того же направления проводились в работах [Шебалин, 2005, 2006; Shebalin, 2006]. Там использован критерий пространственной близости между событиями, попавшими в интервал времени, который не превышает временной масштаб, определяемый энергиями событий в линейных конструкциях. Таким образом, в работах Шебалина события не рассматриваются с точки зрения временной связанности и считаются почти одновременными, а пространственный радиус корреляции оценивается по количеству событий в линейных конструкциях и в критических условиях стремится к бесконечности, что отличает его от пространственного масштаба используемого в работах [Shevtsov, Sagitova, 2009, Шевцов, Сагитова, 2012]. При определении параметров связанности событий в рассмотренных моделях не использовались такие характеристики как направление и величина смещения вдоль дислокации [Аки, Ричардс, 1983]. Эти параметры могут характеризовать направленность сейсмогеодинамических процессов в регионе.

Идея представления сейсмотектонического (квазипластического) течения как системы подвижек, заключённых в некотором объёме, высказывалась в работах [Ризниченко, 1965, Костров, 1975]. В нашем подходе при сохранении условий причинно-следственной связи между событиями добавлено условие на направление смещения, которое определяет направленность деформационного процесса и пластического течения, маркерами которого являются события, объединённые в цепь.

Для выполнения исследования на реальном каталоге необходимым условием было наличие в данных каталога рассчитанного тензора сейсмического момента. Поэтому нами был использован каталог тензоров сейсмических моментов [Global CMT Web Page] и на примере выборки для зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги за период 1976-2005 гг. (значения магнитуд 4-7, рассматриваемая область 50°-60° с.ш., 156°-166° в.д., объём выборки 221 событие) построены пластические течения и проанализированы нелокальные деформационные эффекты в них.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

Модель рассматривалась в рамках диффузионного приближения, которое может быть применено для некатастрофических сейсмических событий, т. к. в этом случае выполняется критерий малости приращений в связи с тем, что пространственный масштаб региона, в котором развивается геодинамический процесс, значительно превосходит размер очага землетрясения и радиус области сброса напряжений, и сейсмические события могут рассматриваться как слабые флуктуации [Metzler, Klafter, 2000, Saichev, Zaslavsky, 1997]. Зависимости по времени и пространству, существующие между сейсмическими событиями в общем случае характеризует сейсмический процесс как немарковский нелокальный случайный процесс. Эти зависимости математически выражаются в корреляции событий на пространственных и временных масштабах, выбор которых определяется

характеристиками среды и самим сейсмическим процессом [Kagan, 1994, Shebalin, 2006, Голицын, 2001].

При построении модели пластических течений в рамках диффузионного подхода в первом приближении была использована схема случайного блуждания по состояниям, которая представляет собой цепи Маркова. Сейсмический процесс рассматривается как совокупность связанных сейсмических событий и выборка из каталога тензоров сейсмических моментов [Global CMT Web Page] за период 1976-2005гг. для зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги (221 событие) раскладывалась на непересекающиеся последовательности связанных событий, используя критерии связанности по пространству, времени, энергии и направлению. Более раннее событие считается инициирующим для более поздних, если эти события попадают в область влияния, определяемую следующими характеристиками инициирующего сейсмического события [Шевцов, Сагитова, 2012, Попова и др., 2012]:

1. Пространственный масштаб сейсмического события принимался равным радиусу зоны влияния события, определяющейся неоднородностью среды [Добровольский, 2009]:

$$R=10^{0.43\,ML},$$

где M_L - магнитуда Рихтера, которая определяется по формуле [Hanks, Boore, 1984]

$$M_L=(\lg M_0 -17.0)/1.4,$$

где M_0 (Н·м) - сейсмический момент.

2. Временной масштаб сейсмических событий вычислялся на основании закона повторяемости Гутенберга - Рихтера и принимался равным отношению временного периода каталога к частоте событий с заданной магнитудой (энергией):

$$t=T/n\ ,$$

где T – временной период в днях каталога, по которому определяется закон повторяемости, n – количество событий с магнитудой M_L, которое определяется из закона Гутенберга - Рихтера с заданным шагом дискретизации [Попова и др., 2012].

В область влияния более раннего (инициирующего) сейсмического события попадают события удовлетворяющие следующим критериям:

1. Временной промежуток между инициирующим и рассматриваемым событиями не превышает временной масштаб t;
2. Расстояние между гипоцентрами рассматриваемой пары сейсмических событий не превышает пространственный масштаб R инициирующего события;
3. Угол отклонения направления подвижки связанного события от главного направления смещения не превышает среднеквадратическое отклонение для рассматриваемой выборки [Попова и др., 2012].
4. Среди совокупности событий, попавших в пространственно-временную область с учётом направления смещения, выбираем событие с максимальной энергией (магнитудой) и записываем в цепь.

Не менее трёх связанных событий образуют цепь. Каждая цепь – это пластическое (сейсмотектоническое) течение, направление которого определяется направлениями смещений событий, объединённых в цепь. Величина смещений, определённая для сейсмических событий, попавших в цепь, определяет скорость пластического течения. Непрерывность сейсмического процесса обеспечивается перекрытием зон влияния связанных сейсмических событий.

ПОСТРОЕНИЕ ПЛАСТИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ

Используя рассмотренный в предыдущем пункте алгоритм поиска связанных событий, из выборки [Global CMT Web Page] выделяются главные энергетические ветви. Нумерация пластического течения производится по номеру первого события включённого в цепь.

Рассматриваемая выборка из 221 события содержит 62% связанных событий, что указывает на наличие эффектов дальних корреляций по пространству (нелокальность) и времени (память), которые в рамках теории пластичности связаны с усилением вязких и хрупких процессов, а с точки зрения статистической теории это – проявления аномальных запаздываний и дальних пространственных корреляций. Изменение свойств среды приводит к смене эффектов и выражается в особенностях блужданий.

Таблица. Характеристики пластических течений

№	Число событий	Дата начала	Дата окончания	Период времени, (годы)	Суммарная энергия, (Дж)	Средняя энергия, (Дж)
23	10	21.11.82	26.11.05	22.7	$2.8\cdot10^{16}$	$2.8\cdot10^{15}$
32	12	01.11.84	08.03.05	20.1	$2.9\cdot10^{15}$	$2.4\cdot10^{14}$
56	13	18.07.89	13.11.99	10.2	$4.9\cdot10^{14}$	$3.8\cdot10^{13}$
77	10	13.07.92	24.01.99	6.4	$2.4\cdot10^{14}$	$2.4\cdot10^{13}$
90	10	07.01.94	31.03.97	3.2	$7.8\cdot10^{13}$	$7.8\cdot10^{12}$

№	Средний радиус, (км)	Максимальный радиус, (км)	Средняя подвижка, (см)	Суммарная подвижка, (см)	Средняя скорость течения, (см/год)
23	250.1	632.5	39	390	17
32	173.5	437.7	23	276	14
56	124.7	328	14	195	19
77	99.7	274.1	14	140	22
90	87.9	209	9	97	31

Представленные в таблице наиболее крупные пластические течения характеризуются временем начала и конца существования, периодом времени существования, средним и максимальным радиусами блуждания, суммарной и средней энергией, суммарной подвижкой и скоростью. Течение №23, определяемое десятью событиями и имеющее наибольшую суммарную энергию, является главной энергетической ветвью охватывающей временной период 22.7 года и всю рассматриваемую область (рис. 1), течение №32 — это его подструктура, занимает практически ту же пространственно-временную область (рис. 2), что и главная, но имеет меньшую суммарную энергию. Подструктурами меньших энергий течения №32 являются течения №56, №77, №90 (рис. 3-5). Скорости течений имеют порядок значений характерный для скорости движения литосферных плит [Ломизе, 1999].

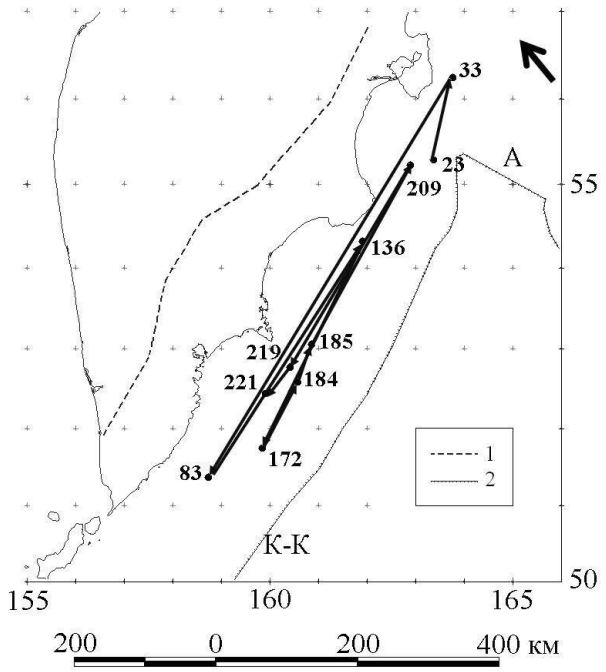


Рис. 1. Пластическое течение №23. 1 – ось крупнейших разломов, 2 – оси глубоководных желобов: Курило-Камчатского (К-К) и Алеутского (А), стрелкой показано направление пластического течения

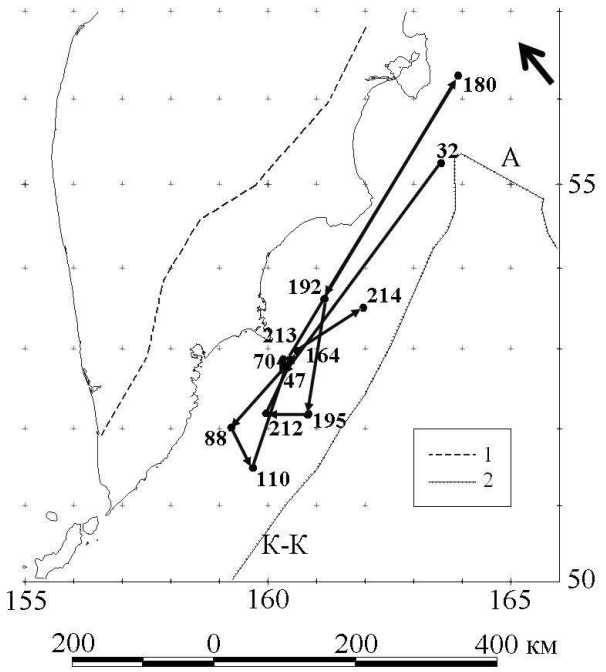


Рис. 2. Пластическое течение №32. 1 – ось крупнейших разломов, 2 – оси глубоководных желобов: Курило-Камчатского (К-К) и Алеутского (А), стрелкой показано направление пластического течения

На рисунках 1-5 представлены рассматриваемые течения. Случайное блуждание реализуется неравномерно: топтания в ограниченной области сменяются длинными пролетами, т. е. реализуются эффекты ближних и дальних корреляций. Смена режимов блужданий связана с изменением характеристик течения, т. е. свойств среды и напряжений, которые проявляются в нелокальных

свойствах блужданий [Шевцов, Сагитова, 2009]. Топтания на месте с возвратами связанны с памятью в системе и проявляются в афтершоках (закон Омори), акустическом затишье (эффект Кайзера) и сейсмических брешах [Федотов, 1968], а длинные пролеты обусловлены нелокальностью и проявляются при формировании трещин или разломов [Shebalin, 2006]. Аномальное поведение блужданий является характерным признаком их статистической связанности, а смена режимов блужданий говорит об изменениях свойств среды и напряжений.

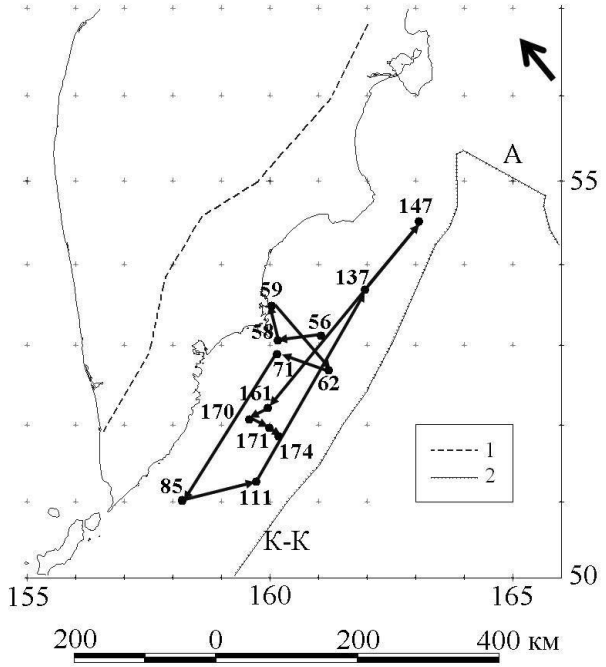


Рис. 3. Пластическое течение №56. 1 – ось крупнейших разломов, 2 – оси глубоководных желобов: Курило-Камчатского (К-К) и Алеутского (А), стрелкой показано направление пластического течения

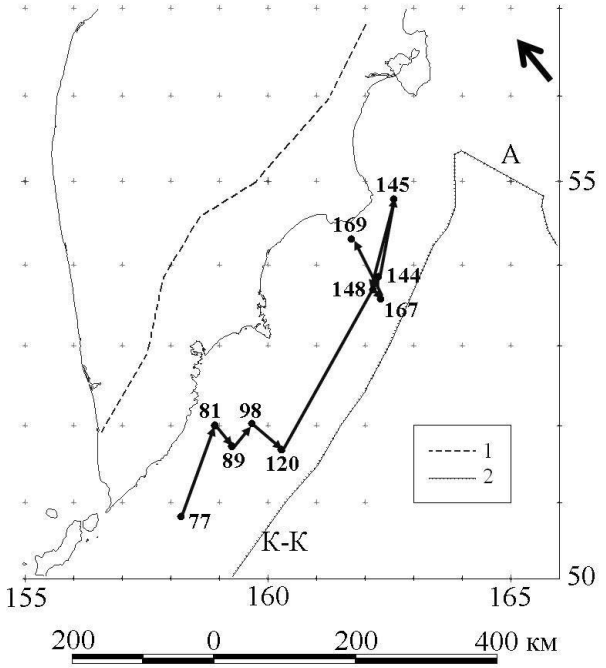


Рис. 4. Пластическое течение №77. 1 – ось крупнейших разломов, 2 – оси глубоководных желобов: Курило-Камчатского (К-К) и Алеутского (А), стрелкой показано направление пластического течения

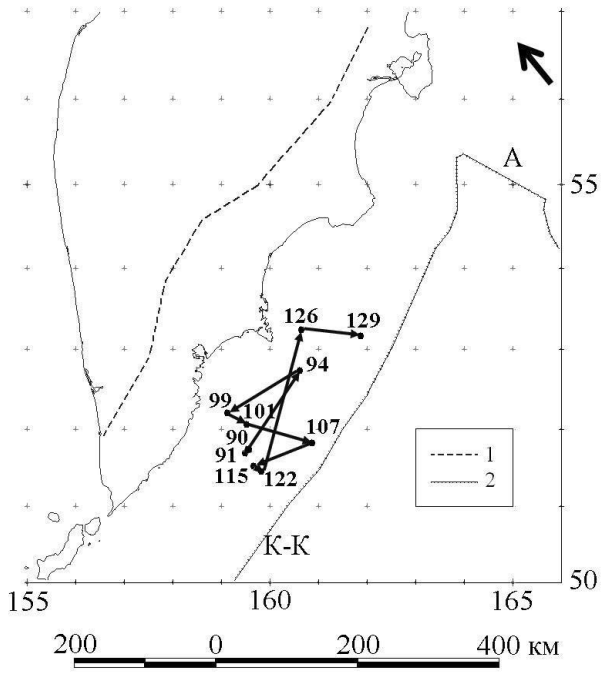


Рис. 5. Пластическое течение №90. 1 – ось крупнейших разломов, 2 – оси глубоководных желобов: Курило-Камчатского (К-К) и Алеутского (А), стрелкой показано направление пластического течения

Полученные результаты согласуются с результатами работы [Шевцов, Сагитова, 2012] для этого же региона, основанной на каталоге землетрясений Камчатского филиала Геофизической службы РАН за период с 1 января 1962 г. по 31 декабря 2002 г. без ограничений на координаты событий с энергией не меньше 9 класса.

В сравнении с работой [Шевцов, Сагитова, 2012] можно отметить увеличение процента связанных событий, что подтверждает вывод о влиянии фильтрации каталога на связанность. Фильтрация приводит к утрате деталей истории сейсмического процесса. Удаление из каталога малых энергетических классов эквивалентно сглаживанию. В нашей работе рассмотрены крупные события (магнитуды 4-7), что привело к увеличению числа связанных событий, т. е. с увеличением энергии событий, включаемых в выборку, увеличивается доля связанных событий. Если оставить только самые крупные события в каталоге, то можно предположить, что все они окажутся связанными.

ВЫВОДЫ

Основными результатами представленного исследования можно считать построение в рамках диффузионного подхода статистической модели пластических течений и реализацию модели на выборке данных каталога тензоров сейсмических моментов [Global CMT Web Page] для зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги. Нелокальные свойства и свойства памяти сейсмического процесса проявляются в дальней пространтсвенно-временной связанности событий (62% связанных событий в выборке из 221 события). Каждое пластическое течение определяется совокупностью направлений смещений сейсмических событий, объединённых в цепь Маркова (с памятью и нелокальностью) по принципу пространственно-временной близости с учётом энергетического критерия. Специфика каждого течения определяется особенностями случайных блужданий в цепи Маркова. Смена ближних пространственных корреляций дальними, т. е. нелокальность и память, характеризует усиление хрупких процессов или свойства упрочнения среды. Направления полученных течений имеют северо-западную ориентацию и порядок значений средних скоростей составляет 10 см/год, что согласуется с данными [Ломизе, 1999; Авдейко и др., 2004].

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П., Полуева А.А., Лепиньч С.В. Сейсмоактивные тектонические структуры зоны субдукции под Восточную Камчатку // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле, 2004, №3, С. 18-34.

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. Том 1, М.: Мир, 1983, 519 с.

Голицын Г.С. Место закона Гутенберга-Рихтера среди других статистических законов природы // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. М.: ГЕОС, 2001, вып. 32, С. 138-161.

Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009, 236 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975.

Ломизе М.Г. Вулканическое кольцо тихого океана // Соросовский образовательный журнал, 1999, №9, С. 59-66.

Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН, 1996, 210 с.

Попова А.В., Шереметьева О.В., Сагитова Р.Н. Анализ параметров выборки данных Global CMT catalog для построения статистической модели сейсмического процесса на примере зоны субдукции Курило-Камчатской островной дуги // Вестник КРАУНЦ. Серия: Физико-математические науки, 2012, Т. 5, №2, С. 23-32.

Ризниченко Ю.В. О сейсмотектоническом течении горных масс. Динамика земной коры. М.: Наука, 1965, с. 56–63.

Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.

Шебалин П.Н. Методология прогноза сильных землетрясений с периодом ожидания меньше года. // Алгоритмы прогноза землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 37, М.: ГЕОС, 2006, С. 5-180.

Шебалин П.Н. Цепочки эпицентров как индикатор возрастания радиуса корреляции сейсмичности перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология, 2005, №1, С. 3-15.

Шевцов Б.М., Сагитова Р.Н. Диффузионный подход в статистическом анализе сейсмичности Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2012, №2, С. 56-66.

Global CMT Web Page http://www.globalcmt.org/

Hanks T.C., Boore D.M. Moment-magnitude relations in theory and practice // Journal of Geophisical research, Vol.89, NO. B7, P.6229-6235, 1984.

Kagan Y.Y. Observational evidence for earthquakes as nonlinear dynamic process // Physica D. 1994, Vol. 77, P. 160-192.

Metzler R., Klafter J. The random walk's guide to anomalous diffusion: a fractional dynamics approach // Physics Reports, 2000, Vol. 339, P. 1-77.

Saichev A.I., Zaslavsky G.M. Fractional kinetic equations: solutions and applications // Chaos, 1997, Vol. 7(4), P. 753-764.

Shebalin P.N. Increased correlation range of seismicity before large events manifested by earthquake chains.

// Tectonophysics, 2006, Vol. 424, P. 335-349.
Shevtsov B.M., Sagitova R.N. Statistical analysis of seismic processes on the basis of the deffusion approach // Doklady Earth Sciences, 2009, Vol. 426, №1, P. 642-644.

ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ И ГАЗОНОСНОСТИ НА НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПРИАНГАРЬЯ

В.В. Пошибаев [1], Л.А. Сим [2]

[1] Российский государственный университет нефти и газа имени И.М. Губкина, г. Москва, poshibaev@yandex.ru
[2] Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, г. Москва , sim@ifz.ru

Объектом исследований являются газовые и газоконденсатные месторождения, открытые относительно недавно (2000-2011 гг.) и расположенные в пределах южного борта Иркинеево-Чадобецкого палеорифта (зона Ангарских складок, юг Сибирской платформы). Месторождения газа приурочены к позднедокембрийским терригенным отложениям, которые представлены чередованием прослоев пестроцветных мелкообломочных гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Маломощные (1-5 м, до 5-7 м) гравийные, гравийно-песчаные, песчаные коллекторские прослои объединяются системой вытянутых (до 300 м и более) субвертикальных взаимопересекающихся трещин в сложную единую фильтрационно-емкостную систему [Пошибаев, 2013]. Т.е. устройство верхнерифей-вендского природного резервуара в пределах исследуемого региона определяется, с одной стороны, закономерностями строения и распространения терригенных прослоев, с другой - развитием трещиноватости, как в разрезе осадочного чехла, так и по площади (рис. 1).

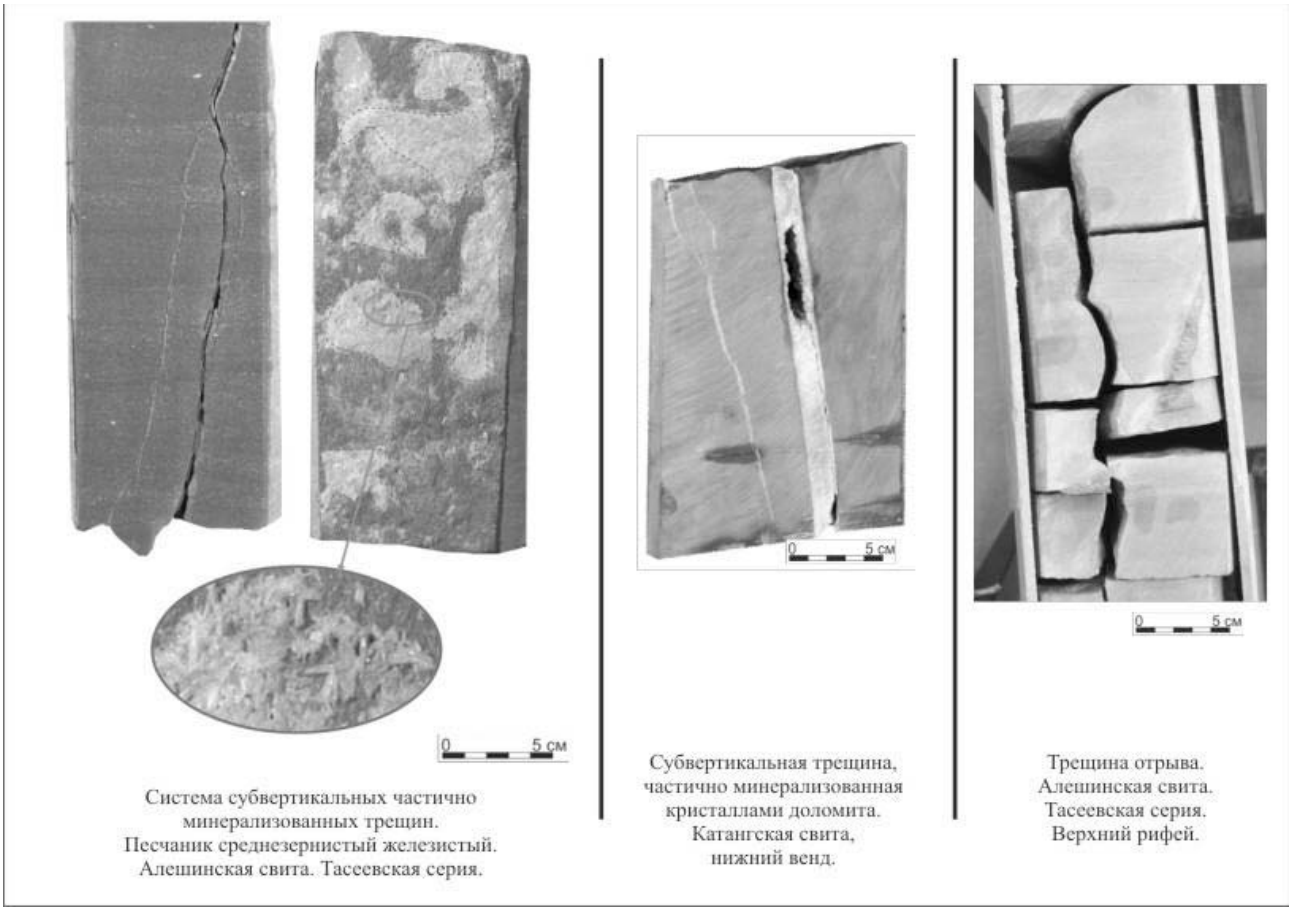


Рис. 1. Различные типы трещин в образцах керна скважин исследуемого региона

Исследуемый регион относительно слабо изучен, пробурена редкая сеть разведочных и поисково-оценочных скважин. Продуктивные отложения отличаются крайне высокой степенью неоднородности литологического состава, стратиграфического объема, мощности. Эти факторы во многом определяют значительные затруднения при прогнозировании зон распространения поровых коллекторов. В связи с этим весьма актуальным представляется изучение трещинной компоненты природного резервуара. Вместе с тем выявление этих закономерностей не всегда позволяет объяснить различную степень газоносности резервуара. На месторождениях со сходными особенностями строения резервуара часто отмечаются различные значения результатов испытаний скважин. На

одном месторождении дебиты достигают 1 млн. м куб. / сут., на другом, в значительном количестве скважин, не превышают 10-100 м.куб / сут. В работе была предпринята попытка объяснить эти различия возможной взаимосвязью неотектонических напряжений с результатами испытаний скважин. По результатам предварительных исследований низкие значения дебитов объясняются расположением скважин в зонах максимальных сжимающих напряжений, "зонах сжатия", высокие значения дебитов - расположением в "зонах растяжения". Выявление таких зон проводилось с помощью анализа новейшей геодинамики региона. Исходя из предположения о возможной взаимосвязи неотектонических напряжений и газоносности, построение схемы новейшей геодинамики позволит осуществить очень дифференцированный прогноз развития газоносных участков.

В работе были проведены детальные геодинамические исследования на двух полигонах Приангарья. Первый "Берямбинский" расположен в 15-20 км к востоку от пос. Кодинск в излучине Ангары. Здесь открыто Берямбинское месторождение. Основные запасы углеводородов связаны с нижнекембрийским природным резервуаром. В верхнерифей-вендском природном резервуаре дебиты газа незначительные. Второй исследуемый полигон, "Ильбокичский", расположен на правобережье р. Ангара, в бассейне рек Чадобец, Ильбокич. Здесь открыто Ильбокичское месторождение. Основные запасы углеводородов связывают с верхнерифей-вендским природным резервуаром.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- производилось дешифрирование разломов по космоснимакам, топографической карте, карте цифровой модели рельефа;
- восстанавливались ориентировки осей главных нормальных напряжений в зонах отдешифрированных разломов, определялся их кинематический тип и геодинамическая обстановка формирования (или активизации);
- при наличии сдвиговой компоненты перемещений восстанавливались участки локального сжатия и растяжения на местах пересечения разнонаправленных сдвигов, важные для условий миграции углеводородов.

Новейшая геодинамика района исследований изучалась с помощью структурно-геоморфологического (СГ) метода реконструкции сдвиговых неотектонических напряжений, [Сим, 1991]. Сдвиговые тектонические напряжения характеризуются главными нормальными максимальными и минимальными сжимающими напряжениями (осями «сжатия» и «растяжения»), ориентированными ортогонально в горизонтальной плоскости. Такие напряжения должны приводить к формированию или избирательной активизации круто падающих разломов с преобладанием сдвиговых перемещений по ним. Неотектоническими разломы и напряжения, ответственные за их формирование, считаются из-за их хорошей выраженности в рельефе, образовавшемся в новейший этап.

Разломная природа трещин и разрывов в зонах сдвигов в осадочном чехле платформ подтверждается данными математического и физического моделирования. [Ребецкий, 1987; Михайлова, 2007].

СГ метод основан на положении о развитии в зонах динамического влияния сдвигов закономерно ориентированных оперяющих разрывов, обобщенных М.В. Гзовским [1954]. На рис. 2 показана палетка, составленная по обобщениям М.В. Гзовского об ориентировке оперяющих разрывов в зонах сдвигов при разных геодинамических обстановках: А и Б – обстановка чистого сдвига (или трехосное напряженное состояние), ось сжатия ориентирована под углом 45˚ к плоскости разлома, А – сколовые трещины ориентированы под углом 45˚ к оси сжатия (что по данным экспериментов не выдерживается, т.к. эти углы скалывания составляют меньше 45˚ с осью сжатия и зависят от физических свойств горных пород); Б – предельный угол скалывания между осью сжатия исколовыми трещинами, равный 22˚30′; В – при обстановке дополнительного растяжения – угол между осью сжатия и разломом составляет 30˚, Г – при обстановке дополнительного сжатия, ориентированного поперек разлома ориентация оси сжатия становится равной 60˚. Случаи В и Г - в соответствии с изменением ориентировки оси сжатия по отношению к разлому меняются и ориентировки сколовых сопряженных трещин и трещин отрыва. Если вблизи предполагаемого разлома, выраженного в рельефе в виде прямолинейного линеамента, дешифрируются мелкие прямолинейные элементы - мегатрещины, то задача реконструкции ориентировки осей главных нормальных напряжений, вызвавших возможное сдвиговое перемещение по предполагаемому разлому сводится к идентификации ориентировки мегатрещин как между собой, так и по и по отношению к разлому.

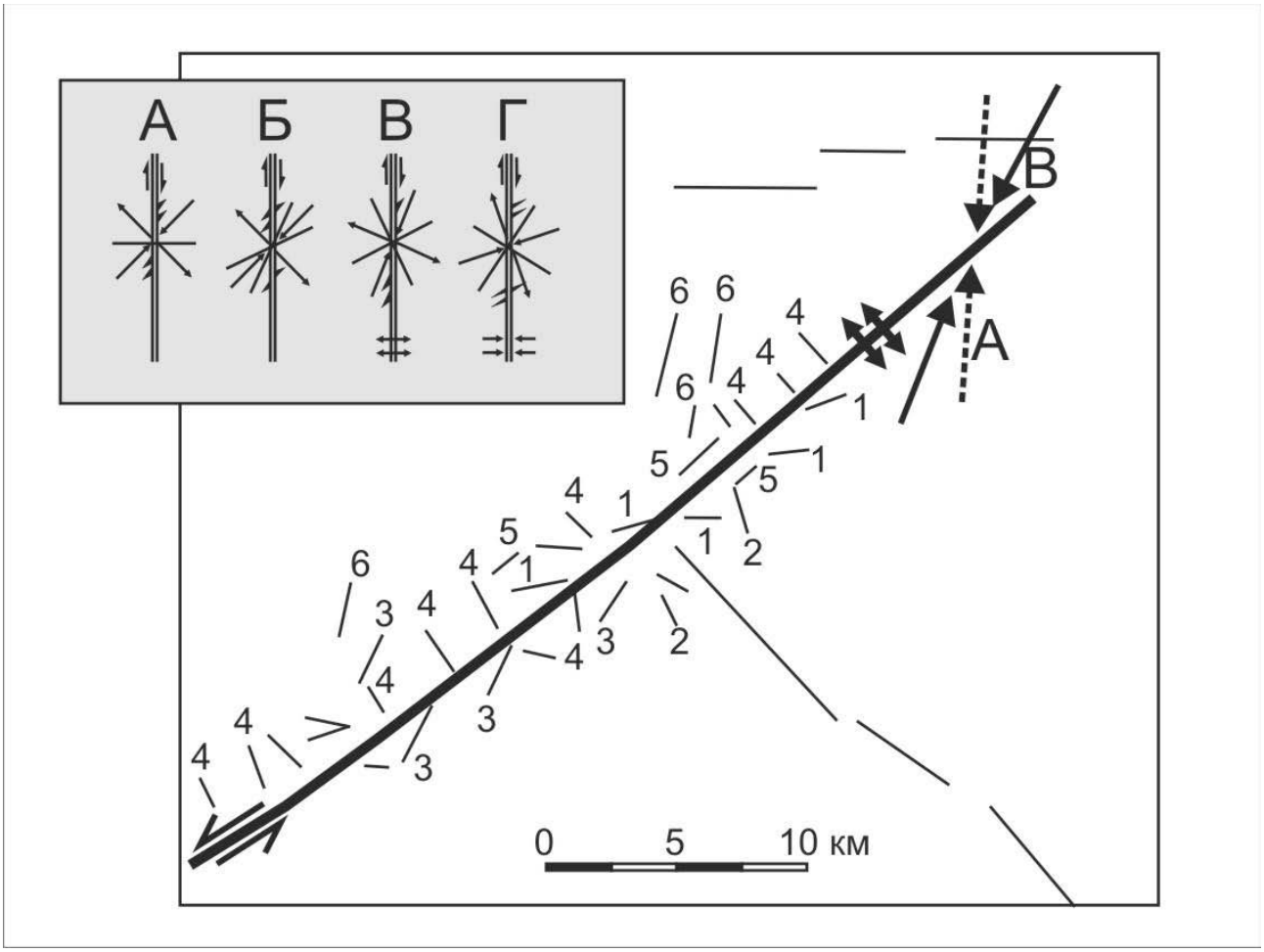


Рис. 2. Дешифрирование мегатрещин и линеаментов для реконструкции направления сдвига и геодинамической обстановки прорыва разлома на дневную поверхность. На врезке: Схемы расположения осей напряжений и трещин в момент их возникновения при деформации сдвигания (по [Гзовский, 1975, с.148] с упрощениями): А – при угле скалывания 45º, Б – при угле скалывания меньше 45º, В - при угле скалывания 45º и дополнительном растяжении, Г - при угле скалывания 45º и дополнительном сжатии

В случае соответствия взаимных ориентировок мегатрещин и разлома одному из вариантов распределения оперяющих разрывов в зоне сдвига принимается, что:

- линеамент и мегатрещины вблизи него имеют разломную природу;
- разлом является сдвигом; определяется знак сдвигового перемещения (правый или левый);
- ориентировка главных нормальных напряжений сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости;
- геодинамическая обстановка формирования сдвига – дополнительное сжатие или растяжение, ориентированное поперек сдвига. Необходимо отметить, что одна из осей главных нормальных напряжений может оказаться промежуточной осью;
- определяются сектора локального сжатия и растяжения при пересечении разнонаправленных сдвигов.

При этом необходимо учесть, что определение ориентировки оси сжатия наносится на том отрезке разлома, на котором развиты соответствующему простиранию мегатрещины. Разные отрезки разлома могут формироваться в разных обстановках: в обстановке чистого сдвига (тогда ось сжатия ориентирована под углом 45°), в обстановке дополнительного сжатия (ось ориентирована под углом 60°), в обстановке дополнительного растяжения (ось ориентирована под углом 30° к плоскости разлома).

Тектонофизические исследования проведены на двух полигонах: Ильбокичском с промышленными и Берямбинском с неудовлетворительными дебитами газа.

1. Берямбинский (Ерминский) полигон. Рассмотрим более подробно результаты исследований на Берямбинском месторождении, на котором 4 пробуренные скважины характеризуются незначительными дебитами газа.

В современном рельефе расположен на локальном поднятии, четко ограниченном разломами СЗ простирания. Поднятие находится в неотектоническом блоке, ограниченном диагональными и ортогональными разломами. С севера полигон ограничен широтным разломом (№1), входящим в состав крупного Нижнеангарского регионального разлома (рис. 3). На геологической карте в пределах Берямбинского полигона разлом разделяет выходы кембрийских отложений в ядре Берямбинской антиклинали СЗ простирания на северную и южную части. По разлому не удалось установить знак сдвигового перемещения, в зависимости от истинного падения плоскости сместителя он либо взброс, либо сброс, корректнее из-за отсутствия данных было бы отнести их к взрезам с вертикальными плоскостями сместителей, но при их описании условно будем называть их сбросами. По разлому №1 северное крыло опущено, что видно по рельефу. На восточном конце разлома небольшой отрезок меридионального разлома смещен на запад на расстояние около 500м, что видно по расширению долины р.Ангары на этом участке, отраженного как на геологической карте границей четвертичных отложений, так и по рельефу. В принципе, это дает основание отнести разлом №1 к левому сбросо-сдвигу. С ЮЗ полигон ограничен разломом №2 СЗ простирания. Он достаточно четко отделяет выходы среднеордовикских отложений от базальтов и каменноугольных отложений, обнажающихся в его ЮЗ опущенном крыле. Вдоль разлома определены дважды ориентировки неотектонических напряжений. Разлом активизирован в неотектонический этап в сложной геодинамической обстановке: обстановка чистого сдвига восстановлена на северо-западном отрезке (1-е определение) и на широте Берямбинского месторождения (2-е определение), при этом во 2-м определении восстанавливается обстановка сжатия. Ориентировка оси сжатия меняется вдоль него от чисто меридиональной до север-северо-восточной. По кинематическому типу разлом является правым сбросо-сдвигом с опущенным юго-западным крылом.

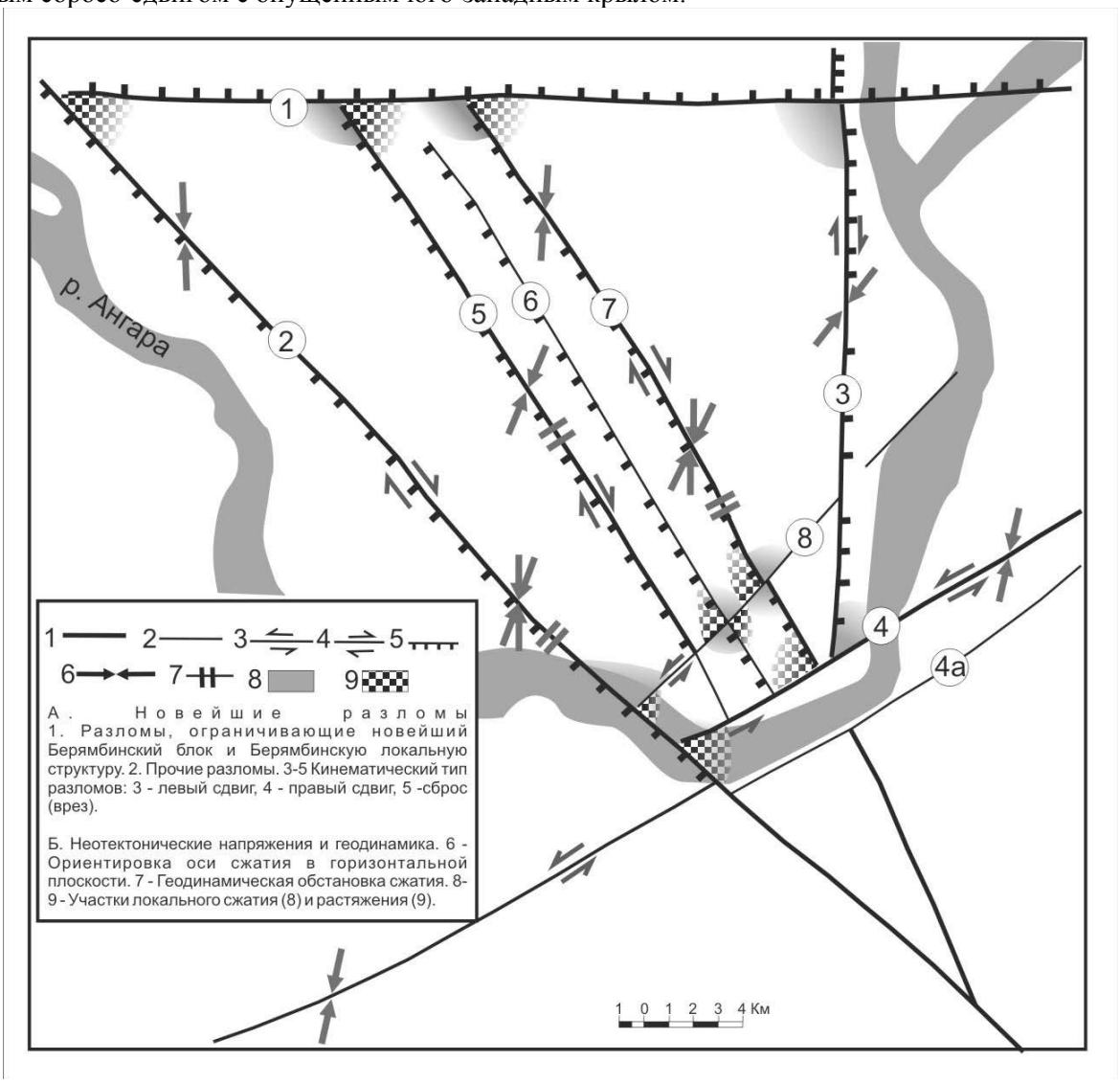


Рис. 3. Схема новейшей геодинамики Берямбинского полигона

С востока блок ограничен меридиональным разломом №3, прослеживающимся на север за рамкой детального участка. В его зоне восстанавливается обстановка чистого сдвига с северо-восточной ориентировкой оси сжатия. Он является правым сбросо-сдвигом с опущенным восточным крылом.

На юге ограничением выделенного блока служит разлом №4 СВ простирания, разбитый разломом №2 на два отрезка – ВСВ часть этого разлома собственно и является границей блока. Он смещен разломом №2, который должен быть левым сдвигом относительно этого перемещения – вероятнее всего, это зафиксированное древнее перемещение, амплитуда которого существенно превышала амплитуду правосдвигового новейшего смещения. Альтернативным вариантом может быть разлом №4а на левобережье р.Ангары, но он выражен менее четко и вдоль него не обнаружены мегатрещины, соответствующие сдвиговой кинематики разлома, поэтому он отнесен ко второстепенному разлому. Ориентировка оси сжатия вдоль разлома практически меридиональная с незначительным отклонением на ССВ, кинематический тип его – левый сдвиг, активизация в новейший этап происходит в обстановке чистого сдвига. Разломы 2-4 подчеркнуты отрезками долины р. Ангары, а петля, обрамляющая Ерминскую структуру, условно названа Ерминской петлей.

В центральной части блока выделяются 3 субпараллельных разлома СЗ простирания - №№ 5,6 и 7, расстояние между которыми около 2 км. Номера даны с запада на восток, хотя описание ниже производится с востока на запад по выраженности разломов. Наиболее крупным и протяженным (прослеживается за северной границей Берямбинского блока) является разлом №7 на СВ крыле локальной положительной структуры. Разлом, также как и разлом №2, активизирован или сформирован в новейший этап, в сложной геодинамической обстановке – помимо обстановки чистого сдвига в его южной половине восстановлена обстановка сжатия. Разлом является правым сбросо-сдвигом с опущенным СВ крылом.

Средний из описываемых разломов (№ 6) отчетливо дешифрируется по верховью р.Ерма и ее левого притока р. Ермушка: обе речки разработали долины по идеально прямой линии разлома. Обращает на себя внимание, что в СВ крыле этого разлома развиты многочисленные субнормальные речкам мелкие притоки, образующие «гребенку» - явное свидетельство сбросового перемещения по разлому; в опущенном ЮЗ крыле фиксируется лишь единичная единичная субширотная долина р. Ермы. Разлом в своей СЗ части совпадает с разломом, выделенным на геологической карте. Согласно последней геологические границы смещены разломом как при правосдвиговом перемещении, но СГ методом установить такой кинематический тип не удалось. Разломы №6 и №7 образуют пластинообразный горст СЗ простирания, имеющий небольшой общий наклон на СВ. Ширина горста 2,5 км и длина около 36 км.

Разлом №5 находится в обстановке дополнительного сжатия при ССВ ориентировке оси сжатия, относится к правому сбросо-сдвигу с опущенныс ЮЗ крылом.

Из множества мелких разломов, осложняющих Берямбинский неотектонический блок, выделен разлом №8 СВ простирания, отделяющий самую ЮВ часть Ерминской петли. Собственно в зоне этого разлома не удается выделить статистическое количество мегатрещин для определения знака сдвига, но по аналогии с разломом №4 можно предположить, что он является левым сдвигом.

Взаимосвязь между геодинамикой Берямбинского блока и дебитом газа на Берямбинском месторождении. На схеме новейшей геодинамики Берямбинского месторождения газа произведено 6 определений геодинамических обстановок, сделанных внутри Берямбинского блока, при этом 3 определения свидетельствуют об обстановке дополнительного сжатия, свойственного блоку. Ни одного определения обстановки растяжения для формирования разломов не установлено. Правосдвиговые перемещения по ограничивающим блок разломам №2 и №3 обусловили, по всей вероятности, формирование Ерминской петли р.Ангары с выдвижением ее на юг. Таким образом, в южном фронте Берямбинского блока должна преобладать в целом обстановка сжатия, что и показывают определения геодинамических обстановок по разломам №2 и №7 – в северной части они формируются в обстановке чистого сдвига, к югу по мегатрещинам в зонах разломов появляется обстановка дополнительного сжатия. Такая геодинамическая обстановка при прочих равных геологических параметрах в целом не является благоприятной для миграции и накопления углеводородов.

Скважины, пробуренные на Берямбинском месторождении, находятся в опущенном крыле разлома № 6, логично предположить, что газ мигрировал в горст между разломами №6 и №7.

На схеме новейшей геодинамики и разломной тектоники Берямбинского месторождения выделены обстановки локального растяжения, локального сжатия, обусловленные разнонаправленными перемещениями по разломам разного простирания. Запроектированная

скважина попадает в горст, что увеличивает шансы на получение более высокого дебита газа по сравнению с ранее пробуренными. Но предположительно ее смещение в сектора локального растяжения на пересечении разломов №7 и №8, раскрытый на запад, может увеличить приток газа. Сектор растяжения, раскрытый на восток (пересечение разломов №6 и №8) обладает такими же геодинамическими параметрами, как и предыдущий, но он расположен на периклинали положительной Берямбинской структуры, что может уменьшить возможности увеличения дебита газа.

2. Ильбокичский полигон. Ильбокичское месторождение приурочено к палеозойскому Чадобецкому поднятию. Его особенностью являются разломы, активизированные в новейший этап в обстановке растяжения. Это относится как к разлому СВ простирания, так и к субмеридиональному разлому. Оба разлома разработаны долиной интенсивно меандрирующей р. Чадобец, подтверждающей обстановку растяжения. Подобное меандрирование на значительном протяжении реки несвойственно другим рекам, пересекающим и обрамляющим Иркинеево-Чадобецкий палеорифт. Предположительно обстановка растяжения на полигоне обусловлена его приуроченностью к сводовой части Чадобецкого поднятия – верхние горизонты, слагающие структуру, должны при изгибе растягиваться. Две скважины, пробуренные на полигоне, дали промышленный приток углеводородов, что согласуется с геодинамическими характеристиками полигона.

Выводы. Затруднения при прогнозировании зон распространения поровых коллекторов в позднедокембрийских терригенных отложениях Приангарья вызваны крайне высокой степенью неоднородности литологического состава, стратиграфического объема, мощности продуктивных отложений. Часто отмечаемые различные значения результатов испытаний скважин требуют применения нетрадиционных исследований. Проведенное изучение новейшей геодинамики газовых месторождений Приангарья на месторождениях с хорошими (Ильбокичское) и неудовлетворительными (Берямбинское) дебитами газа показало перспективность тектонофизических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Буш В.А. Строение Иркинеевско-Чадобецкого авлакогена по данным комплексных аэрогеофизических съемок //Современные аэрогеофизические методы и технологии. 2009. вып. 1, Т. 1. С. 143-153.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.

Михайлова А.В. Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента (по данным тектонофизического моделирования) // Геофизика XX1 столетия: 2006 год. Сб. Трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского, 2-4 марта 2006, Москва. М.: ИНТЕК-ГЕОН, ГЕРС. 2007. С.111-118.

Пошибаев В.В. Особенности строения, литофациальная характеристика и перспективы нефтегазоносности рифей-вендских отложений Иркинеево-Чадобецкого внутриконтинентального палеорифта / Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященных памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2013. С. 25-28.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-56.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации). Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3-22.

ДЕФОРМАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ РАЗНОМАСШТАБНЫХ СТРУКТУР НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Н.К. Розенберг, О.Н. Галаганов, Т.В. Гусева, В.П. Передерин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, rosenna68@gmail.com

Северный Кавказ является одной из самых густонаселенных и в настоящее время быстро урбанизирующейся, особенно в курортной зоне Сочи – Анапа, сейсмоактивной (с интенсивностью землетрясений до 8-9 баллов) территорией Российской Федерации. Создание системы наблюдений за развитием деформационных процессов в этом тектонически активном регионе — требование времени. Инструментальное изучение современных движений земной коры (СДЗК) ведутся на Кавказе более ста лет. До 90-х годов прошлого века основное внимание уделялось исследованию вертикальной составляющей движений (СВДЗК) с точностью 0.3-1.0 мм/год. В XX веке накоплено большое количество данных о значениях СВДЗК для всей территории России, в том числе и для Северного Кавказа, с прилегающими территориями бывших республик Советского Союза и стран социализма. Эти данные обобщены при создании карт — мелкомасштабных для больших территорий и крупномасштабных для отдельных стран и регионов [Карта…, 1971; Карта…, 1986; Карта…, 1989]. Эти мелкомасштабные карты скоростей СВДЗК строились по данным повторных нивелировок, охватывающим значительные временные интервалы (средний временной интервал между циклами наблюдений 20-25 лет), при условии равномерности перемещений во времени, с учетом уровнемерных наблюдений Балтийского, Черного и Азовского морей. Их можно считать отражением современных тектонических движений земной коры, точнее, ее приповерхностных слоев, хотя в районах больших мегаполисов, эксплуатации крупных месторождений и гидротехнических сооружений данные могут быть искажены влиянием флюидодинамических процессов или техногенным воздействием на геосферу.

В результате точных повторных нивелировок выявлено, что вертикальные движения отличаются квазипериодичностью, на фоне которой происходят колебательные движения с разной амплитудой и периодами. Среднегодовые скорости движений за периоды в десятки лет составляют первые миллиметры, и только в отдельных местах достигают сантиметра. Экстремальные значения скоростей 8-13 мм/год, отраженные на картах СВДЗК 1986-1990 гг., в 3-13 раз превышающие средние ошибки их определения, отмечены в Кавказском регионе. Участки с наибольшими скоростями движений приурочены как к горным и предгорным районам, так и к низменным равнинам. В исследуемом регионе наибольшая скорость (8.3 ± 1.5 мм/год) была зафиксирована в районе Ставропольского свода, что очевидно определено его активным поднятием [Карта…, 1986; Карта…, 1989; Итоги…, 1990; Энман и др., 2004].

Сравнение карт СВДЗК, например [Карта…, 1971] и [Карта…, 1989], показывает, что средние скорости вертикальных движений изменяются, особенно в тектонически активных регионах, т.е. значения скоростей на картах отражают тенденции движений в пределах результатов эпох наблюдений, используемых при составлении карт. Сопоставление карт СВДЗК и эпицентров сильных землетрясений с M>6 показывает, что часто вблизи эпицентральной зоны за несколько лет до события происходит подъем земной поверхности со скоростью несколько мм/год. Это не противоречит известным выводам российских, японских, американских и других специалистов об аномальном поднятии земной поверхности в районах возможных эпицентральных зон. Однако поднятие приповерхностных слоев может быть вызвано и другими причинами, например, ростом соляных куполов или развитием надвигов [Певнев, 1968; Гусева, 1986] .

Детальный анализ изменения вертикального положения земной поверхности по данным повторных карт нивелировок и отдельных профилей (построенных с использованием неуравненных данных) в пределах Кавказского региона и Прикаспия выполнен Д.А. Лилиенбергом [Лилиенберг, 1994, 2001]. Отмечено, что пространственная упорядоченность современных вертикальных движений проявляется, прежде всего, в их тесной взаимосвязи с разноприродными блоковыми морфоструктурами различного порядка и разломными зонами. Временные вариации проявляются в виде смены эпох направленности или интенсивности. На рис. 1 приводится карта скоростей современных вертикальных движений северо-западной части Прикаспийского региона бывшего Советского Союза по результатам государственного нивелирования за 1940/1950 – 1970/1975 гг. в изолиниях через 1 мм/год, согласно данным работ Д.А. Лилиенберга 1994, 2001]. Видно, что в пределах Северного Кавказа скорости СВДЗК не превышают ±2 мм/год.

При менее продолжительных временных интервалах между циклами повторных нивелирований (год, месяцы), скорости вертикальных движений достигают нескольких сантиметров за год, например, в районах нефтегазоносных месторождений на Терско-Каспийском краевом прогибе и в местах антропогенного воздействия на земную кору. В пределах прогиба консолидированная земная кора характеризуется сложным складчато-блоковым строением. Многие системы разломов проявили себя в стадии молодых и новейших тектонических движений. Здесь в 70-80-х годах прошлого века выполнялись специальные точные нивелировки для целей прогнозирования местоположения буровых скважин в пределах нефтегазоносных структур. Минимальный интервал между нивелировками составлял 4-5 месяцев. Максимальные смещения достигали 30 мм и более. Была установлена неоднородность смещений, имеющая блоковый характер подъемов и опусканий шириной 5-7 км, высоко градиентные межблоковые зоны, которые достаточно надежно совпадают с основными глубинными разломами [Сидоров, Кузьмин, 1989]. Исходя из опыта исследований СВДЗК на геодинамических полигонах, блоком считается участок земной коры с малоградиентными изменениями СВДЗК (значение градиента не превышает тройной ошибки его определения). Межблоковая зона — узкое пространство высокоградиентного изменения СВДЗК на границе блоков.

В настоящее время практически не производятся точные нивелировки для исследования вертикальных движений особенно крупномасштабных структур. Продолжается детальное исследование вертикальных движений и постоянный мониторинг их изменений в районе строительства и последующей эксплуатации каскада гидросооружений на р. Сулак в Дагестане. Там где, по карте СВДЗК (рис. 1), район должен испытывать тектоническое поднятие, после заполнения Чиркейского водохранилища в приплотинной части территории повторными нивелировками обнаружены неравномерные аномальные опускания реперов до нескольких сантиметров. Кроме того, обнаружены обратимые вертикальные перемещения земной поверхности, вызываемые сезонным изменением уровня водной массы в водохранилище. По данным повторного нивелирования, вертикальные движения реперов вокруг водохранилища нерегулярны, дифференцированы по пространству. За период 1975-1985 гг. обнаружено воронкообразное проседание (до –8 мм) северо-восточной прибрежной части водохранилища, а также относительное поднятие центральной и куполообразное (до 16 мм) южной прибрежной части [Галаганов и др., 2007]. Более детальное нивелирование вблизи плотины показывает, что репера в приплотинной части испытывали неравномерное направленное опускание и в дальнейшем. Направленное опускание приплотинного участка относительно фундаментальных реперов, удаленных на 1 км, постепенно стабилизировалось и затем практически прекратилось. Ежегодные колебания уровня воды в водохранилище вызывают вариации в перемещениях реперов. На рис. 2 приведена карта изменения вертикального положения приплотинного участка Чиркейского гидроузла за период 1971-2005 гг.

Для этого же участка по ***линейно-угловым измерениям*** обнаружены локальные горизонтальные перемещения, значительно превышающие ошибки измерений. Локальные горизонтальные движения нерегулярны и имеют разную пространственную интенсивность. Здесь преобладают деформации укорочения северо-восточного и юго-западного направления. Накопленное укорочение за 20 лет составило около $\mathbf{3\times10^{-4}}$ (при средней базе между пунктами 0,3 км), т.е. среднегодовая скорость укорочения составляла 1.4×10^{-5}. Максимальная среднегодовая скорость главного укорочения достигала 2.9×10^{-5} в год, удлинения 0.5×10^{-5} в год. На построении пунктов более крупного масштаба, охватывающего всю территорию водохранилища и нижнего бьефа по данным работ 1975-1985 гг. обнаружено, что в северной части объекта преобладали деформации удлинения, которое на базе 5 км составило 4×10^{-6}, максимальное — 28×10^{-6}. В южной части водохранилища преобладало укорочение [Галаганов и др., 2007 (1)].

Внедрение спутниковых технологий (GPS измерений) значительно увеличило возможности исследования особенностей развития региональных и локальных структур, обусловленных глобальными, региональными и местными деформационными процессами природной и техногенной природы. К настоящему времени Северо-Кавказская геодинамическая сеть включает до четырех десятков закрепленных перманентных пунктов, созданных и использующихся для измерений разных (в том числе международных) проектов, на которых выполнено от 2-х до 8-ми циклов GPS измерений [Галаганов и др., 2007 (2)]. Замеры спутниковых сигналов производятся с помощью двухчастотных приемников в статическом режиме с интервалом 30 с. Длительность замеров на перманентных пунктах составляет в каждом цикле от трех суток до полумесяца. Несколько пунктов включены в состав международной геодинамической сети Восточного Средиземноморья. По разным причинам, расположение пунктов на территории России от Черного до Каспийского моря достаточно неравномерно.

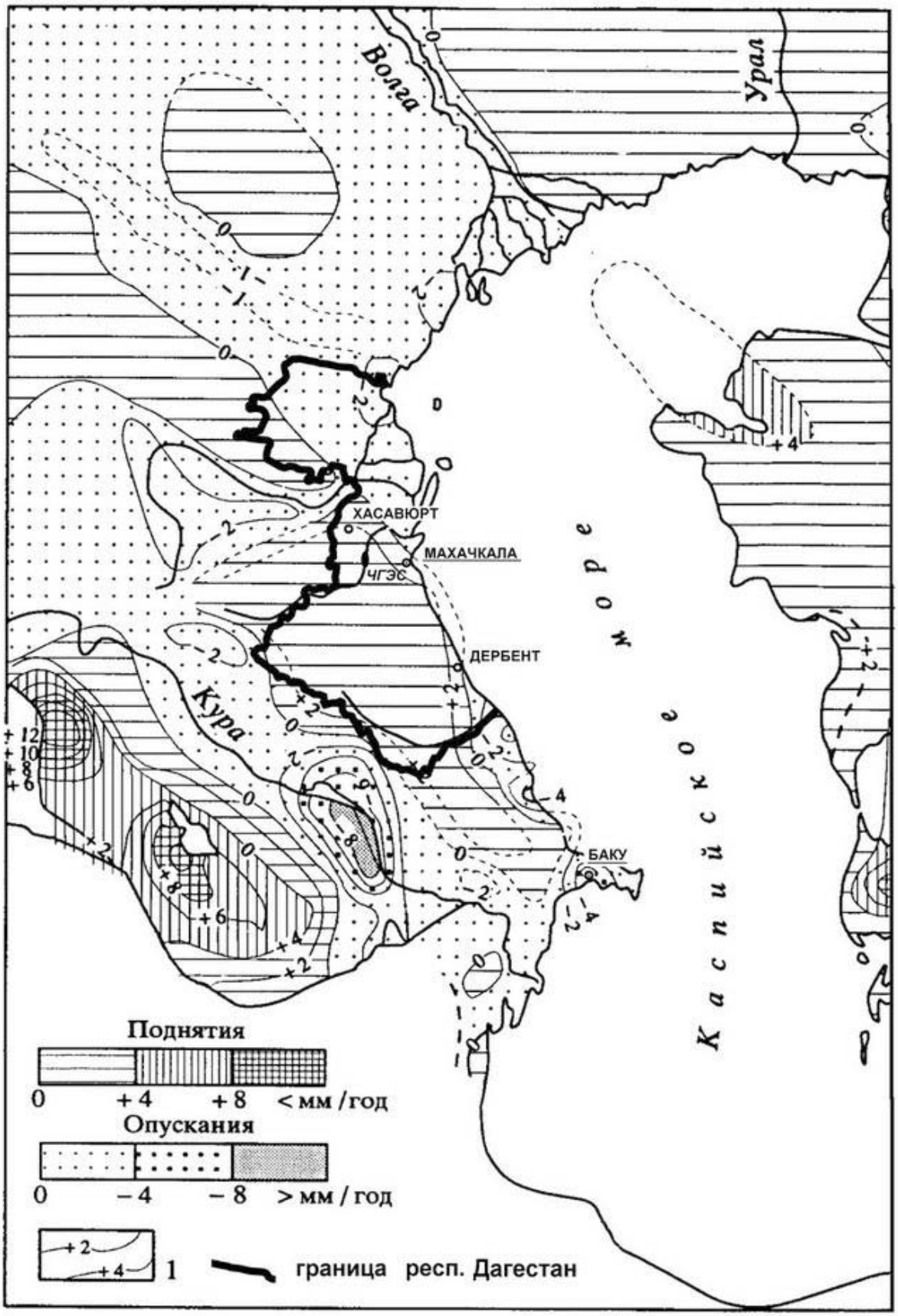


Рис. 1. Карта скоростей современных вертикальных движений северо-западной части Прикаспийского региона по данным государственного нивелирования за 1940/1950 – 1970/1975 гг. 1 — изолинии вертикальных движений в мм за год

Наибольшее внимание в последнее время уделялось выполнению GPS измерений в Краснодарском, Ставропольском краях и в Дагестане. Определение координат пунктов и их изменений во времени производится в разных системах: ITRF2000, Евразийской, локальной, относительно отдельных пунктов. Также вычисляются референцные вектора относительно полюсов Эйлера. Направление определяемых в системе ITRF2000 векторов скоростей дается относительно сетки геодезических координат, неподвижно закрепленных в теле Земли пунктами ITRF. Евразийская система координат закреплена стабильными постоянно действующими пунктами GPS, отобранными на основе специального анализа [Прилепин, Шевченко, 2005].

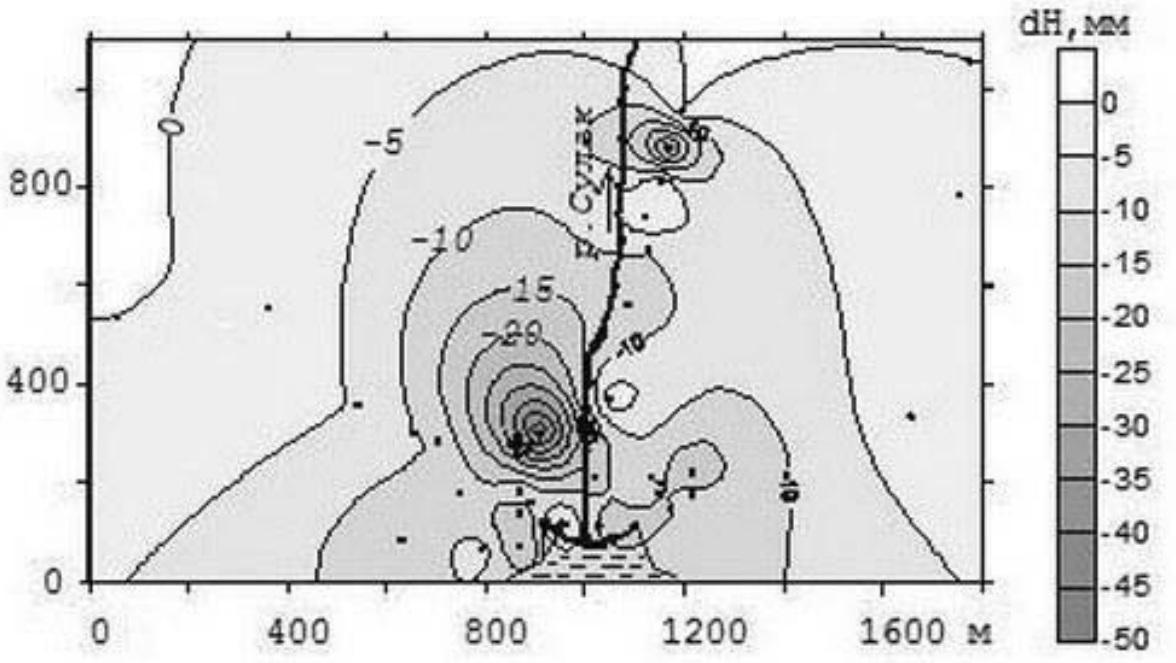


Рис. 2. Карта вертикальных движений приплотинного участка Чиркейского гидроузла за период 1971-2005 гг. в изолиниях через 5 мм

Установлено, что в международной референцной системе координат ITRF2000 по данным совместного уравнивания результатов измерений 1996, 1997, 1998, 2000, 2002 и 2003 гг. для восточной части территории характерно горизонтальное движение пунктов в северо-восточном направлении по азимутам от 62° до 82° (в среднем 72°±5°) со скоростью от 25 до 33 мм/год (в среднем 27.3±1.1 мм/год). Пункты, расположенные в Центральном Дагестане, по данным измерений 2003 и 2004 годов смещаются также в северо-восточном направлении по азимутам от 66° до 88° (в среднем 69°) со скоростью 26-35 мм/год (в среднем 31.3 мм/год) — см. рис. 3. Для пунктов, расположенных в районе Чиркейского гидроузла, свойственны движения со скоростью 26-31 мм/год (в среднем 28.5 мм/год) в северо-восточном направлении по азимутам от 62° до 91°. Карта векторов скоростей горизонтальных движений в ITRF2000 для Северного Кавказа была представлена в работе [Галаганов и др., 2007 (2)].

Обработка данных повторных GPS измерений в локальной системе координат с началом отсчета относительно одного или нескольких пунктов, принятых за неподвижные во времени, позволяет определить направление горизонтальных движений и значения их скоростей внутри региона, отдельных его структур или разломных зон. В этом случае значения скоростей относительных горизонтальных движений в среднем составляет 3 мм/год и не превышает 5 мм/год. Направление перемещений может быть разным в зависимости от пункта начала отсчета. Пример распределения векторов скоростей горизонтальных перемещений по одним и тем же данным измерений за период 1998-2003 гг. относительно пунктов SOLO, (расположенного на Ставропольском своде) или BEUG (предгорье Кавказа) показан на рис. 4, а, б. Анализируя эти рисунки, можно сказать, что относительно Ставропольского свода перемещения имеют южную составляющую, а относительно предгорий Кавказа — северную. Кроме того, можно выделить однотипные перемещения по направлениям Анапа – Горячий Ключ – Геленджик и Александровское – Светлоград – Соленый. Средние годовые скорости деформирования (при расстояниях между пунктами 10 км и более) не превышают 10^{-7}.

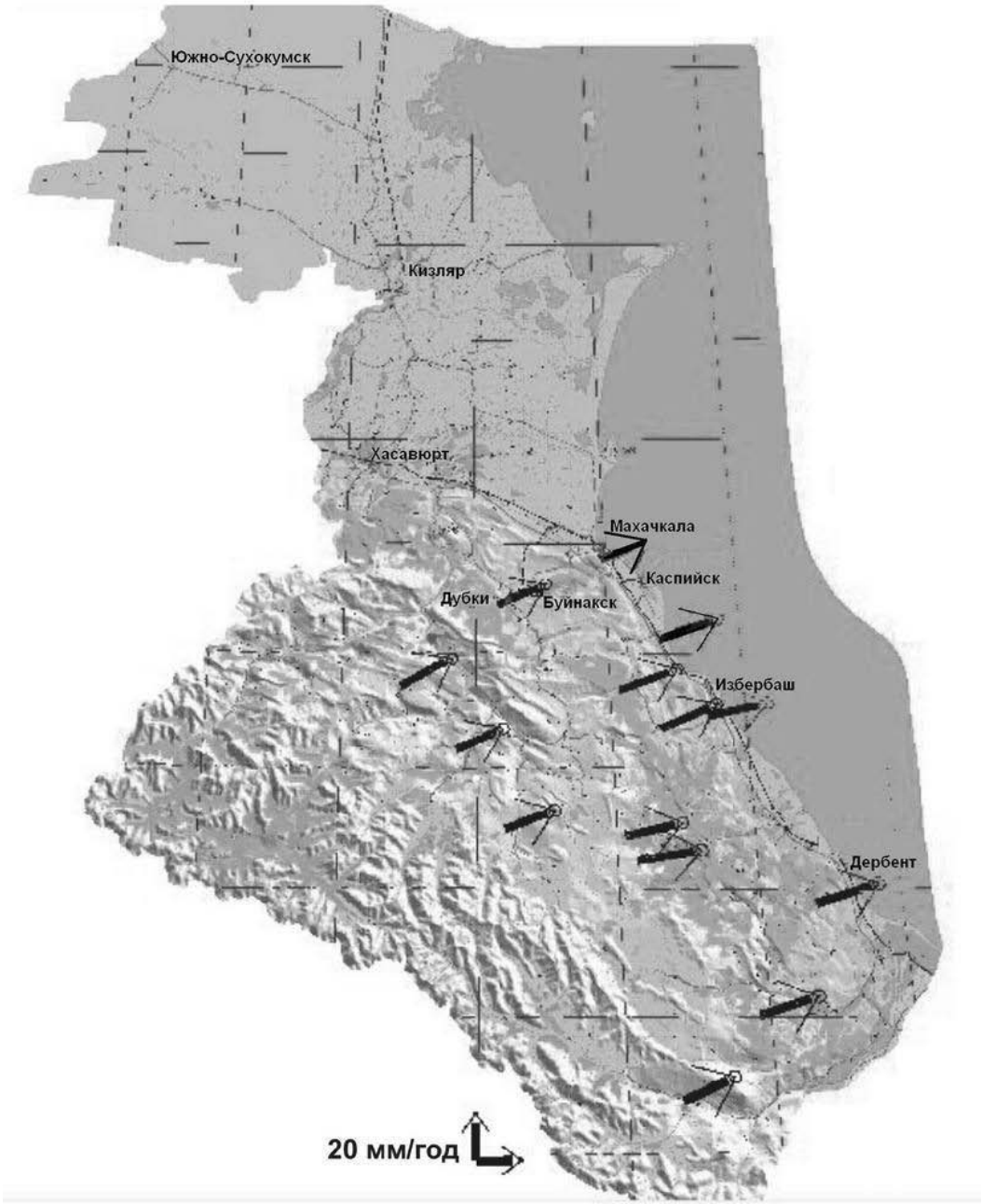


Рис. 3. Вектора скоростей горизонтальных движений в ITRF2000 пунктов Дагестанской геодинамической сети по данным GPS измерений 2003-2004 гг. (совместная работа ИФЗ РАН и ООО«ЦСМОС и ПР»)

На рис. 5 приведены вектора скоростей горизонтальных движений для пунктов северо-восточной части Средиземноморской геодинамической сети по отношению к Евразийской плите, полученных по последним данным совместной обработки измерений GPS 1988-2005 гг., выполненных по различным международным проектам, в том числе на Северо-Кавказской геодинамической сети в 1991-2004 гг. [Reilinger et al., 2006]. Видно, что влияние относительного перемещения Арабской плиты на тектоническое развитие исследуемого региона ощущается очень мало. Это хорошо отражено на геодинамической схеме зоны взаимодействия нескольких крупных плит: Аравийской, Евразийской, Нубийской, Индийской, Сомалийской и меньших плит: Анатолийской, Эгейской, Иранской и т.д., а также отдельных блоков и движений по разломам, согласно работе [Reilinger et al., 2006], см. рисунок 6. По данным многолетних исследований установлен сложный характер современного взаимодействия крупных структур.

Если Евразийскую плиту считать неподвижной, то выведенные оценки горизонтальных движений следующие: средняя скорость Эгейской плиты — 33 мм/год в юго-западном направлении, Анатолийской плиты — 21 мм/год на запад, скорость Иранской плиты 16 мм/год на север, Арабской плиты — 15 мм/год на север, Кавказского блока — 13 мм/год в северо-восточном направлении, и т.д. Движения по региональным разломам достигают десятков мм/год.

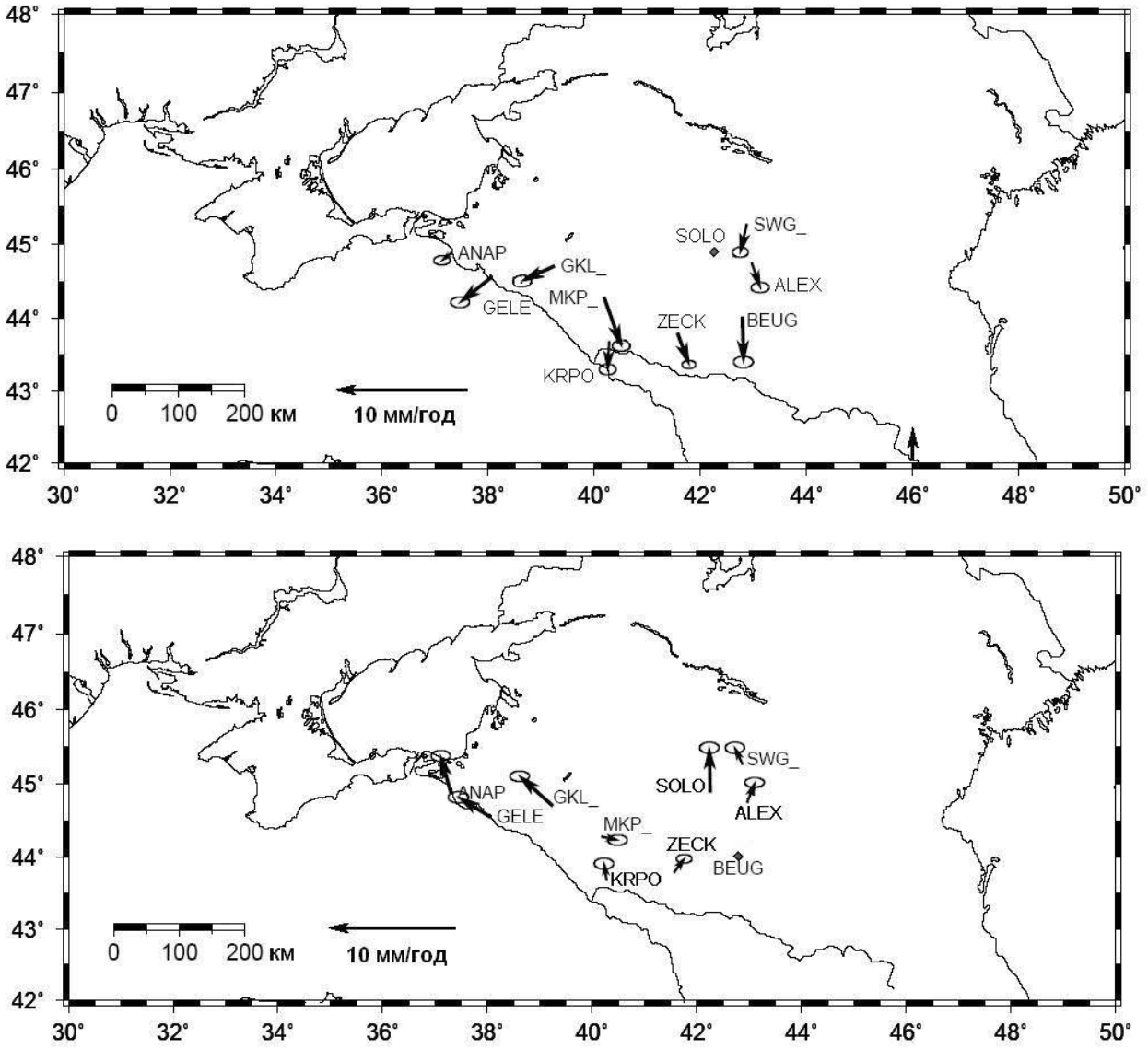


Рис. 4. Вектора горизонтальных движений по данным совместного уравнивания эпох измерений 1996-1997-1998-2000-2002-2003 гг. относительно пунктов: а) SOLO, б) BEUG

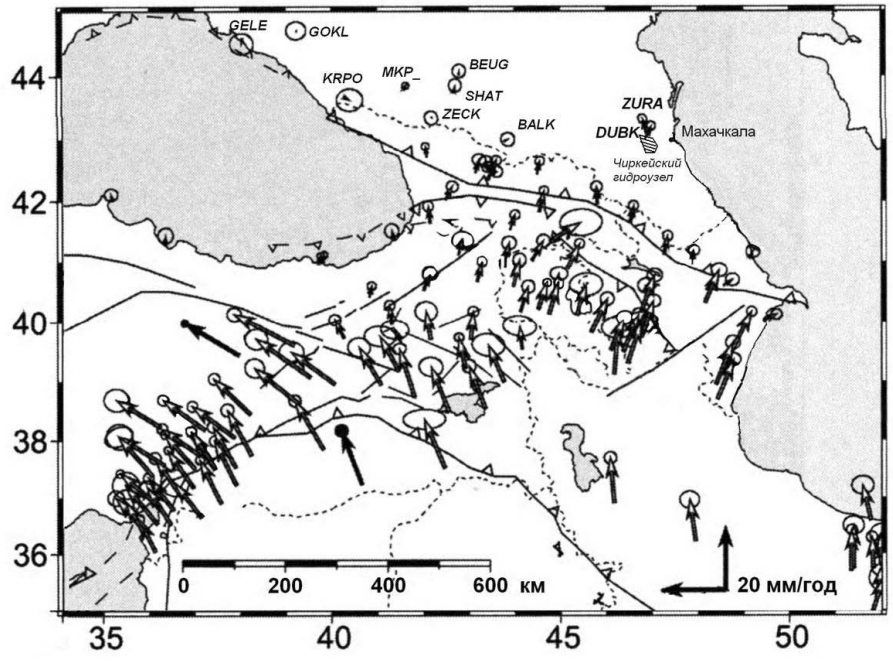


Рис. 5. Карта векторов скоростей горизонтальных движений с эллипсами ошибок точности определения их с 95 % вероятностью северо-восточной части Средиземной геодинамической сети относительно Евразийской плиты

Для развития геодинамической сети Северного Кавказа в мае 2012 г. выполнены рекогносцировка и оборудование пунктов с принудительным центрированием для постоянной регистрации спутниковых сигналов систем ГНСС. Пункт Караман (KRMN) создан на территории сейсмостанции Караман ГС РАН Республика Дагестан в 20 км на север от г. Махачкала, представляет металлический болт специальной конструкции, закрепленный на крыше здания. Пункт Гофицкое (GOFI) расположен на территории сейсмостанции ГС РАН в пос. Гофицкое Ставропольского края, представляет собой бетонный монолит длиной 3 м, заглубленный в грунт на 2 м.

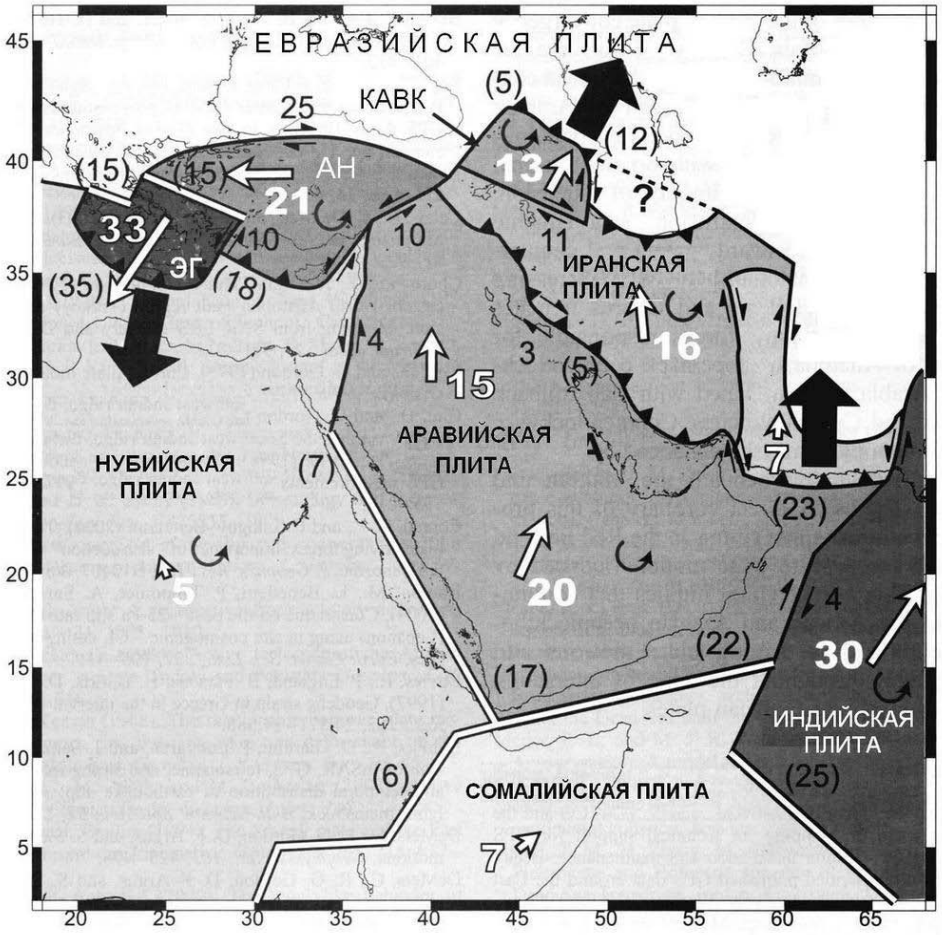


Рис. 6. Схематическое изображение зоны взаимодействия Аравийской, Евразийской и Африканской плит по работе [14]. Названия относятся к плитам и блокам (КАВК – Кавказский блок; АН – Анатолийская плита; ЭГ – Эгейская плита). Двойные линии – границы плит; простые линии – границы разломов по простиранию (парные стрелки показывают направление движения по разломам); линии с треугольниками – надвиги. Темные цифры – скорости сдвига, выделенные по GPS (мм/год) на разломах, ограничивающих блоки. Белые стрелки и соответствующие цифры показывают вращение блоков относительно Евразии. Темные большие стрелки показывают гипотетические силы, ассоциируемые с активной субдукцией, действующей в системе плита/блок и вызывающей вращательное движение (против часовой стрелки) блока Иран-Анатолия-Эгей относительно Евразии вокруг центра в Аравии

Регистрация ведется при помощи комплектов двухчастотных приемников Trimble 4000ssi с интервалом 30 секунд. Делается обработка регистрации наблюдений по программе Bernese 5.0. Полученные данные позволят создать модель изменения координат каждого из пунктов, а возможные аномальные отклонения от модели могут служить предвестником землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Передерин В.П., Розенберг Н.К. Особенности деформаций геологической среды в районе крупного гидроузла// Сб. Сергиевские чтения. Опасные природные и техноприродные экзогенные процессы: закономерности развития, мониторинг и инженерная защита территорий. Вып. 9. М.: ГЕОС, 2007. С. 280-284.

Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Передерин В.П., Розенберг Н.К. Геодинамические исследования с применением спутниковых технологий// Геофизика XXI столетия: 2006 г. Сб. трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: 2007. С. 286-294.

Гусева Т.В. Современные движения земной коры в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. М.: Наука. 1986. 171 с.

Итоги науки и техники. Геодезия и картография. Т. 28. М.: ВИНИТИ, 1990. 150 с.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы масштаба 1:10 000 000. Под ред. Ю.А. Мещерякова. МГиГС, МАГ, КСДЗК. М.: ГУГК СМ СССР. 1971.

Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (европейская часть), Чехословакии. Масштаб 1:2 500 000. М.: ГУГК СМ СССР, 1986. 2 листа.

Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территорию СССР (СВДЗК). Масштаб 1:5 000 000. Под ред. Л.А. Кашина. М.: ГУГК СМ СССР, 1989. 4 листа.

Лилиенберг Д.А. Новые подходы к оценке современной эндодинамики Каспийского региона и вопросы ее мониторинга// Изв. РАН. Сер. географ. 1994. № 2. С.16-36.

Лилиенберг Д.А. Закономерности и механизмы современной геодинамики морфоструктур Крыма, Кавказа и Каспия// Материалы Международного совещания «Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие». Краснодар: 2001. С. 45–72.

Певнев А.К. Современные движения земной поверхности в районе Баскунчакской солянокупольной структуры. М.: Наукаю 1968. 100 с.

Прилепин М.Т., Шевченко В.И. Геодинамика Средиземноморья по данным GPS// Геотектоника. № 6. 2005. С. 19-31.

Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: МГК АН СССР. 1989. 184 с.

Энман С.В., Никонов А.А., Белоусов Т.П. Новые возможности использования данных о современных движениях земной поверхности при оценке сейсмической опасности// Исследования в области геофизики. К 75-летию ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 344-350.

Reilinger R. et al. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions// J. Geophys. Res. Vol. 111, B05411, 2006. P. 1-26.

НЕОДНОЗНАЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ ВОЛНАМ

А.И. Середкина

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

Тензор сейсмического момента (ТСМ), как известно, содержит достаточно полную информацию об очаге (его энергии и механизме), которую можно извлечь из наблюдений сейсмических сигналов с длинами волн намного превышающими размеры источника [Костров, 1975; Арефьев, 2003]. В свою очередь результаты исследований ТСМ чрезвычайно важны как при рассмотрении структурной позиции очагов отдельных сильных землетрясений, так и для решения задач, связанных с реконструкцией напряженно-деформированного состояния земных недр по сейсмологическим данным. В конечном счете, данные о ТСМ способствуют более качественным оценкам сейсмической опасности сейсмоактивных районов.

В настоящее время параметры ТСМ землетрясений с $M_w > 5.0$ по всему миру регулярно определяются и публикуются различными сейсмологическими учреждениями. На практике широко применяется GCMT-каталог (Global Centroid Moment Tensor, www.globalcmt.org), который содержит информацию о компонентах тензора момента и центроиде событий, произошедших с 1976 г., и пополняется в текущем режиме. В качестве исходных данных для инверсии используются длиннопериодные объемные ($T > 45$ *с*) и поверхностные ($T > 135$ *с*) волны [Dziewonski et al., 1981; Dziewonski, Woodhouse, 1983], а также поверхностные волны в диапазоне периодов 35–150 *с* [Ekstrom et al., 1998]. Для произвольного сейсмического источника ТСМ может быть разложен на следующие компоненты: изотропную, описывающую изменение объема в очаге, и девиаторную, которая в свою очередь, может быть представлена в виде суммы чистого сдвига и, так называемой, несдвиговой компоненты. Последняя характеризуется отношением минимального по модулю собственного значения тензора к его максимально по модулю значению (ε). Ввиду нестабильности расчетов изотропной компоненты ТСМ [Dufumier, Rivera, 1997], в рутинных определениях GCMT вычисляется девиаторный тензор, однако, дополнительное ограничение на силовую модель очага в виде двойной пары сил не ставится. Таким образом, изменение объема в источнике не допускается, но разрыв при этом может быть, например, неплоским.

Известно, что ТСМ не может быть однозначно определен по записям поверхностных волн, если анализируемая длинна волны существенно превышает глубину источника [Букчин, 2006; Bukchin et al., 2010]. В этом случае только четыре из шести элементов, определяющих симметричный тензор момента (M_{rr}, M_{tt}, M_{pp} и M_{tp}, где индексы *r*, *t* и *p* соответствуют направлениям вверх, на юг и на восток), могут быть надежно определены по записям длиннопериодных поверхностных волн, и только они влияют на их излучение [Woodhouse, 1974; Бабич и др., 1976; Букчин, 1989]. При этом если данные компоненты удовлетворяют условию $M_{tt} \cdot M_{pp} \le M_{tp}^2$ [Bukchin et al., 2010], то существует семейство чистых двойных диполей с теми же значениями этих четырех элементов, что и у исходного тензора момента. Такие двойные диполи излучают поле длиннопериодных поверхностных волн, асимптотически совпадающее с полем излучения исходного девиатора.

Целью данной работы является исследование вопроса о том, насколько корректно описание очагов землетрясений Центральной Азии (40°–60° с. ш., 80°–130° в. д.) с помощью наилучших двойных диполей из GCMT-каталога в связи с указанной выше неоднозначностью. Для этого была составлена выборка из 164 сейсмических событий с известными оценками ТСМ (рис. 1), произошедших на рассматриваемой территории с 1977 г. Однако для 82 из них решения были получены только по объемным волнам, следовательно, эти землетрясения были исключены из дальнейшего рассмотрения. В качестве примера рассмотрим 3 землетрясения, параметры которых приведены в таблице (по данным www.globalcmt.org). Для всех этих сейсмических событий выполнено условие существования эквивалентных двойных диполей.

Далее будем использовать следующие обозначения: ODV (optimal deviatoric tensor) – оптимальный девиаторный тензор момента; BDC (best double-couple) – наилучший двойной диполь – двойной диполь с теми же собственными векторами, что и у исходного тензора момента; OPDC (optimal pure double-couple) – оптимальный двойной диполь из семейства эквивалентных решений.

Таблица. Параметры рассматриваемых землетрясений

Дата (год, месяц, число)	Время в очаге (ч., мин., сек.)	Координаты эпицентра		*h*, *км*	M_w
		долгота	широта		
2003.09.27	11:33:36.25	87.86	50.02	15.0	7.2
2008.05.20	20:42:44.80	108.54	53.32	19.0	5.3
2012.02.26	06:17:24.34	96.00	51.69	20.5	6.6

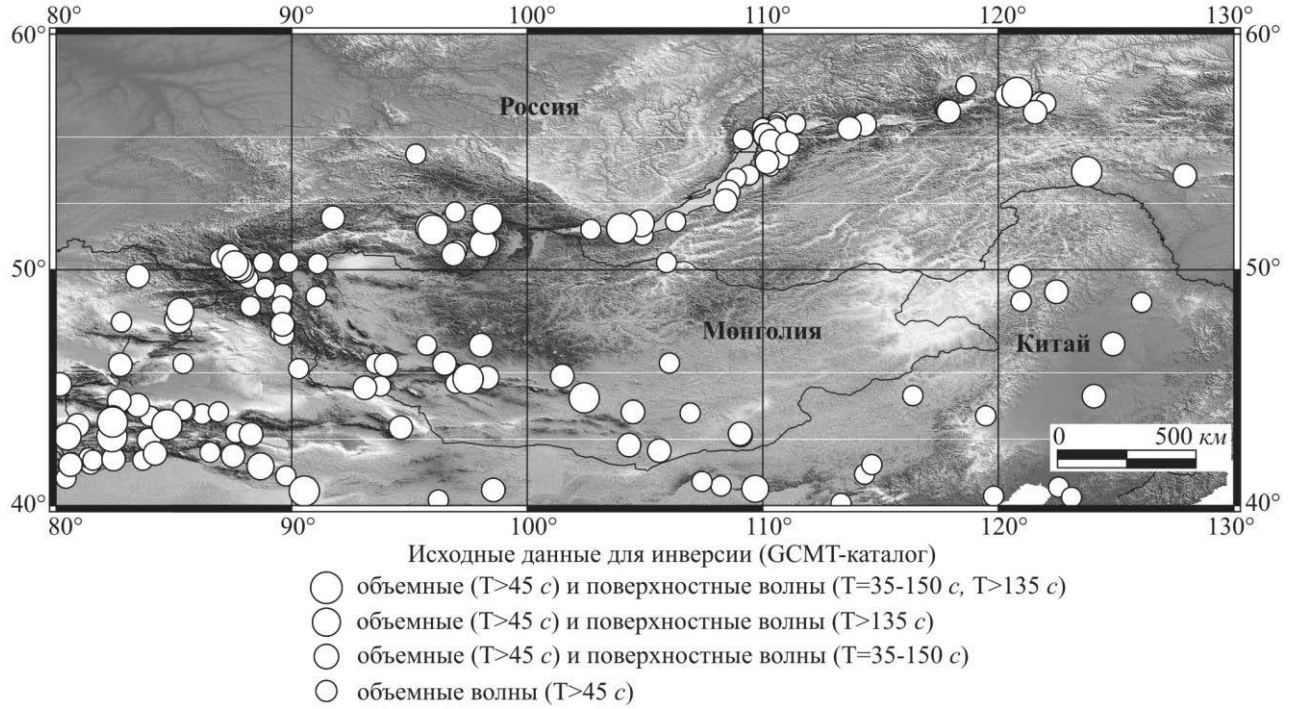


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений (M_w>4.5), имеющих решения ТСМ в мировых сейсмологических агентствах

Во всех исследуемых случаях в качестве исходного тензора момента использовалось ODV решение из GCMT-каталога. Для контроля сходства излучаемых волн рассчитывалась нормированная невязка поверхностно-волновых и поверхностно-волновых амплитудных спектров, вычисленных для исходного девиатора и для двойных диполей, определяемых текущими значениями углов простирания (strike), падения (dip) и подвижки (rake). Спектры основной моды волн Рэлея и Лява вычислялись для моделей 3SMAC [Nataf, Ricard, 1996] для описания коры и модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] для мантии.

На рис. 2 изолиниями показаны значения функции нормированной невязки поверхностно-волновых спектров относительно излучения ODV тензора для землетрясения 26 февраля 2012 г. Каждая точка на плоскости соответствует фокальному механизму с углом падения, равным ее абсциссе, и углом подвижки, равным ее ординате. Как видно из рисунка, невязка поверхностно-волновых спектров пренебрежимо мала на достаточно больших сегментах кривых, соответствующих эквивалентным двойным диполям, при этом BDC решение находится далеко от минимума невязки спектров. Наблюдаемые отличия могут быть объяснены зависимостью наилучшего двойного диполя от элементов M_{rt} и M_{rp} исходного девиатора, оцененных из-за обсуждаемой неоднозначности с большими ошибками. Этим же может быть объяснено и сильное отличие ODV тензора от модели двойной диполь (ε=0.37).

Однако указанная неоднозначность может быть значительно уменьшена за счет привлечения дополнительной информации о знаках первых вступлений объемных волн. Проиллюстрируем это на примерах землетрясений 27 сентября 2003 г. и 20 мая 2008 г. Для первого сейсмического события невязка поверхностно-волновых спектров для BDC решения мала, т. е. его излучение практически совпадает с излучением исходного девиатора. Тем не менее, более предпочтительным представляется описание очага этого землетрясения ОРDC решением, согласующимся не только с поверхностно-волновыми спектрами ODV тензора, но и наилучшим образом удовлетворяющим знакам первых

вступлений объемных волн. Для второго землетрясения функция нормированной невязки для OPDC решения принимает гораздо меньшее значение, чем для решения BDC, что свидетельствует о том, что оно более адекватно характеризует очаг в приближении двойной диполь. Также следует отметить, что оценка ТСМ, полученная в [Середкина, Мельникова, 2013] совместной инверсией амплитудных спектров поверхностных волн и знаков первых вступлений, незначительно отличается от OPDC решения. Рассмотренные примеры показывают, что параметры нодальных плоскостей для решений BDC и OPDC могут существенно различаться (~ 15°).

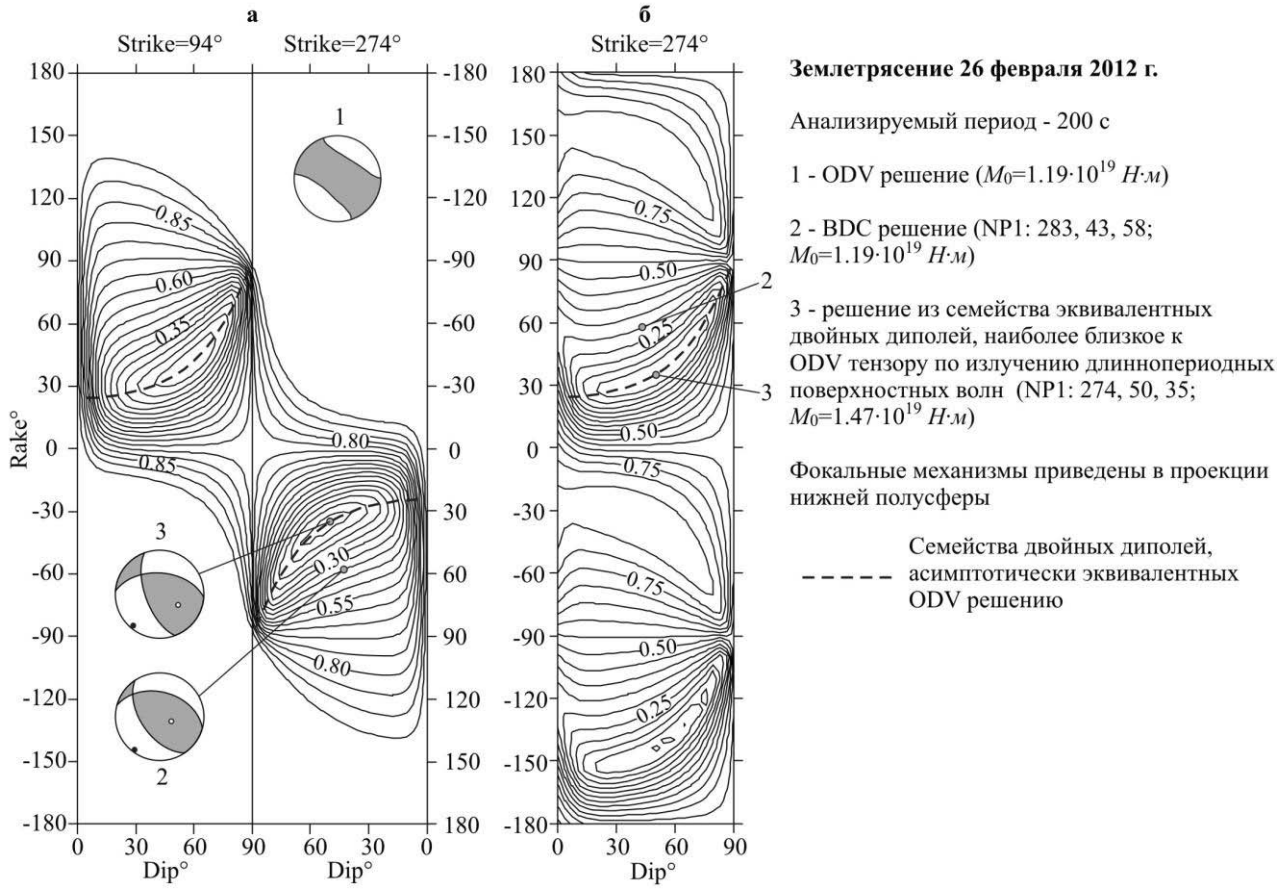


Рис. 2. Карты изолиний функции нормированной невязки поверхностно-волновых (а) и поверхностно-волновых амплитудных спектров (б) относительно излучения ODV тензора из GCMT-каталога для землетрясения 26 февраля 2012 г

Таким образом, для отдельных землетрясений излучение BDC решения может существенно отличаться от излучения исходного ODV тензора. В этом случае для описания очага в приближении двойной диполь более корректно использование эквивалентных двойных диполей, излучающих поле длиннопериодных поверхностных волн, асимптотически совпадающее с полем излучения исходного девиатора. Для выбора оптимального решения из семейства эквивалентных требуется привлечение дополнительной информации о знаках первых вступлений объемных волн.

Кроме того, проведенный анализ показывает, что если существуют эквивалентные двойные диполи, то значительная несдвиговая компонента тензора момента, рассчитанного по поверхностным волнам, может быть артефактом, вызванным ошибками определения элементов M_{rt} и M_{rp}, и, следовательно, она не несет информации о характере разрыва в очаге.

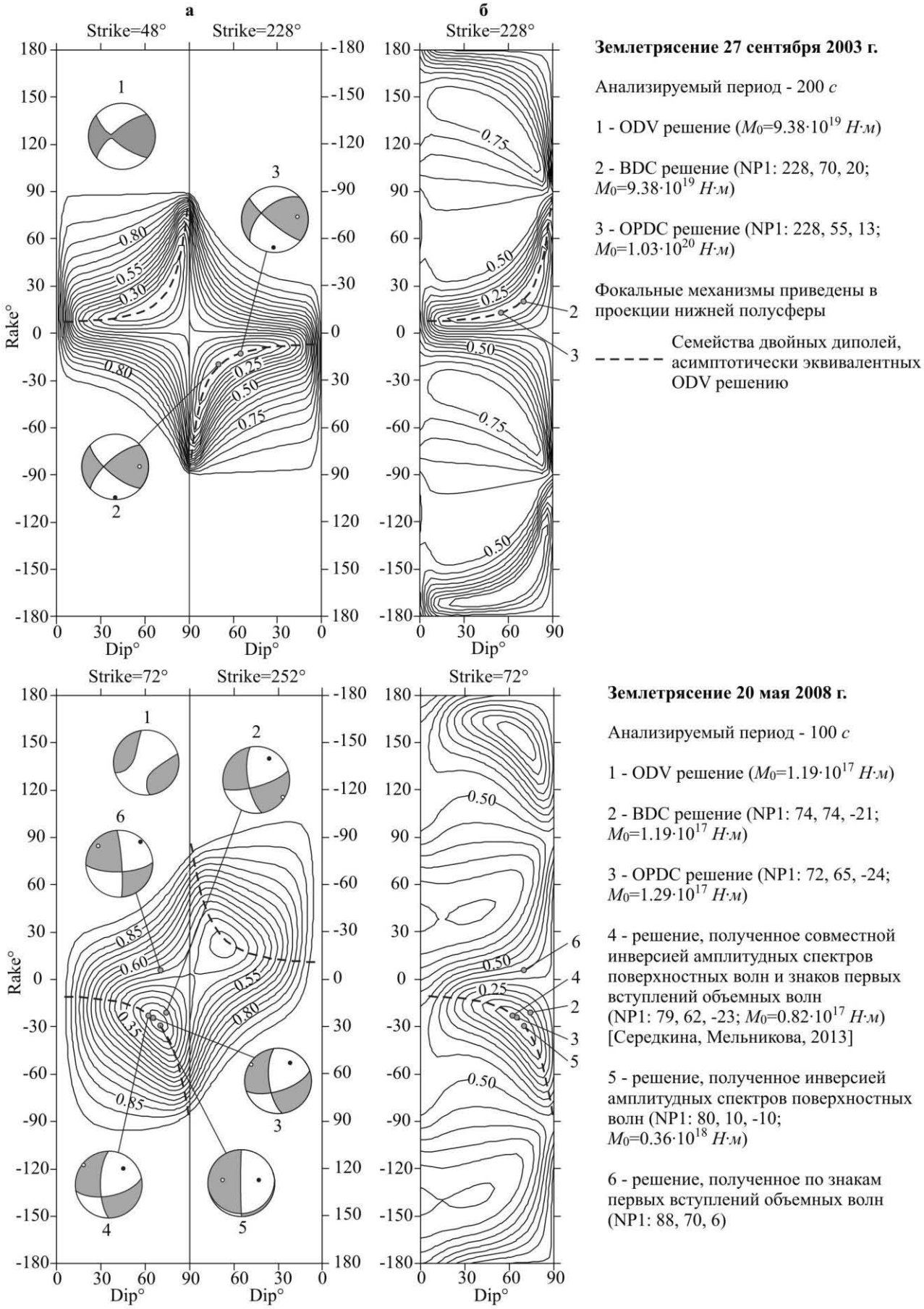


Рис. 3. Карты изолиний функции нормированной невязки поверхностно-волновых (а) и поверхностно-волновых амплитудных спектров (б) относительно излучения ODV тензоров из GCMT-каталога для землетрясений 27 сентября 2003 г. и 20 мая 2008 г

Автор благодарит к.ф.-м.н. Б.Г. Букчина (ИТПЗ РАН, г. Москва) за предоставление программного обеспечения и помощь в работе.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант 11-05-00837), программы Президиума РАН № 4.1 и программы междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 111.

ЛИТЕРАТУРА

Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: Академкнига. 2003. 375 с.

Бабич В.М., Чихачев Б.А., Яновская Т.Б. Поверхностные волны в вертикально-неоднородном упругом полупространстве со слабой горизонтальной неоднородностью // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 4. С. 24–31.

Букчин Б.Г. Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 9. С. 34–41.

Букчин Б.Г. Особенности излучения поверхностных волн мелкофокусным источником // Физика Земли. 2006. № 8. С. 88–93.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 с.

Середкина А.И., Мельникова В.И. Тензор сейсмического момента прибайкальских землетрясений по поверхностным волнам // ДАН. 2013. Т. 451. № 1. С. 1–5. doi: 10.7868/S0869565213190213.

Bukchin B., Clevede E., Mostinskiy A. Uncertainty of moment tensor determination from surface wave analysis for shallow earthquakes // J. Seismol. 2010. Vol. 14. № 3. P. 601–614.

Dufumier H., Rivera L. On the resolution of the isotropic component in moment tensor inversion // Geophys. J. Int. 1997. Vol. 131. P. 595–606.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. 25. P. 297–356.

Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2825–2852.

Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981 // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88 (B4). P. 3247–3271.

Ekstrom G., Morelli A., Boschi E., Dziewonski A.M. Moment tensor analysis of the central Italy earthquake sequence of September – October 1997 // Geophys. Res. Lett. 1998. Vol. 25. P. 1971–1974.

Nataf H.-C., Ricard Y. 3SMAC: on a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling // Phys. Earth Planet. Inter. 1996. Vol. 95. P. 101–122.

Woodhouse J.H. Surface waves in the laterally varying structure // Geophys. J. R. astr. Soc. 1974. Vol. 90. № 12. P. 713–728.

СБРОШЕННЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ АФТЕРШОКОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮГА О. САХАЛИН)

А.С. Сычев, А.В. Коновалов

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

ВВЕДЕНИЕ

Разрушительное Невельское землетрясение 2007 г. (M_W = 6.1) предварялось активизацией сейсмичности на юге о. Сахалин, в частности, ему предшествовало Горнозаводское землетрясение 2006 г. (M_W = 5.5). Данные события приурочены к зоне Западно-Сахалинского разлома. Также в пределах указанной сейсмогенной зоны произошло Чаплановское землетрясение 2009 г. (M_W = 4.4), возникновение которого свидетельствует, по всей видимости, о постсейсмической релаксации напряжений. Особый интерес представляет изучение величины сброшенного напряжения при развитии сейсмического процесса в афтершоковых последовательностях указанных событий.

В работе [Коновалов и др., 2012] реализован автоматизированный алгоритм массовых оценок скалярного сейсмического момента по записям нескольких станций. Результаты расчетов показали, что радиус очага чувствителен к погрешностям определения корнер-частоты. В свою очередь корректная оценка корнер-частоты затруднена без знания параметров поглощения среды под пунктами наблюдений.

Определение и уточнение локальной модели затухания и параметров поглощения под станциями позволяет перейти к расчетам динамических характеристик очага слабых и умеренных землетрясений Южного Сахалина. В данной работе представлены массовые оценки сброшенных напряжений с учетом основных параметров затухания сейсмических волн на пути «источник-станция».

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В работе использовались инструментальные данные короткопериодных наблюдений в афтершоковых зонах Горнозаводского 2006 г. (M_W = 5.5), Невельского 2007 г. (M_W = 6.1) и Чаплановского 2009 г. (M_W = 4.4) землетрясений (рис. 1). Все три события произошли на территории, прилегающей к южному сегменту Западно-Сахалинского разлома. Динамичность сейсмического режима зоны данного разлома объясняется, по всей видимости, интенсивными деформациями субширотного сжатия земной коры. Характер деформирования подтверждается в основных чертах структурной геологией юга о. Сахалин [Ломтев и др., 2008] и данными спутникового мониторинга движений земной коры [Василенок, Прытков, 2012].

С помощью пакета вычислительных программ SEISAN [Ottemöller et. al, 2011], было обработано большое количество цифровых записей. Сформированная единая база исходных данных, которая использовалась в дальнейшем для расчета динамических параметров очага, насчитывает в общей сложности около 1200 локализованных по трем и более станциям афтершоков Горнозаводского, Невельского и Чаплановского землетрясений.

Ранее, при калибровке локальной магнитуды M_L для юга о. Сахалин было выявлено систематическое завышение амплитуд для некоторых пунктов наблюдений [Сычёв, Коновалов, 2011]. Данный эффект проявлялся как в высокочастотной части спектра (1-20 Гц), так и в диапазоне 0.25-1.0 Гц при расчете среднего уровня спектров смещений и видимо является следствием резонансных явлений в осадочных породах под станциями. Учет резонансных явлений в аналитическом виде требует детальных знаний о глубинном строении верхней коры в районе станции. Однако такие исследования не проводились. Поэтому пункты, в которых происходило существенное искажение спектров из-за резонансных явлений, были исключены из расчетов динамических характеристик очага. В качестве опорных было отобрано четыре станции: BSK («Белые скалы»), KHL («Холмск»), KRS («Корсаков») и OSM («м. Острый») (рис. 1).

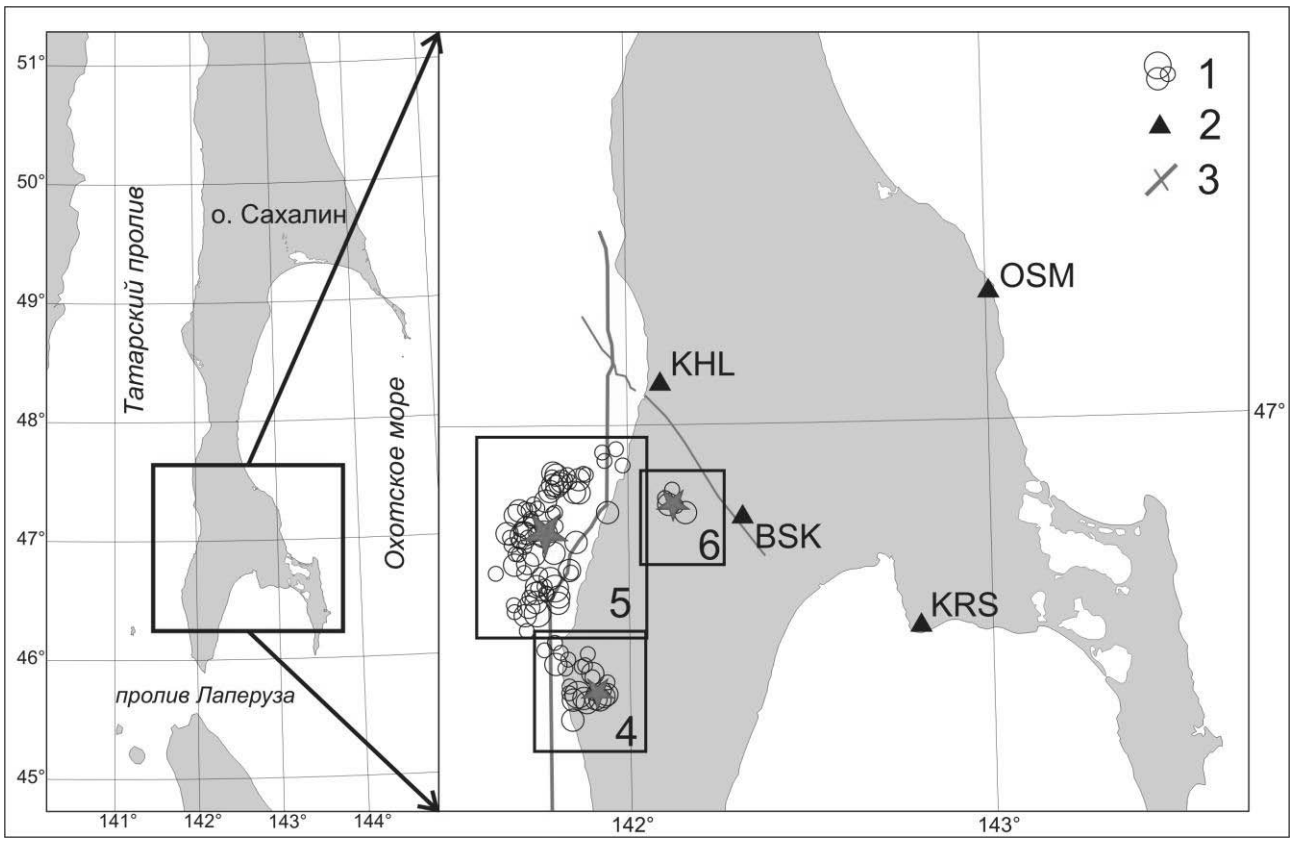


Рис. 1. Расположение сейсмических станций и эпицентров землетрясений, используемых в данной работе. Обозначения: 1 – эпицентры землетрясений отобранных для расчетов динамических параметров очага; 2 – короткопериодные сейсмические станции локальной сети СФ ГС РАН; 3 – южный сегмент Западно-Сахалинского разлома; 4 – афтершоковая зона Горнозаводского землетрясения 2006 г. (M_W 5.5); 5 – Невельского землетрясения 2007 г. (M_W 6.1); 6 – Чаплановского землетрясения 2009 г. (M_W 4.4). Звездочками обозначены эпицентры главных событий

МЕТОДЫ

1. Расчет локальной модели затухания.

Оценка величины затухания сейсмических волн в среде в большинстве случаев выполняется при недостаточном уровне знаний о структуре и составе земной коры исследуемого района. В работе [Aki, Chouet, 1975] была предложена упрощенная модель однократного рассеяния, согласно которой на больших временах (приблизительно в 1.6-2 раза превышающих время пробега *S*-волны), когда влиянием очагового процесса практически можно пренебречь, кода волны формируется за счет однократно обратно-рассеянных (рефрагированных) *S*-волн и ее уровень не зависит от расстояния до станции [Rautian, Khalturin, 1975]. Модель однократного рассеяния ранее успешно применялась для оценки величины поглощения в среде для различных регионов Земли [Roumelioti et al., 2002; Stork, Ito, 2004], поэтому полученные результаты могут быть сопоставлены с аналогичными оценками для регионов Земли с похожими геологическими условиями.

Согласно модели однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975], запись смещения в частотном диапазоне с центральной частотой пропускания f задается соотношением:

$$A(f,t) = \Omega(f) t^{-\alpha} \exp(-\pi f t / Q_C(f)), \quad (1)$$

где α – характеристика геометрического расхождения (для объемных волн α = 1), t – время, отсчитываемое от времени в очаге, $\Omega(f)$ – временная функция в источнике, $Q_C(f)$ – добротность среды (по коде волны).

Логарифмированием (2), можно получить искомое выражение:

$$\ln[A(f,t)\, t] = \ln \Omega(f) - \pi f t / Q_C(f). \quad (2)$$

Наклон графика в выражении (2), построенного во временной шкале, определяет значение добротности $Q_C(f)$ для рассматриваемой частоты *f*. Значения Q чувствительны к выбору параметров, таких как временное окно обработки, начальное время обработки, минимальный коэффициент корреляции и пропускная ширина фильтра.

2. Расчет скалярного сейсмического момента и радиуса очага

Для определения сейсмического момента местных землетрясений используются записи объемных волн на основе короткопериодных наблюдений: сейсмический момент M_0 определяется по спектрам смещений *P, SV* и *SH* волн. В последнее время появляется все больше работ [Лемзиков, 2007; Stork, Ito, 2004; и др.], в которых отмечается, что величина $Q_C(f)$ пропорциональна частоте f (или степени частоты) в области частот больших 1 Гц. Учет этой зависимости особенно важен в случае слабых землетрясений, когда рабочий диапазон частот сейсмических сигналов лежит в области от единиц до десятков Гц и функция добротности среды оказывает существенное влияние на спектральный состав сейсмических сигналов. При этом используется спектральная модель Бруна [Brune, 1970], в рамках которой очаг тектонического землетрясения представляется в виде упрощенного случая длинного вертикального разлома с горизонтальным трендом подвижки, с постоянной величиной снимаемого напряжения на разрыве и без учета конечности скорости вспарывания. Кроме того, данная модель не учитывает сложность геометрии разрыва, приводящую к обогащению спектра излучаемых волн в высокочастотном диапазоне. Но, несмотря на общую схематичность модели Бруна, она позволяет довольно точно оценить очаговые параметры: скалярный сейсмический момент, сброшенное напряжение, площадь разрыва и т.д., с учетом поглощения сейсмических волн в среде.

Спектральный эквивалент временной функции в очаге согласно модели Бруна имеет вид:

$$S(f) = \frac{M_0 \cdot R_{\vartheta\varphi}}{4\pi\rho v^3} \frac{1}{1+(f/f_0)^2}, \tag{3}$$

где M_0 – скалярный сейсмический момент, $R_{\vartheta\varphi}$ – функция направленности очага излучения, ρ – плотность среды, v – скорость распространения сейсмических волн в очаге, f_0 – корнер-частота.

С учетом поправок на добротность среды и локальные грунтовые условия спектральная функция смещения имеет вид:

$$U^{(i)}(f) = \frac{M_0 \cdot R_{\vartheta\varphi}}{4\pi\rho v^3 r_i} \exp\left\{-\frac{\pi f t_i^*}{Q(f)}\right\} \frac{\exp\left(-\pi\kappa^{(i)} f\right)}{1+(f/f_0)^2}, \tag{4}$$

Оценка M_0 осуществлялась путем аппроксимации спектра U_{cor}, исправленного за поглощение и локальные грунтовые условия:

$$M_0^{(i)} = \frac{4\pi\rho v^3 r_i}{2R_{\theta\varphi}} U_{cor}^{(i)}, \tag{5}$$

где коэффициент ½ обусловлен эффектами отражения от свободной поверхности в точке приема сигнала.

Размер (радиуса) очага *R*, по Бруну, определяется выражением:

$$R^{(i)} = 2.34 \frac{v_S}{2\pi f_0^{(i)}}. \tag{6}$$

Точность получаемых оценок *R* зависит от корректности определения корнер-частоты f_0. В большинстве случаев для слабых землетрясений ее визуальное определение затруднено влиянием локальных грунтовых условий.

РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Функция добротности среды

Расчет функции добротности осуществлялся по методике описанной в [Коновалов и др., 2012] на основе базы данных с афтершоками Невельского землетрясения 2007 г. Общее количество

используемых событий составило около 500 землетрясений. В расчетах затухания использовались вертикальные компоненты сейсмических записей выполненных опорными станциями. Для анализа кода-волн использовались временные окна *W* длиной 10, 15, 20, 25 и 30 с, начало которых соответствовало двойному значению времени пробега *S*-волны. В интервалах *W* более 20-30 с отношение сигнал-шум меньше 2, что уменьшает значимость полученных результатов при обработке коды на больших временах. Записи обрабатывались фильтром Баттеруорта с центральными частотами пропускания 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 9.0, 12 Гц и шириной 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 6.0, 8.0 Гц соответственно. На рис. 2 приведена зависимость полученной функции добротности среды от длины окна обработки *W*.

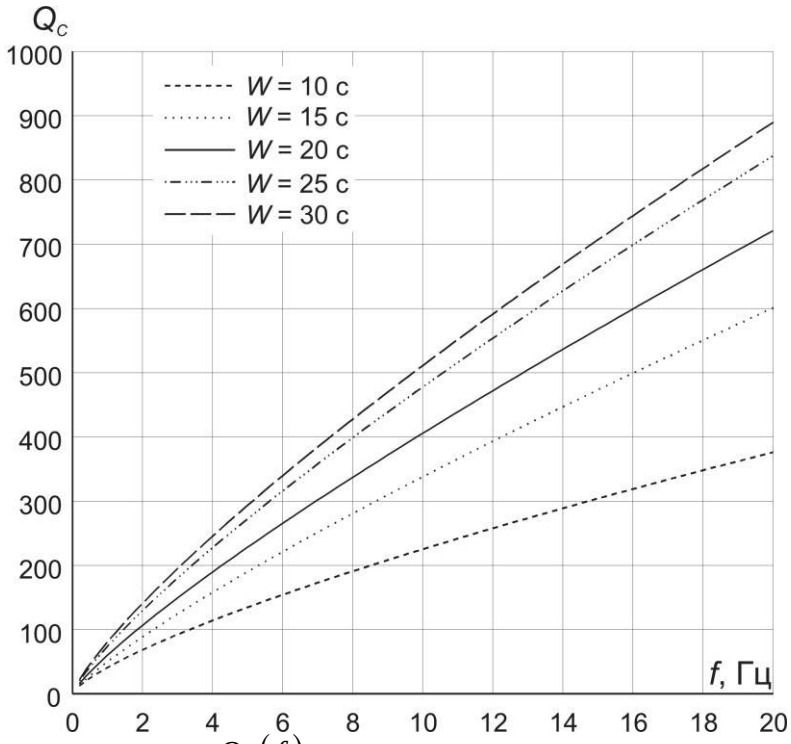


Рис. 2. Зависимость добротности среды $Q_C(f)$ от длины окна обработки коды *W* (сек)

В дальнейших вычислениях применялась усредненная функция добротности среды рассчитанная для окон обработки *W* = 15 и 20 с. Усреднением по всем отобранным событиям, была получена функция добротности среды от частоты для юга о. Сахалин по коде сейсмических волн,: $Q_C(f) = 60 \cdot f^{0.80}$, для диапазона частот от 0.25 до 20 Гц. Полученная оценка $Q_C(f)$ в области очаговой зоны афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. близка к оценкам функции поглощения для центральной Японии [Stork, Ito, 2004]. Данная функциональная зависимость использовалась в оценках скалярных сейсмических моментов слабых землетрясений, согласно выражению (5).

Вопрос о применимости оценок $Q_C(f)$ является дискуссионным, так как неясными остаются соотношения значений добротности среды, рассчитанных по кода-волнам и по спектрам объемных волн [Gusev, Abubakirov, 1996]. Сравнение ряда оценок добротности среды, полученных различными методами и для разных регионов [Havskov et.al, 1989; Roumelioti et.al, 2002; и др.], показывает, что в большинстве случаев эти величины одного порядка. Однако для каждого конкретного случая с различной реологией среды, глубиной очага и т.д., традиционный выбор временного окна для анализа коды, начало которого соответствует приблизительно удвоенному времени пробега *S*-волны, может приводить к систематической погрешности в оценке Q_0.

2. Локальные грунтовые условия.

Для определения поправочных коэффициентов κ^i для поглощения под станциями использовались горизонтальные компоненты записей около 100 афтершоков Невельского землетрясения 2007 г. уверенно зарегистрированных опорными станциями. Вначале выполнялось построение амплитудных спектров смещения, исправленных за поглощение в среде и амплитудно-

частотную характеристику прибора. Поиск параметров κ^i на основе полученных спектров осуществлялся нелинейной регрессией [http://statpages.org/nonlin.html], с помощью которой производилась оптимизация модельной спектральной функции с тремя искомыми параметрами – средним уровнем низкочастотной области спектра U_0, корнер-частотой f_0 и искомым поправочным коэффициентом κ, а также с независимой переменной f. Усреднением по всем событиям получен параметр κ^i для четырех опорных станций, составляющий от 0.025 до 0.055, что является близким к оценкам в [Коновалов и др., 2012].

3. Сейсмический момент и радиус очага

В качестве этапа предваряющего количественные оценки спектральных параметров, выполнялось приведение каждой трехкомпонентной записи к направлениям объемных волн *P, SV* и *SH*, подходящих к пункту регистрации. В расчетах анализировались фрагменты записей *SH*-волн. Временное окно обработки на каждой волновой форме подбиралось таким образом, чтобы в окне содержалось несколько цугов волн, исключая «паразитные» эффекты обменного отражения на границах среды под станцией. В среднем ширина окна обработки для *SH*-волн с момента первого вступления составляла не менее 7-8 секунд.

На рис. 3 изображены амплитудный спектр смещений в *S*-волне с поправкой на характеристику прибора и поглощение среды для события с магнитудой M_L 2.6, а также теоретический спектр, рассчитанный для данного землетрясения, согласно модели Бруна. Из рис. 3 видно, что наблюденный и модельный спектры (4) с поправкой за поглощение практически совпадают в области частот от 0.5 до 20 Гц.

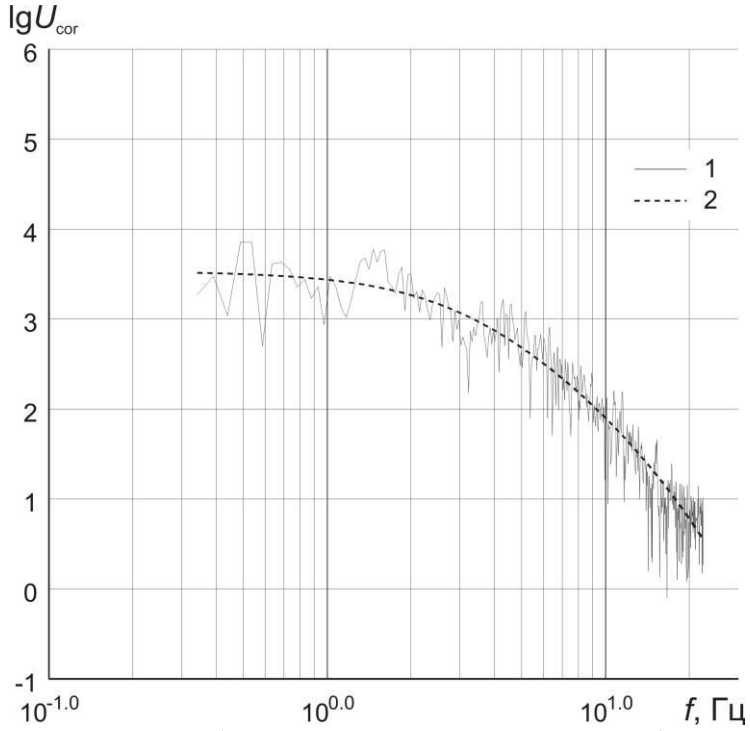


Рис. 3. Амплитудные спектры смещений: 1 – амплитудный спектр смещения наблюденной сейсмограммы в *SH*-волне для события с M_L 2.6, исправленный за поглощение и амплитудно-частотную характеристику прибора; 2 – амплитудный спектр смещения в модели Бруна

Используя в расчетах выражение (7) и значения параметра U_{cor} полученные с помощью нелинейной регрессии оценивались значения скалярного сейсмического момента M_0, затем путем усреднения по всем записям данного события рассчитывалось итоговое значение скалярного сейсмического момента:

$$M_0 = anti\log\frac{1}{N}\sum_i \log M_0^{(i)}, \qquad (7)$$

где N – количество наблюдений. Для расчетов параметров очага привлекались данные не менее трех опорных станций. Среднее значение направленности излучения в очаге $R_{\theta\varphi}$ выбиралось равным 0.41

для *SH*-волн [Аки, Ричардс, 1983], плотность среды принималась равной ρ = 2400 кг/м^3, скорость *S*-волн v_S = 3.0 км/с согласно данным ГСЗ [Лившиц, 1972].

Помимо сейсмического момента M_0, по цифровым записям оценивался радиус очага *R*, по формуле (6).

На рис. 4 показано распределение сейсмического момента M_0 в зависимости от размера (радиуса) очага *R*, для 75 очагов афтершоков Невельского землетрясения 2007 г. (магнитуда от 2.4 до 4.4), 25 очагов афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. (магнитуда от 2.4 до 4.2) и 6 очагов Чаплановского роя землетрясений 2009 г. (магнитуда от 2.4 до 3.5). Малое количество определений для Чаплановского роя связано с дефицитом пригодных к обработке данных. Линиями на рис. 4 изображены изолинии сброшенного напряжения $\Delta\sigma$, рассчитанного по формуле для модели очага в виде круговой трещины [Костров, 1975]:

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16R^3}. \qquad (8)$$

Отметим близость оценок среднего сброшенного напряжения для землетрясений Горнозаводской и Невельской афтершоковых зон, и, с некоторой долей осторожности, меньшую величину среднего сброшенного напряжения для событий Чаплановской афтершоковой зоны (таблица). Полученные оценки хорошо согласуются с оценками сброшенного напряжения для широкого диапазона магнитуд [Kwiatek et al., 2011].

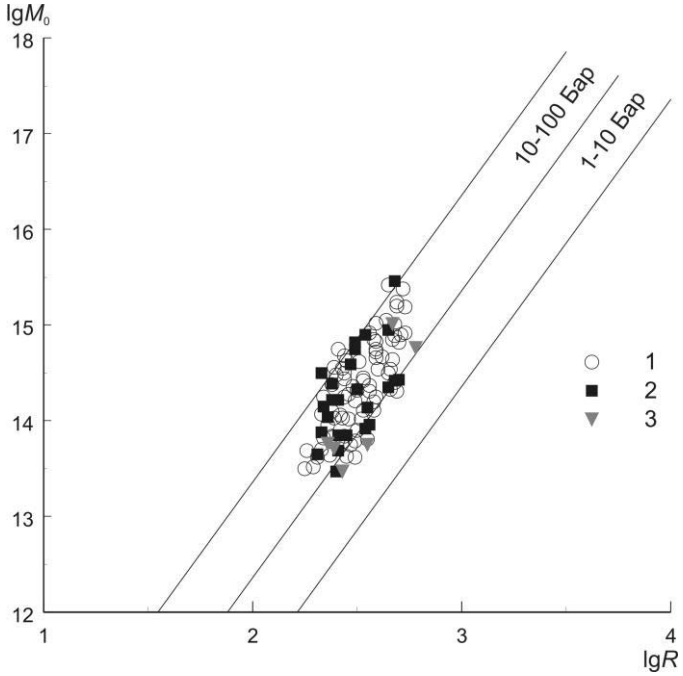


Рис. 4. Распределение сейсмического момента M_0 в зависимости от размера очага *R*: 1 – для афтершоков Невельского землетрясения 2007 г. (M_W 6.1); 2 – для афтершоков Горнозаводского землетрясения 2006 г. (M_W 5.5); 3 – для афтершоков Чаплановского землетрясения 2009 г. (M_W 4.4).

Таблица. Средние величины сброшенного напряжения для афтершоковых зон

Афтершоковая зона землетрясения	<$\Delta\sigma$>, Бар	±<$\Delta\sigma$>Бар
Горнозаводское 2006 г.	38.0	22.3
Невельское 2007 г.	44.0	30.1
Чаплановское 2009 г.	17.5	10.5

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученная для юга о. Сахалин функция добротности среды $Q_C(f) = 60 \cdot f^{0.80}$ сопоставима по величине с аналогичными оценками поглощения для центральной Японии [Stork, Ito, 2004]. Таким

образом, оцененную функцию затухания можно применять для оценки не только локального поглощения в очаговой зоне Невельского землетрясения 2007 г., но и для всей территории юга о. Сахалин.

Впервые для условий о. Сахалин получены массовые оценки сейсмического момента, размера (радиуса) очага и сброшенного напряжения для слабых и умеренных землетрясений юга острова с применением рассчитанной функции добротности среды и параметров локального поглощения под станциями по цифровым записям нескольких станций. Выявлена зависимость размера очага от сейсмического момента. Также, с некоторой долей осторожности, можно говорить о меньшей величине среднего значения сброшенного напряжения для событий афтершоковой зоны Чаплановского землетрясения 2009 г., по сравнению с афтершоками Невельского 2007 г. и Горнозаводского 2006 г. землетрясений, что может быть связано с релаксацией напряжений в сейсмогенной зоне после Невельского землетрясения 2007 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х томах // пер. с англ. М.: Мир. 1983. 880 с.

Василенко Н.Ф., Прытков А.С. Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 42-28.

Коновалов А.В., Сычев А.С., Соловьев В.Н. Массовые оценки скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений на юге о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 66-75.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения // М.: Наука. 1975. 176 с.

Лемзиков В.К. Поглощение и рассеяние поперечных сейсмических волн в литосфере Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2007. № 3. С. 50-63.

Лившиц М.Х. Глубинное строение Сахалина по геофизическим данным // Геофизический сборник. Южно-Сахалинск: 1972. Вып. 24, № 2. С. 16-25.

Ломтев В.Л., Никифоров С.П., Ким Ч.У. Тектонические аспекты коровой сейсмичности Сахалина // Вестник ДВО РАН. № 4. С. 64-71.

Сычёв А.С., Коновалов А.В. Калибровочные параметры локальной магнитудной шкалы для южной части острова Сахалин // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. Апатиты. 15-19 августа 2011 г. Обнинск: ГС РАН. 2011. С. 325-330.

Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects // Journ. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 3322-3342.

Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journ. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, No. 26. P. 4997-5009.

Gusev A.A., Abubakirov I.R. Simulated envelopes of non-isotropically scattered waves as compared to observed ones: New evidence for fractal heterogeneity // Geoph. Journ. Int. 1996. Vol. 127. P. 49-60.

Havskov J., Malone S., McClurg D., Crosson R. Coda Q for the state of Washington // Bull. Seism. Soc. Am. 1989. Vol. 79. P. 1024-1038.

Kwiatek, G., Plenkers, K., Dresen, G. Source Parameters of Picoseismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations // Bull. Seism. Soc. Am. 2011. Vol. 101. P. 2592-2608.

Ottemöller L., Voss P., Havskov J. Seisan earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and Macosx. 2011, https://www.uib.no/rg/geodyn/artikler/2010/02/software.

Rautian T.G., Khalturin V.I. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // Bull. Seism. Soc. Am. 1975. Vol. 68. P. 923-948.

Roumelioti Z., Kiratzi A., Theodoulidis N., Papaioannou C. S-wave spectral analysis of the 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) aftershock sequence // J. Seism. 2002. Vol. 6. P. 219–236.

Stork A.L., Ito H. Source parameters scaling for small earthquakes observed at the western Nagano 800-m-deep borehole, central Japan // Bul. Seism. Soc. Am. 2004. Vol. 94, No. 5. P. 1781-1794.

http://statpages.org/nonlin.html.

СЕГМЕНТНАЯ АКТИВИЗАЦИЯ РАЗЛОМОВ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

А.А. Тарасова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

ВВЕДЕНИЕ

Изучение современной геодинамики разломов в широком временном диапазоне имеет важное значение для решения многих фундаментальных и прикладных проблем. Одной из них является проблема прогноза сильных тектонических землетрясений, генетически связанных с сейсмической активизацией протяженных разломов в деструктивных зонах литосферы (ДЗЛ) [Шерман, 1996].

ДЗЛ представляют собой крупные разломные зоны, шириной в десятки километров и протяженностью в сотни – первые тысячи километров. Длительность их развития составляет от первых миллионов до нескольких десятков миллионов лет. Особенности реализующегося в них деформационного процесса определяются многими факторами, среди которых главными являются морфолого-генетический тип разломной зоны, реологические свойства подверженных деформационным преобразованиям комплексов горных пород и скорости их деформирования. Общие закономерности развития ДЗЛ и направленность влияния на них перечисленных выше факторов представлены в серии экспериментальных работ [Семинский, 2003; Семинский и др., 2005; Шерман и др., 1991, 1992, 1994; и др.]. Что касается выяснения закономерностей динамики деформационного развития отдельных разломов в ДЗЛ и определяющих их факторов, то на сегодняшний день разработка этих вопросов находится в начальной стадии [Борняков и др.2008; Борняков, Семенова, 2011].

Поиск ответов на них посредством инструментальных наблюдений по конкретным активным разломам малоперспективен из-за большой длительности их развития и ряда других объективных причин, в связи с чем, для получения необходимой информации предпочтительно использовать разные виды моделирования. Авторами выполнено физическое моделирование процесса формирования деструктивной зоны сдвига и проведено детальное исследование деформационной динамики составляющих её внутреннюю структуру систем разрывов с целью выяснения условий и причин их избирательной активизации.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Физическое моделирование процессов формирования ДЗЛ проведено с соблюдением условий подобия. В качестве модельного материала использована водная паста монтмориллонитовой глины, обладающая реологическими свойствами схожими с реологическими свойствами литосферы при длительно действующих на неё тектонических нагрузок [Семинский, 1986] Граничные условия экспериментов определялись в соответствии с критерием-комплексом подобия:

$$\eta / \rho g L T = \text{const}, \qquad (1)$$

где η - вязкость, Па·с; ρ - плотность, кг/м^3; g – ускорение свободного падения, м/с^2; L – линейные размеры, м; T – время, с. Правомерность использования данного критерия-комплекса обсуждалась серии работ [Гзовский,1975; Шерман, 1984 и др.]. Уравнение 1 позволяет вычислить масштабные коэффициенты для каждого из использованных в нем физических параметров. Так, при моделировании крупномасштабных тектонических процессов средним значениям вязкости $10^{19\text{-}23}$ Па·с, плотности $2{,}7\cdot10^4$ н/м^3, толщине $(60\text{-}100)\cdot10^3$м литосферы и продолжительности формировании ДЗЛ 10-100 млн лет, соответствуют средние значения вязкости $10^{4\text{-}8}$ Па·с, плотности $2.0\cdot10^4$ н/м^3 и толщины $(6\text{-}10)\cdot10^{-2}$м модели и продолжительности моделируемого процесса 10-100 минут. Из принятых значений параметров, определяющих подобие процессов формирования ДЗЛ в природных и экспериментальных условиях масштабные коэффициенты вязкости C_η, плотности C_ρ, линейных размеров C_l и времени C_t составляют ~10^{16}, ~1, ~ 10^6, ~ 10^{11} соответственно. При выбранных масштабных коэффициентах линейных размеров C_l и времени C_t 1 мм в модели соответствует 1 км в её природном аналоге, а 1 минута эксперимента эквивалентна 1 млн лет природного процесса.

Эксперименты выполнены на установке «Разлом» [Шерман и др,. 1991]. При моделировании использовалась стандартная процедура подготовки и проведения экспериментов. Модельный материал после инструментального контроля вязкости ровным слоем размещался на рабочей поверхности экспериментальной установки. До эксперимента на плановую поверхность модель наносилась реперная сетка из прямых линий, по формоизменению которой в процессе эксперимента производилась количественная оценка деформаций и перемещений. Развивающийся в модели процесс формирования ДЗЛ детально фотографировался цифровым фотоаппаратом через выбранный временной интервал. Полученные фотоматериалы составляли основу для построения необходимых структурных схем, с которых в последствие снималась качественная и количественная информация с последующей её обработкой и анализом. Проведено два вида экспериментов.

В экспериментах первого вида воспроизводился процесс формирования деструктивной зоны сдвига (ДЗС) при деформации простого сдвига. Модель длиной 1.2 м, шириной 0.5 м и высотой 0.1 м располагалась на дух штампах, один из которых оставался неподвижным, а другой смещался относительно него с постоянной скоростью 0.5 мм/мин. До эксперимента на модель в крест простирания будущей ДЗС наносилась сеть параллельных реперных линий с шагом 5 миллиметров. Ход эксперимента фотографировался с периодичностью в 30 секунд. Из всего объёма полученных фотографий были выбраны 20 с дискретностью 1 минута для дальнейшей компьютерной обработки с использованием программы CoralDRAW. С них снимались замеры амплитуд смещений на разрывах (a_i) и деформаций вычленяемых ими блоков (m_i) (рис. 1), а по изменениям этих параметров за единичный временной интервал рассчитывались их приращения Δa_i и Δm_i.

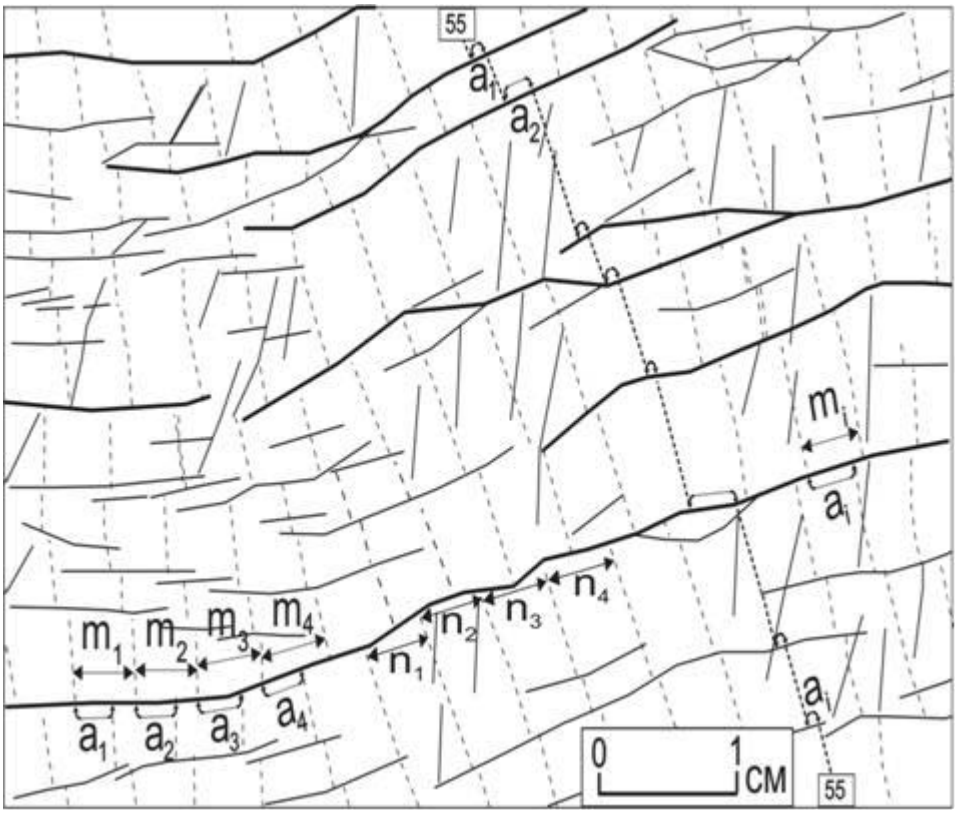


Рис. 1. Структурная схема фрагмента ДЗС в модели с расшифровкой измеряемых параметров a_1, a2, … a_i – амплитуды горизонтального смещения; m_1, m_2, …. m_i– расстояние от репера до репера в верхнем крыле; n_1, n_2, ….. n_i - расстояние от репера до репера в нижнем крыле

Эксперименты второго вида выполнялись на специально изготовленной конструкции и воспроизводили локальную ситуацию в ДЗС, соответствующую деформированию линейно вытянутого блока, вычлененного двумя протяженными разрывами. Как и в предыдущем случае фоторегистрация деформируемой модели с нанесенными на неё реперными линиями осуществлялась с 30 секундной временной дискретностью. Из всего объема полученных фотографий для анализа были выбраны десять. С каждой из них снимались замеры расстояний между реперами Мр вдоль профиля А-Б и расстояний Мп от неподвижной опорной линии В-Г до каждого из контрольных реперов (рис. 2).

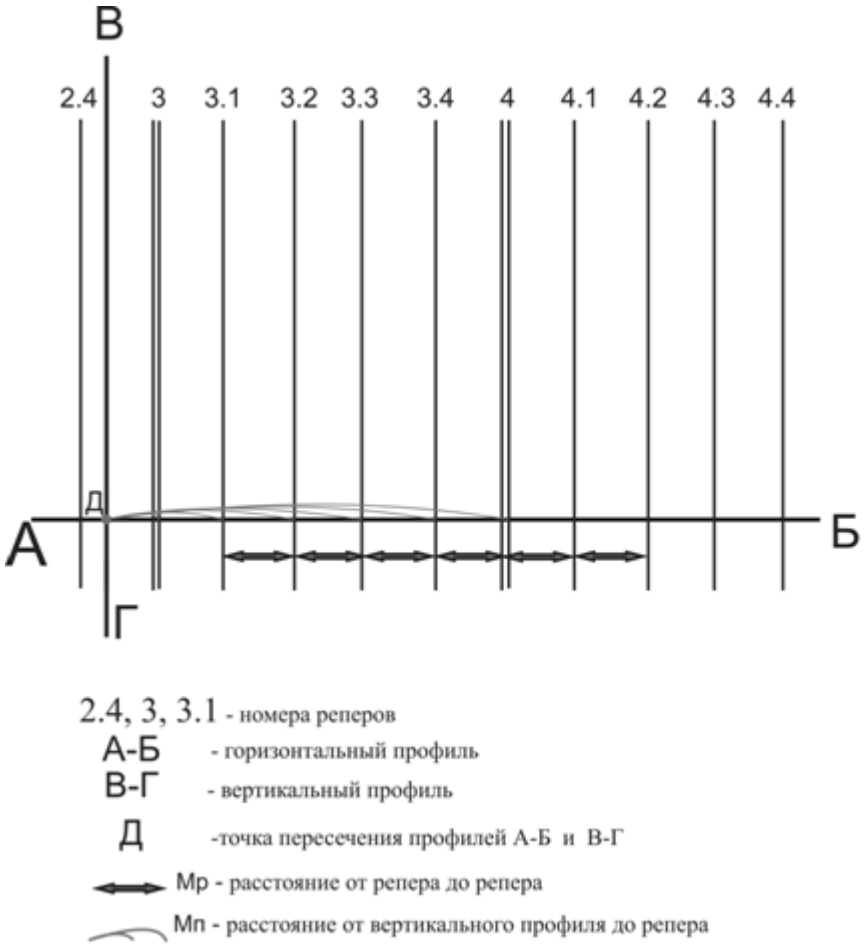


Рис. 2. Схема расположения неподвижных опорных (А-Б, В-Г) и реперных (2,4; 3; 3.1 …4.4) линий на модели

РЕЗУЛЬТАТЫ

Моделирование процесса формирования ДЗС проводилось для исследования активизации протяженных разрывов в её пределах с акцентом на два вопроса: как активизируются разрывы и почему? Ответы на эти вопросы вытекают из результатов анализа пространственно-временной динамики амплитуд смещений на протяженном разрыве и деформаций в смежных с ним блоках в ДЗС.

Пространственно-временная динамика амплитуд смещений на протяженном разрыве в ДЗС. На рис. 3 приведены графики, отражающие вариации накопленной амплитуды смещения a_i и её приращения Δa_i по простиранию тестового разрыва за два временных интервала по 13 минут. Видно, что по мере развития деформационного процесса этот параметр a_i на всех контрольных реперах в целом возрастает, но его величина варьирует по простиранию разрыва (рис. 3, А). На одних участках она больше, на других меньше и иногда эта разница существенна. Сопоставление разновременных графиков показывает, что неравномерность распределения a_i не остается постоянной и меняется по мере развития ДЗС. Динамика этих изменений более отчетливо проявляется в вариациях приращений амплитуды смещения (Δa_i) (рис. 3, Б). Из приведенных графиков видно, что активность разрыва по простиранию существенно меняется. При этом выделяются участки с положительными, нулевыми и отрицательными значениями параметра Δa_i. При этом первые соответствуют смещениям крыльев разрыва согласным с направлением смещения крыльев ДЗС, вторые указывают на отсутствие подвижек в их пределах за контрольный интервал времени, а третьи отражают наличие на разрыве смещений обратного знака, противоположного смещению крыльев ДЗС. Такой возвратно-поступательный характер смещений является закономерной особенностью деформационной динамики всех разрывов, участвующих во внутреннем строении ДЗС, о чем уже отмечалось ранее [Борняков и др. 2008]. Он прослеживается на протяжении всего развития разрывов, что наглядно отражается в вариациях во времени параметров a_i и Δa_i на контрольных реперах (рис. 4).

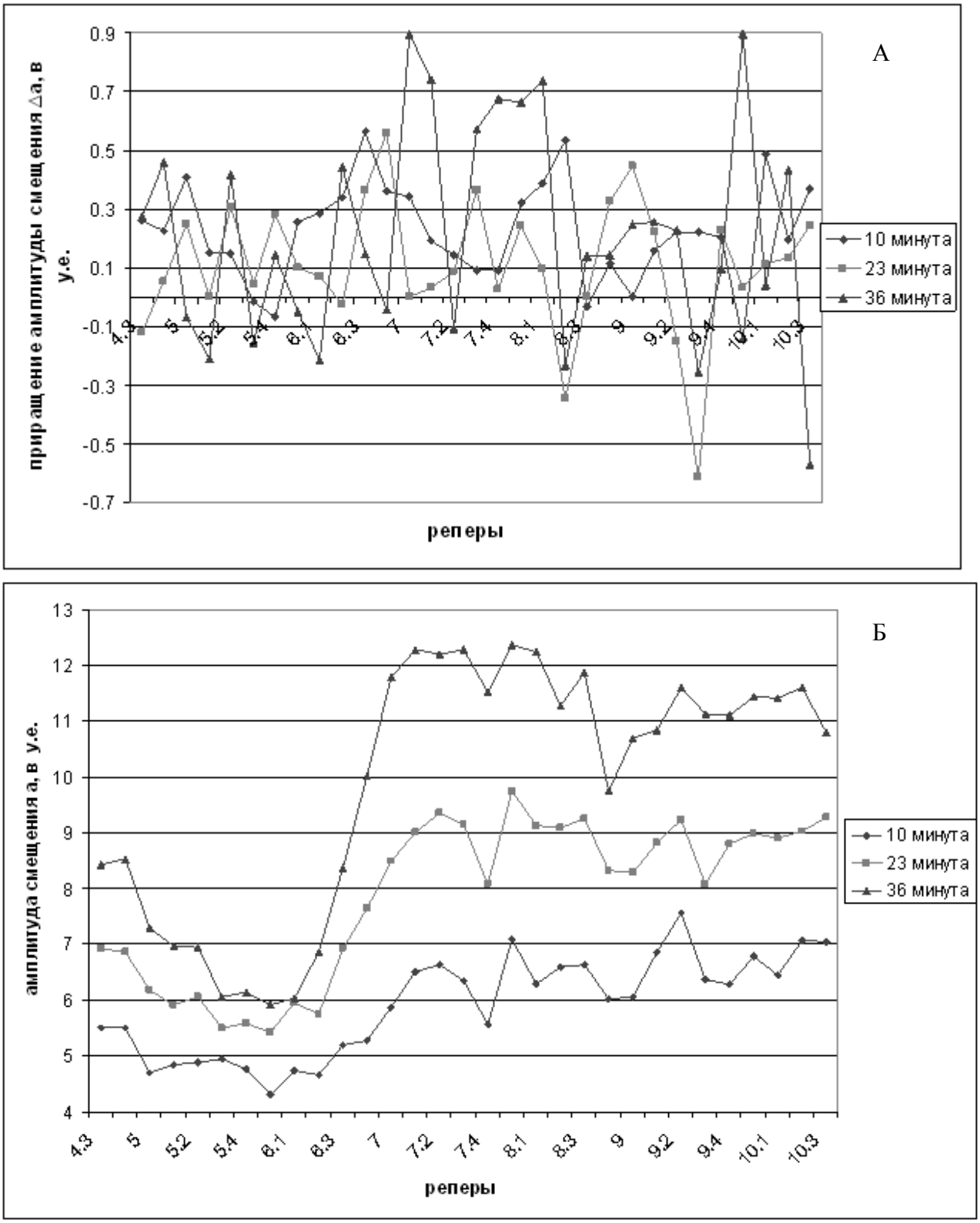
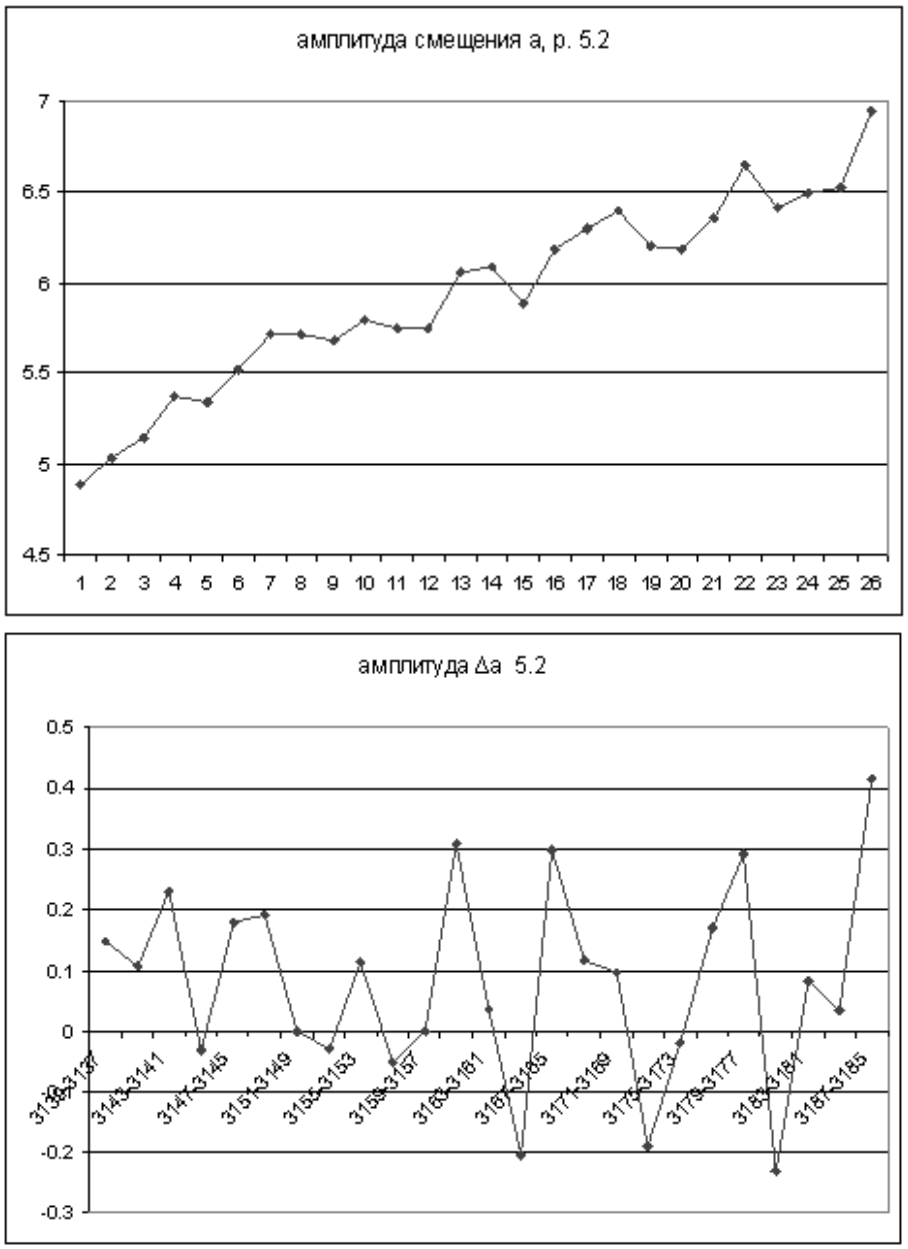


Рис. 3. Вариации накопленной амплитуды смещения a_i (А) и её приращений Δa_i (Б) по простиранию разрыва в разные время развития ДЗС

Графически представленная разнонаправленная динамика движений крыльев разрыва приводит к его разделению на совокупность отдельных активных сегментов, на которых проявляются смещения разных знаков, - как левосторонние, так и правосторонние. Активные сегменты разделены непротяженными участками разрыва, на которых смещения временно отсутствуют. Такие участки отождествляются с пассивными сегментами. Из сопоставления разновременных графиков видно, что сегменты характеризуются пространственно-временной мобильностью, изменчивостью их длин, значениями накопленной на них амплитуды смещений и её кинематическим типом.



А

Б

Рис. 4. Вариации накопленной амплитуды смещения a_i (А) и её поминутных приращений (Б) во времени на одном контрольном репере на разрыве

Таким образом, из приведенных выше материалов следует, что в каждый момент времени протяженные разрывы в ДЗС, относимые к разряду активных, в действительности активны избирательно-дискретно по их длине за счет процесса сегментации. Реальной активностью обладают лишь отдельные их сегменты, нередко отличающиеся по типу смещений на них.

Пространственно-временная динамика деформаций смежных с протяженным разрывом блоков в ДЗС. Одной из возможных причин сегментации разрывов может являться неравномерный характер реализации пластической деформации в их крыльях, в пределах прилегающих к разрыву краевых частей блоков. Для проверки этой рабочей гипотезы был выполнен мониторинг деформаций модельного материала между реперами (m_i) и их приращений (Δm_i) в каждом из смежных с разрывом блоков (условно названных "верхнее крыло" и"нижнее крыло") (рис. 2). Результаты выполненного мониторинга представленные на графиках рис. 5, из которых следуют две отчетливо проявляющиеся особенности. Во-первых, блоки в крыльях разрыва деформируются неравномерно по его простиранию (рис. 5, А). При этом, в каждом крыле деформации, оцененные по изменению расстояний между реперами m_i, дифференцированы по их типу (рис. 5, Б). Выделяются участки, где

фиксируется растяжение (Δm_i положительное), которые чередуются с участками сжатия (Δm_i отрицательное). Во-вторых, деформации на отдельных участках смежных блоков, расположенных друг против друга и контактирующих между собой по плоскости разрыва, чаще всего отличается как по абсолютным значениям, так и по их типу. Это хорошо прослеживается по мониторингу приращения деформаций в пределах таких смежных участков во времени (рис. 6). Из графика видно, что нередки ситуации, когда в одном крыле разрыва существует сжатие, а в симметрично расположенной точке другого крыла фиксируется растяжение. При определенном сочетании таких деформационных обстановок в смежных блоках на самом разрыве реализуются смещения обратного знака.

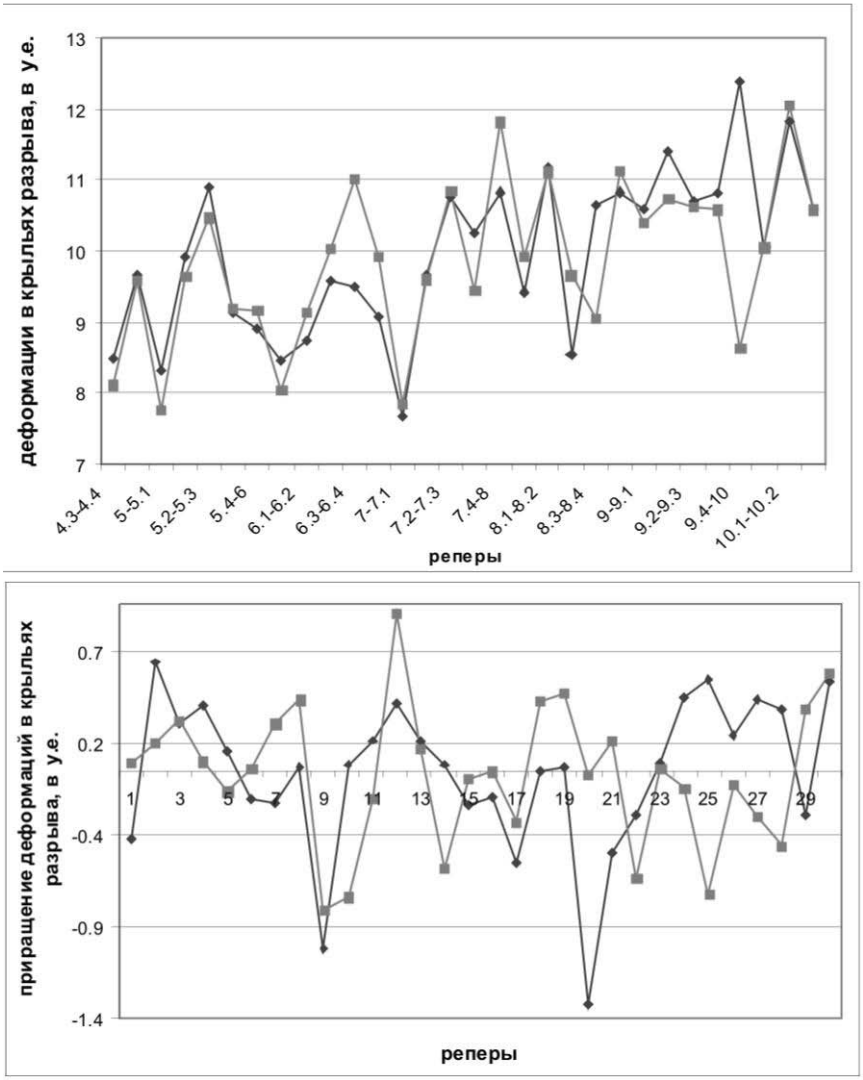


Рис. 5. Вариации деформаций m_i (А) и их приращений Δm_i (Б) по простиранию разрыва в нижнем (кривая трассирована квадратиками) и верхнем (кривая трассирована ромбиками) смежных с ним блоках

В целом приведенные в разделе материалы показывают, что одной из причин сегментной активизации разрывов в ДЗС является неравномерность реализации деформационного процесса смежных с разрывами блоков.

Результаты экспериментального исследования пространственно-временной динамики деформаций отдельного блока. Показанная выше пространственно-дискретная динамика деформаций в блоках может иметь в своей основе две вероятные причины. Первая из них, неоднократно рассматриваемая в рамках теоретической модели "stick-slip" математическими и экспериментальными методами, может быть обусловлена морфологическими особенностями плоскости сместителя разрыва, обеспечивающими разную степень сдвиговой прочности на разных его участках по простиранию. Вторая причина может быть связана с особенностью деформирования

упруговязкопластичных сред, то есть с их способностью к пространственной передаче пластической деформации в виде волнового процесса. В такой постановке этот вопрос ранее не исследовался, что послужило поводом для проведения специальной серии экспериментов. Уточним, что деформируемый в ходе опыта блок имитировал частный структурный элемент ДЗС, - линейно вытянутый блок, вычлененный двумя протяженными разрывами. Представлен сводный график (рис. 7, А), отражающий изменение расстояний между реперами по простиранию деформируемого блока с временной дискретностью в 5 минут. Видно, что первоначально одинаковые значения этих расстояний изменяются неравномерно и пространственно, и во времени, то возрастая то убывая. Причина этих изменений хорошо просматривается в вариации параметра приращения расстояния между реперами Δm_i (рис. 7, Б), показывающих, что при внешне действующей на модель сжимающей нагрузке модельный материал между реперами по простиранию блока то сжимается (отрицательные значения параметра на графике), то растягивается (положительные значения параметра на графике).

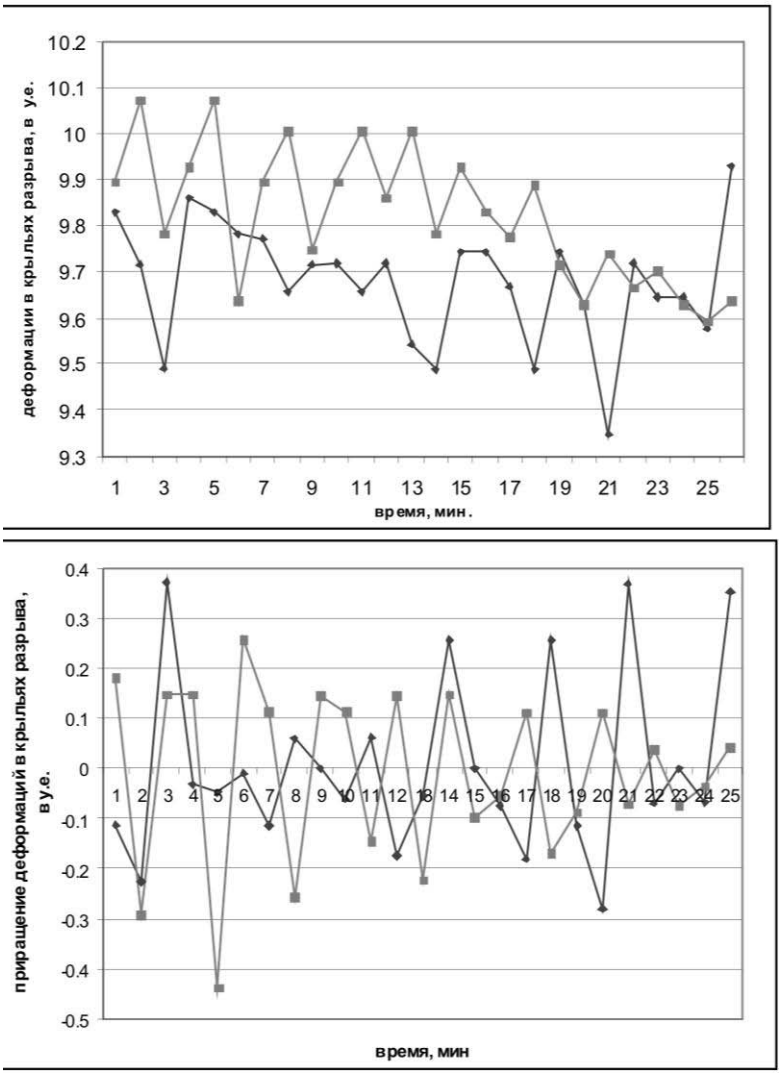
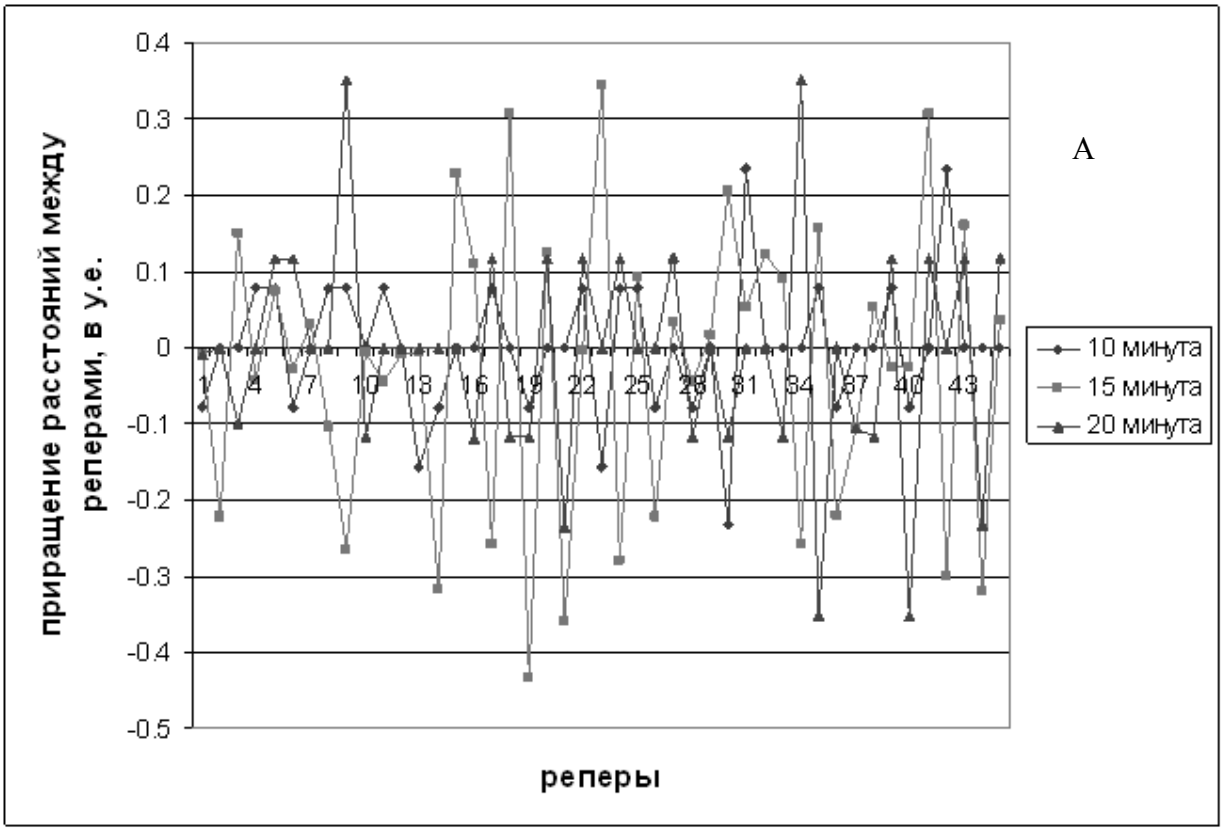


Рис. 6. Вариации деформаций m_i (А) и их приращений Δm_i (Б) во времени на смежных участках с одноименными реперами в нижнем (кривая трассирована квадратиками) и верхнем (кривая трассирована ромбиками) в крыльях разрыва

Из устойчивого характера изменения параметра Δm_i, во всех случаях показывающего периодическую смену режимов деформирования в точках наблюдения со сжатия на растяжение с последующей инверсией на сжатие, можно говорить о прохождении по блоку направленных деформационных волн. Аргументом в пользу такого вывода являются данные мониторинга горизонтального смещения контрольных реперов на поверхности модели относительно неподвижной опорной линии В-Г. Расстояние между опорной линией и реперами увеличивается со временем, но скорость этого увеличения варьирует, что отражается в углах наклона фрагментов кривых на отдельных временных интервалах.



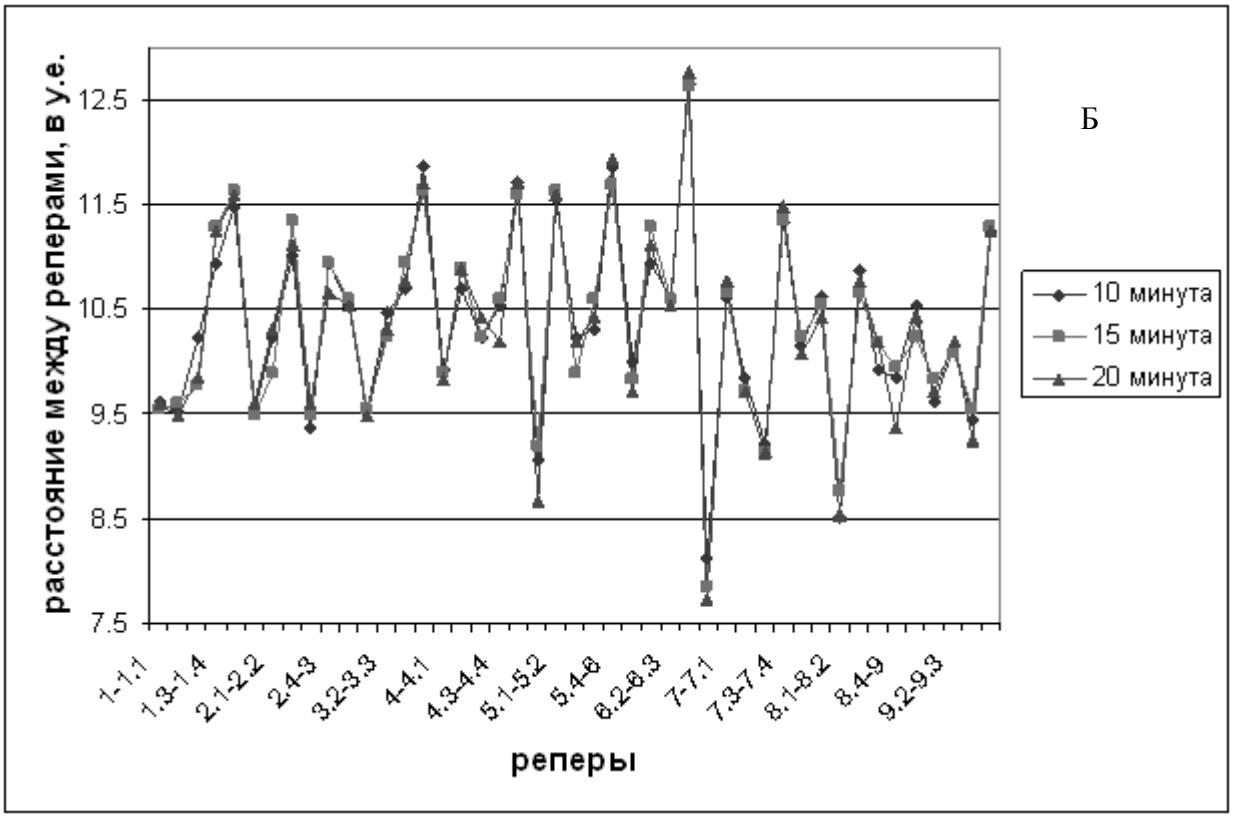


Рис. 7. Вариации деформаций m_i (А) и приращений деформаций Δm_i (Б) модельного материала между реперами по простиранию блока

Динамика изменения этих расстояний, выраженная в их приращениях за единичный интервал времени отчетливо проявляет волновые свойства, что позволяет говорить о прохождении по блоку деформационных волн (рис. 8). При этом их возникновение обусловлено способностью упруговязкопластичной среды накапливать в локальном объеме передаваемые штампом с постоянной

скоростью деформации и напряжения, и по достижении ими некоторого критического уровня передавать их в виде волны в другой рядом расположенный локальный объем.

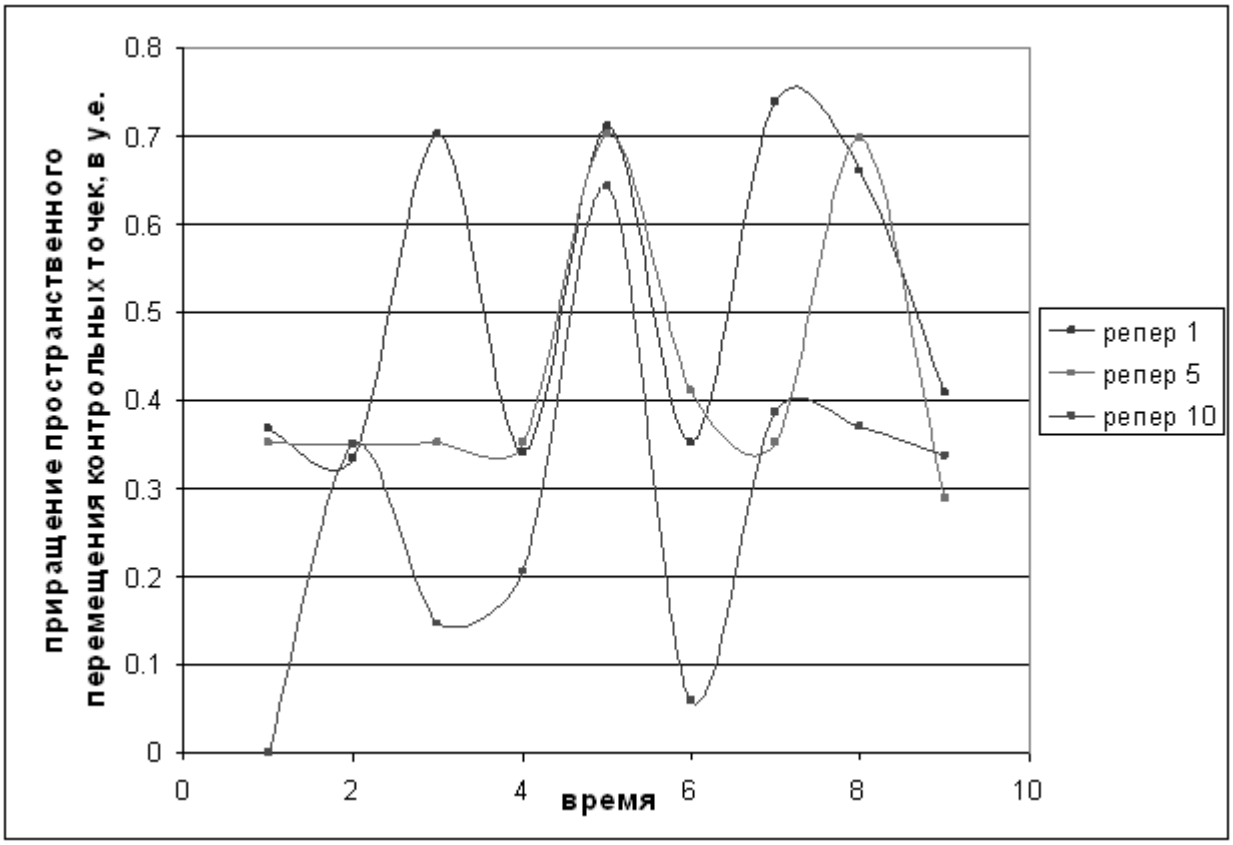


Рис. 8. Приращение во времени расстояния от неподвижной опорной линии В-Г до трех контрольных реперов ($M_п$) на модели

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время большинство исследователей, занимающихся проблемой тектонических коровых землетрясений, часть из них связывают с сейсмогенной активизацией существующих разломов. Пространственно-временные закономерности активизации разломов в ДЗЛ, с точки зрения их сегментации, по натурным наблюдениям ранее не изучались из-за большой длительности их развития, составляющей для протяженного разлома сотни тысяч - первые миллионы лет. В качестве примера, подтверждающего наличие сегментации протяженных разломов в ДЗЛ можно привести опубликованные в специальном отчете результаты, посвященные детальному структурному изучению разлома Сан-Андреас, находящемуся на заключительной стадии развития и давно ставшим своеобразным эталоном континентальных деструктивных зон сдвига. К сожалению других наглядных примеров, в той или иной мере сравнимых с полученными результатами моделирования, пока найти не удалось.

Что касается найденной в моделях возвратно-поступательной динамики крыльев активных сегментов, то аналогичный эффект ранее был инструментально зафиксирован на геодинамическом полигоне, расположенном в пределах Центрально-Сахалинского разлома [Василенко, Богданова, 1986; Захаров, 1986]. За время мониторинга деформаций была обнаружена неоднократная смена направления движения крыльев контрольного разлома с левосторонних на правосторонние и, наоборот, с периодичностью в несколько месяцев.

Одной из причин сегментации разломов могут быть распространяющиеся по ДЗЛ медленные деформационные волны. Первые наблюдения за направленной миграцией землетрясений вдоль зон активных разломов [Richter, 1957] и последующие теоретические разработки [Elsasser, 1969] положили начало изучению важной для современной геодинамики проблемы пространственно-временной мобильности деформаций и напряжений в литосфере. Обстоятельный обзор посвященных ей публикаций, представлен в [Быков, 2005]. Не смотря на то, что эта проблема была обозначена

более полувека назад и разрабатывалась многими учеными разных геолого-геофизических специализаций, до настоящего времени основной объект её исследования, - "тектоническая волна деформации", не получил прямого инструментального подтверждения на натурных объектах. Тем не менее, приводимые в публикациях результаты геофизического, сейсмологического, геохимического, гидрологического и других видов мониторинга, а также теоретические расчеты, косвенно указывают на физическую возможность волнового характера пространственной миграции тектонических деформаций в литосфере.

На сегодняшний день по механизмам возбуждения, периодам и скоростям распространения выделяют два основных типа деформационных волн. Первый тип генерируется глобальными процессами, охватывает крупномасштабные участки литосферы, распространяясь по пространственным коридорам шириной в первые сотни километров со скоростями от десятков до первых тысяч километров в год и периодами от десятков до первых тысяч лет. Второй тип пространственно и генетически связан с активными зонами крупных разломов и характеризуется более высокими скоростями и существенно меньшими периодами [Быков, 2005]. Природа второго типа деформационных волн дискуссионна. Одни исследователи считают, что они приходят в зону разлома извне, другие полагают, что они порождаются самой зоной, являясь следствием особенностей динамики её внутриразломной структуры. Представленные выше результаты моделирования позволяют сделать три важных вывода:

1. Феномен существования деформационных волн является функциональным свойством структурированных тел с упруговязкопластичной реологией;
2. Возникновение деформационных волн в ДЗЛ инициируется внешней приложенной к модели нагрузки;
3. Детали реализации волнового в ДЗЛ определяются особенностями её внутренней разломно-блоковой структуры.

ВЫВОДЫ

В целом, приведенные экспериментальные результаты позволяют констатировать, формирующаяся разломно-блоковая внутренняя структура деструктивных зон сдвига имеет сложную, но закономерную, дискретную деформационную динамику развития. Она реализуется через дифференцированную по типу деформацию блоков, приводящую к избирательной пространственно-временной сегментной активизации межблоковых контактов, представленных ДЗС в виде совокупности систем разноранговых разрывов. Пространственно-временная дискретность деформационного процесса в ДЗС обусловлена внутренними свойствами упруговязкопластичной среды, обеспечивающими генерацию в ней деформационных волн даже в условиях постоянной внешней нагрузки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 12-05-91161-ГФЕНа.

ЛИТЕРАТУРА

Борняков С.А., Трусков В.А., Черемных А.В. Диссипативные структуры зон разломов и критерии их диагностики (по результатам физического моделирования) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 179-187.

Борняков С.А., Семенова Н.В. Диссипативные процессы в зонах разломов (по результатам физического моделирования) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 862-870.

Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели / Быков В.Г. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176-1190.

Василенко Н.Ф. Богданова Е.Д. Горизонтальные движения земной поверхности в зоне Центрально-Сахалинского разлома / Василенко Н.Ф. // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 45-49.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики / Гзовский М.В. М.: Наука. 1975. 536 с.

Захаров В.К., Василенко Н.Ф., Наумов Н.В. Горизонтальные деформации земной поверхности на островах Сахалин и Шикотан // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 119-121.

Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах / Семинский К.Ж. Иркутск: 1986. 130 с.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разрывных зон: тектонофизический аспект / Семинский К.Ж. Новосибирск: Изд-во «ГЕО». 2003. 244 с.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект / Семинский К. Ж., Гладков А. С., Лунина О. В. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2005. 293 с.

Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8-18.

Шерман С. И., Семинский К. Ж., Борняков С. А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. 258 с.

Шерман С И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1994. 263 с.

Шерман С.И. Деструктивные зоны литосферы, их напряженное состояние и сейсмичность // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов М.: 1996. С. 157-158.

Elsasser W.M. Convection and stress propagation in the upper mantle // The application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors/ Ed. S.K.Runcorn. N.Y., Willey. 1969. P. 223-246.

Richter E.F. Elementary seismology. San Francisco, Freeman and Co. 1958. 768 p.

ОСОБЕННОСТИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ПО ДАННЫМ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ САХАЛИНА

А.А. Татаурова

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, ant07@nm.ru

ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена особенностям сейсмотектонических деформаций и характеру напряжений земной коры по данным параметров механизмов очагов коровых землетрясений, произошедших на Сахалине и на прилегающих к нему территориях. Работы по восстановлению деформаций проводились ранее для данного региона преимущественно по данным GPS [Василенко, Иващенко и др., 2009].

Большой интерес представляет изучение условий возникновения сильных землетрясений: определения закономерностей сейсмического процесса, учета региональных особенностей, определение зон возможных очагов землетрясения, а так же возможность прогноза сейсмических событий.

Сейсмичность Сахалина обусловлена наличием активных разломов. В рамках глобальной плитовой тектоники система главных субмеридиональных разломов острова рассматривается в качестве границы между Евразиатской и Северо-Американской литосферными плитами [Chapman and Solomon, 1976], что непосредственно оказывает влияние на сейсмическую активность региона. Основные разломы: Центрально-Сахалинский, Западно-Сахалинский и Восточно-Сахалинский. Наиболее плохо изученным остается Западно-Сахалинский ралом, который активировался в последние годы [Тихонов, 2009].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для расчета сейсмотектонических деформаций использовался метод Ю.В.°Ризниченко и Б.В.°Кострова Суть метода заключается в разбиении изучаемой области на элементарные объемы и расчета среднего тензора деформаций (СТД), который равен сумме тензоров сейсмических моментов всех землетрясений, возникших в единице объема за определенный промежуток времени *T*:

$$E_{lm} = \frac{1}{\mu VT}\sum_{n=1}^{N} M_0^{(n)} Q_{lm}^{(n)} \qquad (1)$$

где μ – модуль сдвига, принимаемый равным 3x10^{11}дин/см^2, *V*– объем осреднения, $M_0^{(n)}$– величина сейсмического момента *n*-го землетрясения, определяемая в настоящей работе по известной корреляционной зависимости [Костров, 1975], $Q_{lm}^{(n)}$– компоненты единичного тензора сейсмического момента *n*-го землетрясения в географической системе координат, выраженные через параметры механизма очага. Компоненты единичного тензора деформаций за счет остаточных явлений в очаге определяются по известным формулам [Костров, 1975]. Приведенное выражение (1) сильно зависит от магнитуды землетрясения, что влияет на полученный результат. Так сильное единичное землетрясение может внести значительный вклад, на фоне более слабы событий и переопределение тензор деформации, то при изучении афтершоковых последовательностей мы не учитывали данные о главном землетрясение.

Для реконструкции современного поля напряжений за счет механизмов очагов землетрясений использовался программный комплекс метод катакластического анализа (МКА) Ю.Л.°Ребецкого. В настоящей работе рассматриваются результаты работы алгоритма МКА, первого этапа и второго этапа. На первом этапе проводится однородная выборка механизмов очагов землетрясений, которая проводится с учетом следующих критериев: пространственная близость нодальных плоскостей, однородная фаза деформации и временной параметр. В результате анализируются особенности реконструкции ориентации главных осей напряжений, а также параметры, определяющие тип напряженного состояния (геодинамический режим), коэффициент Лоде°-°Надаи (μ_σ), который определяет вид тензора напряжений или определяет соотношение главных осей эллипсоида

напряжений [Ребецкий, 2007]. Коэффициент изменяется от -1 до +1, что соответствует одноосному растяжению или сжатию.

Помимо этого был рассмотрен тип напряженного состояния, который показывает взаимосвязь между направлением вектора на зенит и ориентацией главных осей напряжений. На втором этапе реконструкции определялись относительные значения эффективного всестороннего давления $p*$, который остался неизвестными после первого этапа.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сахалин. Данные о механизмах очагов землетрясений Сахалина за период с 1956 по 2010 годы были взяты из сборников «Землетрясения в СССР», «Землетрясения Евразии», а также из монографии В.Н.°Аверьяновой и выбраны из международного каталога NEIC. Общее количество событий используемых при построении карты сейсмотектонических деформаций и напряжений для Сахалина составило 182 с M°=°4.7-8.3. Землетрясения распространены по территории острова весьма не равномерно.

Расчет тензоров напряжений и деформаций, а так же коэффициенты Лоде - Надаи выполнялись с шагом 0.25 x 0.25 градуса.

Из расчетов сейсмотектонических деформаций следует, что Сахалин находится в условиях преимущественно широтного укорочения и меридионального удлинения (рис.°1).

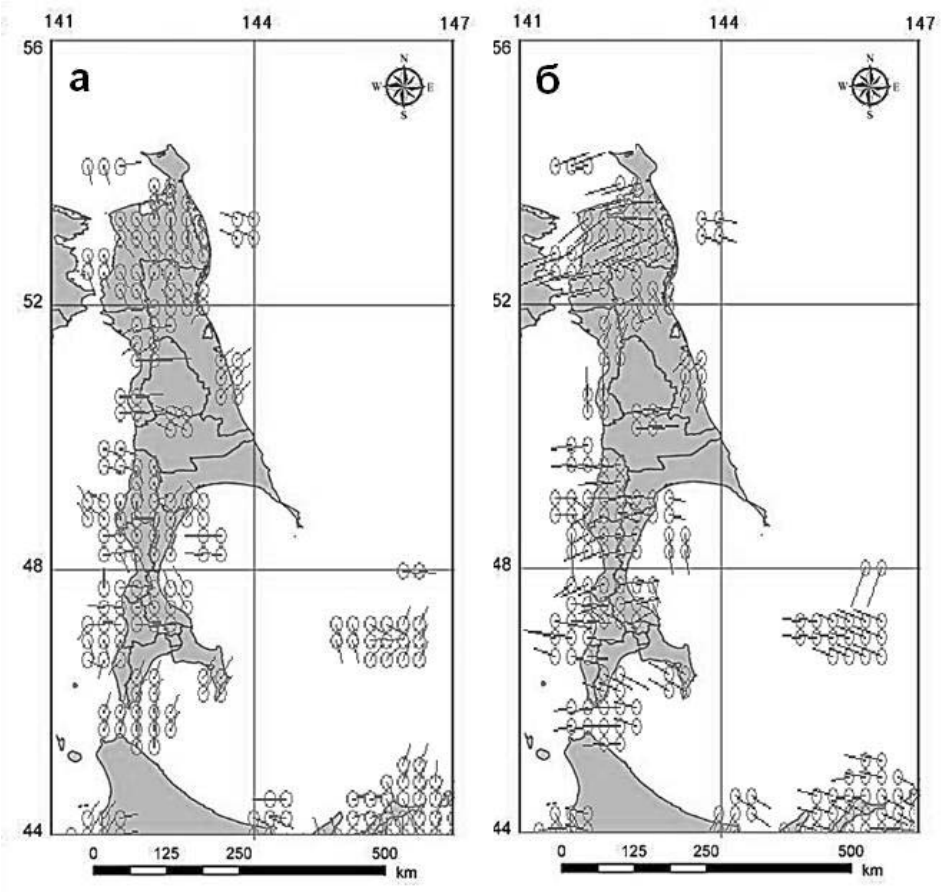


Рис.°1. Сейсмотектонические деформации: а – проекции главных осей удлинения на горизонтальную плоскость, б – проекции главных осей укорочения на горизонтальную плоскость

Исключение составляет центральная часть острова, где наблюдается широтное удлинение и меридиональное укорочение. Для вертикальной компоненты (Ezz) картина деформаций выглядит следующим образом: вертикальное удлинение в северной и южной части острова и укорочение в центральной.

При рассмотрении главных осей напряжения (рис.°2) наблюдается растяжение в меридиональном направлении и сжатие в широтном, что согласуется с тектоническими структурами острова.

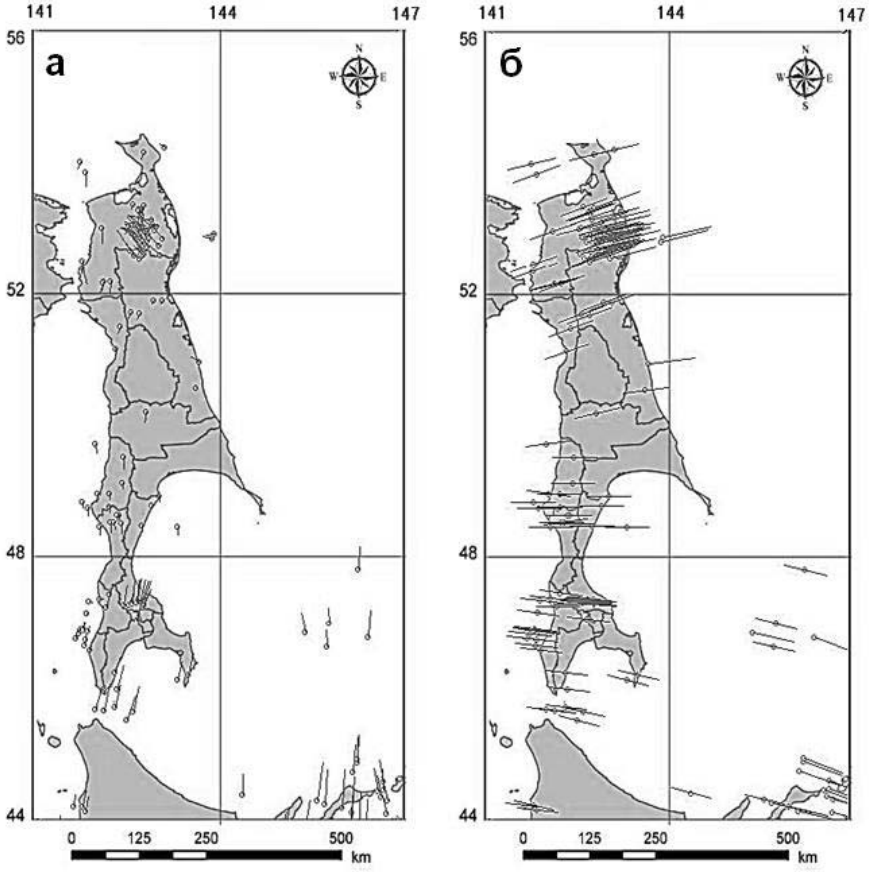


Рис. 2. Сейсмотектонические деформации: а – проекции на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного растяжения, б – проекции на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного сжатия

Полученные результаты показывают, что ось максимального девиаторного растяжения σ_1 преимущественно имеет субмеридиональное направление. Угол погружения направлен на юг со средним значением 73°, для южного окончания острова наблюдается смена направления погружения и уменьшение угла. Оси максимального сжатия имеют пологое погружение преимущественно в западном направлении. Поле сейсмотектонических напряжений однородно для всей территории острова, что не соответствует данным, полученным по сейсмотектоническим деформациям. Это может быть связанно, с тем, что центральная территория острова менее сейсмически активна и количество данных здесь существенно меньше. Подобное положение осей главных напряжений рассчитанных для глубин от 0 до 35 км свидетельствует о схожести типа напряжений для всего острова и наличии здесь преимущественно режима широтного сжатия.

По значениям коэффициента Лоде°-°Надаи можно сказать, что объемы земной коры испытывают деформации простого сдвига и сжатия, для данной территории он варьируется от -0.2 до 0.6 (рис.°3,°а).

Чередование областей сдвига и сжатия характерно для северного и центрального районов. Простой сдвиг свидетельствует, что максимальные и минимальные главные девиаторные напряжения близки друг к другу по абсолютной величине и противоположны по знаку. В северном районе так же можно наблюдать участок подверженный растяжению. Для южной окраины острова значения коэффициента Лоде°-°Надаи однородно и лежит в пределах значений сжатия.

Данные о взаимосвязи ориентации главных осей напряжений с вектором на зенит позволяют осуществить районирование по типам напряженного состояния [Ребецкий, 2007]. На рисунке°3,б представлены результаты такого районирования. Видно, что для острова характерно горизонтальное сжатие, что согласуется с геологическими данными [Chapman and Solomon, 1976].

Помимо этого было восстановлено эффективное давление для территории всего Сахалина (рис.°4).

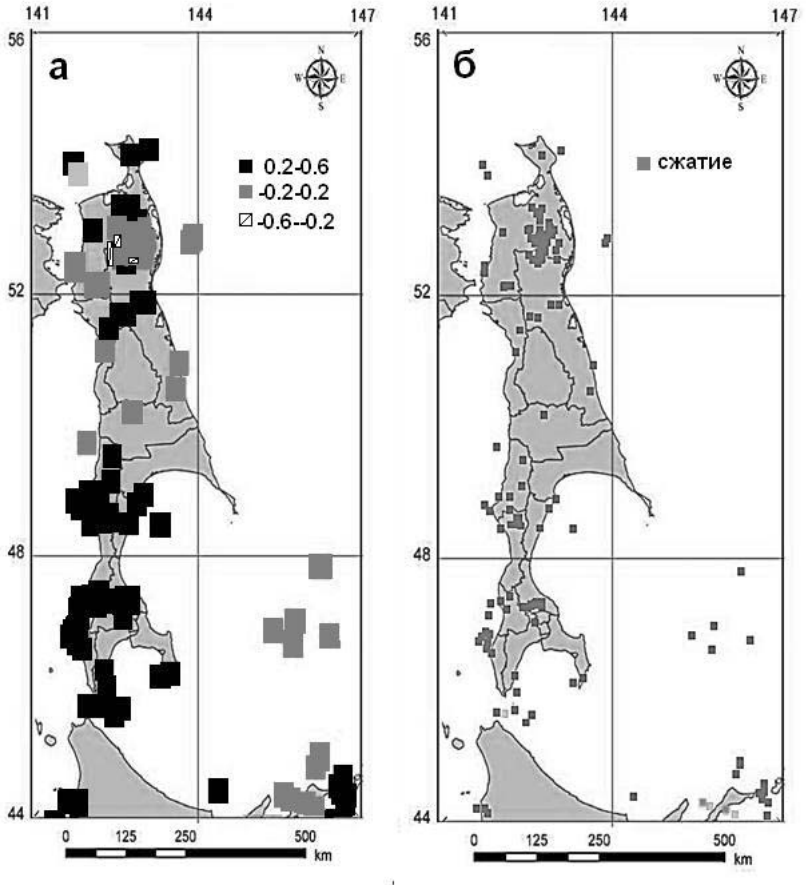


Рис. 3. а – коэффициент Лоде°-°Надаи, б – тип напряженного состояния

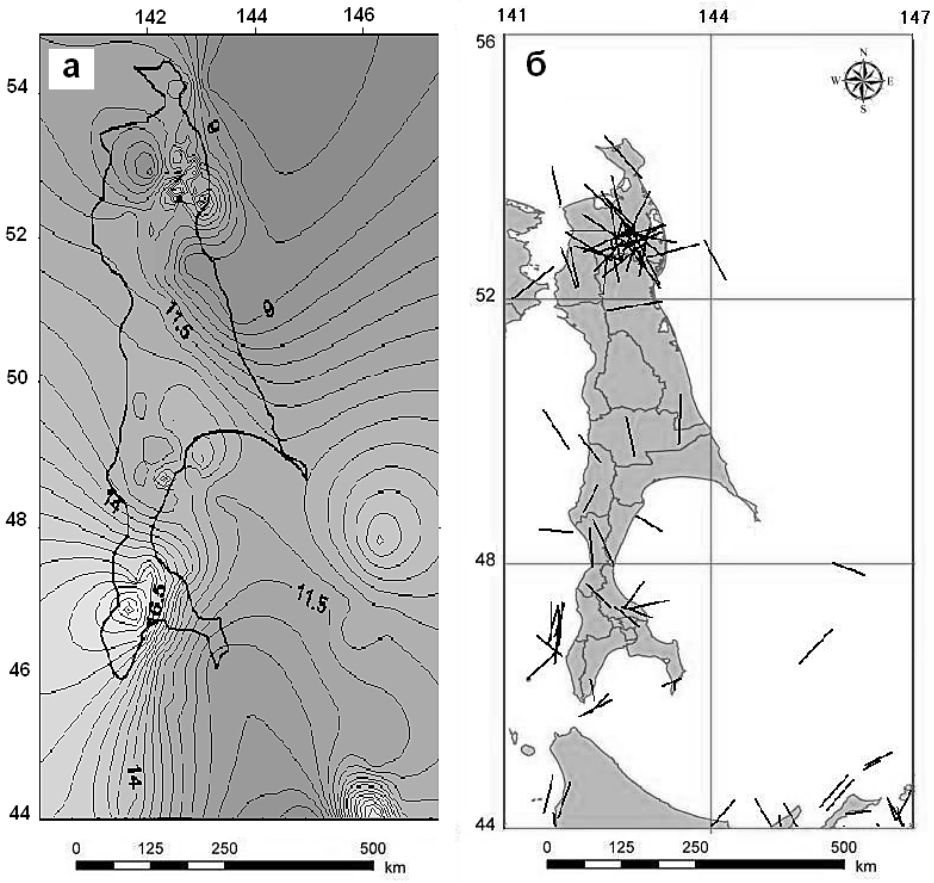


Рис. 4. а - рассчитанные эффективные давления, б – плоскости разрыва

Наблюдается тенденция к увеличению значения эффективного давления от северной окраины к южной. Наибольшее значение давления приходится на северо-восточную окраину острова, где прослеивается Западно-Сахалинский разлом, который имел высокую активность в 2006 и 2007 годах. Так же повышенные значения наблюдаются для области в северном районе, где по данным коэффициента Лоде°-°Надаи находится область растяжения. Именно в этой области в 1995 году произошло разрушительное Нефтегорское землетрясение.

Разрывные нарушения на территории острова разнонаправленны, особенно в районе Нефтегорска, но за этим исключением для них преимущественно характерно меридиональное или широтное направление (рис. 4, б).

Горнозаводское землетрясение. 17 августа 2006 года в южной части острова вблизи поселка Горнозаводское произошло крупное землетрясение на глубине 8 км с магнитудой M°=°5.6. Очаг образовался в верней части коры, которая на Сахалине составляет 35-40 км [Ломтев, Гуринов, 2009]. Землетрясение было приурочено к Западно-Сахалинскому разлому. Этот ралом протягивается под дном Татарского пролива вдоль западного побережья до перешейка поясок и соединяется с разломами Среднего Сахалина. За прошедшие столетия до 2006 года никак не проявлял себя в плане сильных землетрясений M°>°5.5 [Левин, Ким и др., 2007]. Область занимаемая афтершоками составила 30 х 33 км. Шаг при расчете напряжений 0.01 х 0.01.

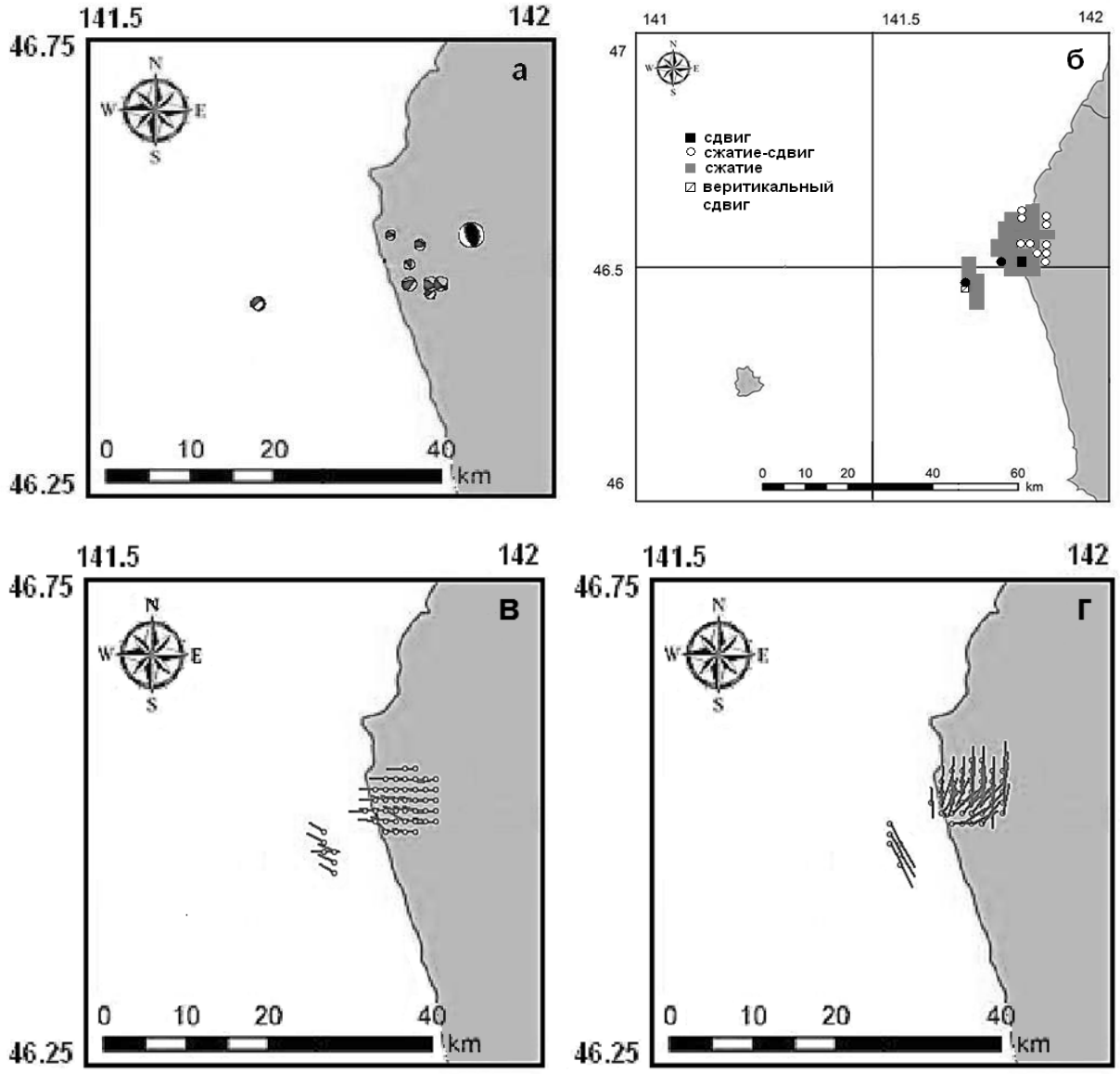


Рис. 5. а – механизмы землетрясений, б – тип напряженного состояния, в - проекции на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного растяжения, г – проекции на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного сжатия

Нами были построены механизмы главного землетрясения и его афтершоковой последовательности (рис.°5,°а). Тип подвижки в очаге главного события – надвиг. Область афтершоков находятся западнее от основного землетрясения.

Для восстановления поля напряжений использовались данные о 9 землетрясениях. Ориентация осей главного максимального девиаторного напряжения свидетельствует о том, что рассматриваемый район находится в зоне широтного растяжения, в то время как сжатие происходит от северо-восточного до субмеридионального направления (рис. 5, в, г).

По типу напряженного состояния превалирует горизонтальное сжатие и сжатие-сдвиг (рис.°5,°б). Что согласуется с данными по GPS.

Невельское землетрясение. 8 августа 2007 года недалеко от города Невельск произошло землетрясение с M°=°6.2. Его гипоцентр располагался на глубине 12 км. Тип подвижки в очаге – надвиг. Область, занимаемая афтершоками составила 55 х 40 км. Было рассмотрено 64 события афтершооковой последовательности (рис.°6,°а). Они ориентированы вдоль Западно-Сахалинского разлома.

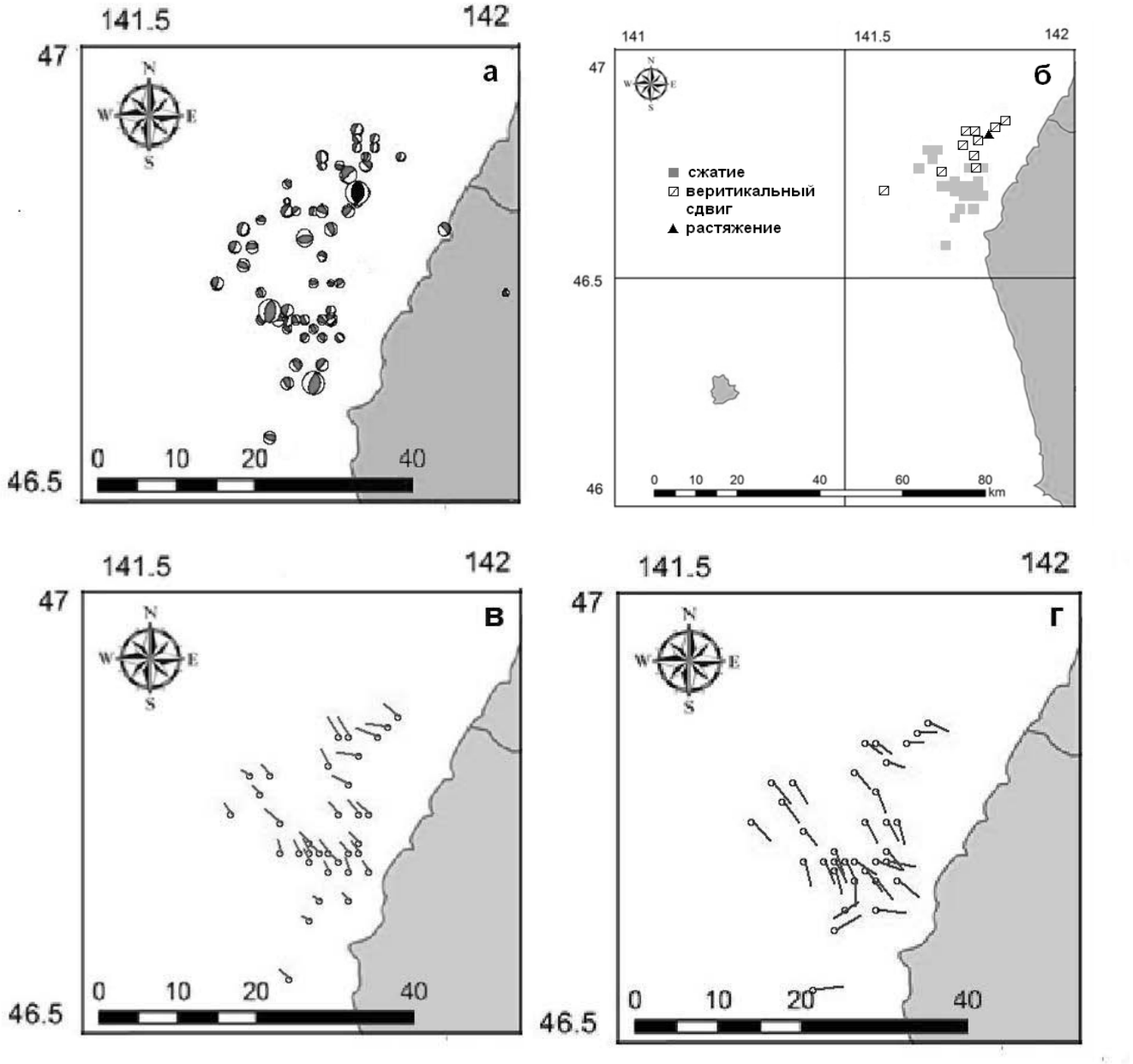


Рис. 6. а – механизмы землетрясений, б – тип напряженного состояния, в - проекции на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного растяжения, г – проекции на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного сжатия

По данным сети автономны цифровых сейсмически станций, распределение афтершоков по глубине указывает на западное падение плоскости сейсморазрыва под углом 50-60°. В течение первых суток развитие сейсмического процесса происходило в южном направлении, где произошли сильные афтершоки с M°= 5.8, 5.2, 5.4 и имели схожие механизмы.

В результате было восстановлено поле сейсмотектонического напряжения (рис.°6,°в,°г). Растяжение имеет северо-западное направление, а сжатие мозаично, но имеет тенденцию к юго-восточному направлению. Поле растяжения можно разделить на два участка северный и южный, для первого характерно субвертикальное погружение оси главного напряжения, а для второго более пологие значения углов.

На рисунке 6, б представлены результаты расчета типа напряженного состояния. На севере рассматриваемого участка наблюдается горизонтальное сжатие, в то время как южная область подветренна вертикальному сдвигу.

ВЫВОДЫ

Поле сейсмотектонических деформаций острова Сахалин можно разделить на три части: северный, центральных и южный район. Для северной и южной окраины острова характерны схожие деформации, а именно субмеридиональное удлинение и субширотное укорочение. Так же эти области наиболее сейсмоактивны, в отличие от центральной области, которая испытывает субширотное укорочение и субмеридиональное удлинение.

В целом для острова характерно меридиональное растяжение и широтное укорочение.

Было установлено, что оси сжатия афтершоковой последовательности не соответствуют оси сжатия главного события Горнозаводского землетрясения, что свидетельствует о возникновении более мелких разрывных нарушений, способствующих снятию напряженного состояния.

В то же время для Невельского землетрясения картина несколько иная. Оси сжатия афтершоковой последовательности для наиболее сильных землетрясений соответствуют оси сжатия главного события, что должно свидетельствовать о том, что основной разлом был активен после основного события и разгрузка проходила как вдоль разлома, так и при образовании более мелки разрывных нарушений.

Благодарности. Хочу выразить благодарность Ольге Анатольевне Кучай за научное руководство и институту «Морской геологии и геофизики ДВО РАН» за предоставленный ими полевой материал.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука. 1968. 189°с.

Василенко Н.В., Прытков А.С., Ким Ч.У., Такахаши Х., Косейсмические деформации земной поверхности на о.°Сахалин в результате Невельского землетрясения 2.08.2007, Mw=6.2 // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, №5. С. 16-21

Василенко Н В., Прытков А.С., Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений. // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31, №1. С. 42-48

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 174 с.

Левин Б.М., Ким Ч.У., Тихонов И.Н., Горнозаводское землетрясение 17 (18) августа 2006 г. на юге о-ва Сахалин. // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 26, №2. С. 102-108

Ломтев В.Л., Гуринов М.Г., Тектонические условия Невельского (2082007, M~6.1) землетрясения // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, №5. С. 44-53

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности //Докл. РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.

Ребецкий Ю.Л. Мониторинг напряженного состояния афтершоковой области Спитакского землетрясения // Докл. РАН. 2001. Т. 375, № 2. С. 239-244.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 23. С. 237-241.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига». 2007. 406 с.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 407 с.

Тихонов И. Н. Прогноз сильного землетрясения на юго-западном шельфе о. Сахалин и его реализация в результате Невельского землетрясения 2 августа 2007 г // Тихоокеанская геология. 2009. Т.°28. №5. С. 22-29.

Землетрясения северной Евразии в 1994 (1995-2006 году. М.: ГС РАН, 2000 (2001-21012). 386 с.

Землетрясения в СССР в 1983 (1984-1988) году. М.: Наука. 1986 (1987-1991). 346 с.

Chapman M. E. and Solomon S. C. North American – Eurasian plate boundary in northeast Asia, Geophys. Res. 1976. Vol. 81. P. 921-930.

К ВОПРОСУ ГЕОДИНАМИКИ ИМПУЛЬСНЫХ ДВИЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ПАМИРА)

Ш.П. Шозиёев[1,2,] Г.П. Шозиёев[3]

[1] - Хорогский Государственный Университет. г. Хорог
[2] - ИГССС Академии Наук Республики Таджикистан, г. Душанбе
[3] - ФТИ Академии Наук Республики Таджикиста, г. Душанбе

Аннотация. Проводится анализ распределения коровых и глубокофокусных землетрясений Памира и миграция землетрясений района, исследуется взаимосвязь между землетрясениями и движениями Луны.

Abstract. It Is Conducted analysis of the distribution of crust and deep focus Pamirs' earthquakes and migration of the earthquakes of the region, is researched intercoupling between earthquakes by Moon motion.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из задач изучения внутреннего строения Земли и процессов, происходящих в её недрах, является выяснение природы, механизма и причины физико-геологических процессов, которые мы наблюдаем на поверхности, относятся к разряду эндогенных (как тектонические). Тектонические движения, или механические перемещения земных масс, включают сложные перемещения геоблоков, а также подчиненное этим движениям перемещение вещества внутри самих структур [Николаев, 1988; Ризниченко, 1985; Литосфера Памира и…1982]. К категории поверхностных и приповерхностных относятся современные движения, которые подразделяются на медленные (вековые) и быстрые – импульсные по Николаеву [Никалаев, 1988]. Вследствие неравномерности и прерывистости тектонические движения установление нового напряженного состояния может быть обусловлено не только развитием разрывов, но и изменение знака тектонического движения некоторого участка земной коры [Старков, Старкова 2009]

Проявление неотектонических и современных движений в пределах Памира обусловлено перестройку структурно-тектонического плана территории с образованием крупных деформаций и региональной мегатрещиноватости. Эти элементы, контролирующие сейсмотектонические процессы в регионе [Пильгуй, Горянко,1990]. Как утверждают авторы образование Каракулско-Пянджский линеамента и поперечной мегатрещиноватости обусловлено сдвиговыми деформациями в условия сжатия и указывают на тектоническую перестройку региона. Мощность земной коры в целом возрастает с севера на юг от Ферганской депрессии (50-55км) до Центрального Памира (70-75 км) далее в сторону Гималаев (до 80 км) [Литосфера Памира и…1982]. Однако, несомненно, должен существовать и обратный процесс уменьшения мощности коры, который нельзя мыслить без представления об обратной миграции материала коры в мантию. Для район исследованный характерен сейсмическая слоистость, сезонные изменения сейсмичности и миграция землетрясений по разломам [Каримов, Шозиёев Ш.П., 2010; Шозиёев Ш.П., Каримов, 2011; Шозиёев Ш.П., 2013].

РАЗЛИЧИЯ В РАСПРЕДЕЛЕНИЯХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПАМИРО-ГИНДУКУША И МИГРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ВАНЧ-АКБАЙТАЛЬСКОМУ РАЗЛОМУ

В соответствии с концепциями современной тектоники плит регион Центральной Азии входит в зону коллизии Евразийской и Индостанской тектонических плит, которая в основном и обусловила возникновение крупнейших горных систем: Гималаев, Гиндукуша, Каракорума, Кунь-Луня, Памира, Тянь-Шаня и других меньшего масштаба. Результат продолжающейся коллизии – современная сейсмичность региона Центральной Азии. В среднем проявляется корреляция снижения высот горных систем и сейсмичности в направлении с юга на север, в соответствии с направлением движения Индостанской плиты на север с небольшим отклонением на северо-восток

Результаты многих тектонических и сейсмологических исследований показывают, что дугообразные горные структуры Памиро-Гиндукуша, Южного Тянь-Шаня и Таджикской Депрессии образовались в результате деформаций тектоносферы в субмеридиональном направлении [Николаев,

1988; Ризниченко, 1985; Литосфера Памира и…, 1982]. Исследователи, которые придерживаются тектоники плит, считают, что эта деформация происходила в прошлом, происходит и в настоящий геологический период в направлении движения Индустанской плиты, примерно на север. Соответственно дугообразности расположения геологических структур Памиро-Гиндукуша, Южного Тянь-Шаня и Таджикской Депрессии распределение очагов землетрясений также носит дугообразный характер. К примеру рассматриваются особенности распределения по глубине гипоцентров землетрясений Памиро-Гиндукуша.

Сейсмическая слоистость коры отражает, по видимому, в первую очередь распределение различных фации. Этот процесс в земной коре развиваются длительно и многократно, проявляясь по разному в различных районах, мы получаем возможность, по новому отнестись к пространственной изменчивости расслоения коры, видя в ней не только пространственную, но и временную изменчивость [Каримов, Шозиёев Ш.П., 2010; Шозиёев Ш.П., Каримов, 2011; Шозиёев Ш.П., 2013].

Эпицентральная зона глубокофокусных землетрясений Памира и Гиндукуша представляет собой полосу шириной 100-150 км, протяженностью 700 км. Вариации сейсмической активности на разных глубинах показаны на рис. 1. Предельная глубина гипоцентров для Памира - 240 км, а для Гидукуша - 280 км. Особенность распределения очагов землетрясений Гиндукушской зоны состоит в том, что это распределение имеет два максимума, т.е. распределение «двугорбое» - максимум распределения очагов соответствует интервалам глубин 80-100 км и 200-210 км. Причём, самые мощные землетрясения Памиро-Гиндукушской зоны, 17 энергетического класса, приурочены более глубокому горбу - 200-250 км. В распределении гипоцентров Памира наблюдаются два перерыва: на глубинах от 45 до 75 км и от 210 до 230 км гипоцентров нет.

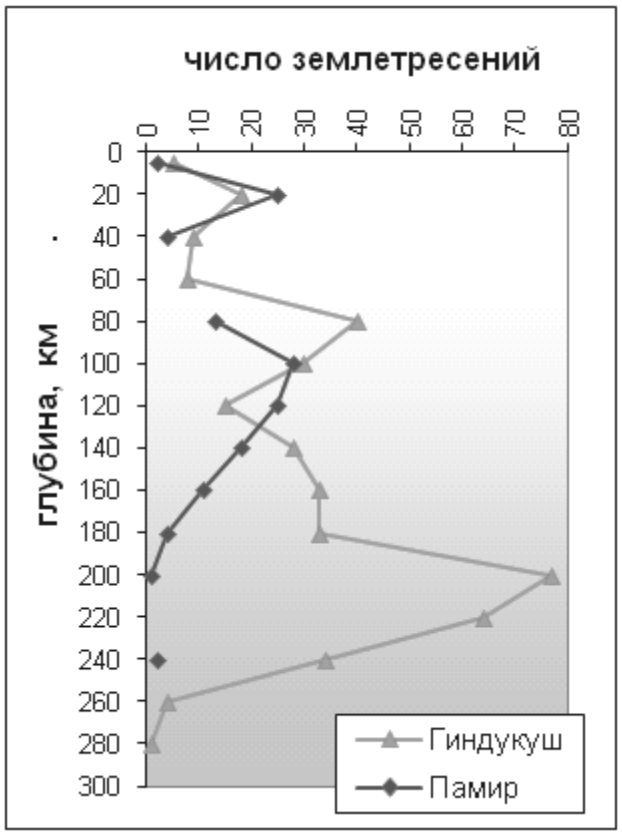


Рис. 1. Вариации сейсмической активности на разных глубинах Памира и Гиндукуша **[**Шозиёев Ш.П.,Каримов, 2011**].**

Сдвижение горных масс по крупным глубинным разломам район приводит к последовательность элементарных процессов медленного нарастания непрерывных упругих деформации на отдельных участках разломов, которые чередуются с актами быстрого нарушения сплошности материала и высвобождении деформации в виде землетрясений, афтершоков и ройев.

К примеру рассмотрим миграции землетрясений по Ванч-Акбайтальскому разлому. В соответствии с действующей картой общего сейсмического районирования территории Таджикистана Ванч-Акбайтальская зона землетрясений относится к 8-ми балльной с повторяемостью 100 лет. Начиная с октября 2007 г., в Ванчском районе произошла значительная активизация

землетрясений [3]. К настоящему моменту здесь зарегистрировано более 200 ощутимых землетрясений на площади около 400 км^2. За это время отмечено три главных землетрясения: 7-8 апреля 2008 г. с интенсивностью в эпицентре 4-5 баллов, 3 марта 2009 г. – 5-6 баллов и 2 января 2010 г. – 6 баллов (по шкале МСК).

Сейсмичность рассматриваемого района исследований представлена с помощью «Каталога сильных и ощутимых землетрясений с магнитудой М около 4,5±0,3 и выше за период с 1990 г. по 2010 г.» В каталоге жирным шрифтом выделены основные землетрясения с афтершоками и сериями роя (таблица 1).

Таблица 1

№	Лунный день	Год	ч.м.с.	С.ш.	В.д.	Н, км	К	М	$E=10^K$
1	4	10.12.1999	2:11:55	38,1	71,2	10	12,2	4,6	1,58E+12
2	12	30.04.2004	14:11:24	38	70,8	30	12,1	4,5	1,26E+12
3	14	02.02.2007	22:02:41	38,8	71,6	20,00	12,8	4,9	6,31E+12
4	**2**	**07.04.2008**	**22:00:11**	**38,4**	**71,7**	**20**	**11,8**	**4,3**	**6,31E+11**
5	2	07.04.2008	22:02:32	38,4	71,6	20	11,6	4,2	3,98E+11
6	15	17.06.2008	22:05:18	38,2	71,6	20	10,9	3,8	7,94E+10
7	17	19.07.2008	23:08:29	38,3	71,65	10-20	11,9	4,4	7,94E+11
8	**7**	**03.03.2009**	**14:22:12**	**38,2**	**71,4**	**10-20**	**13**	**5**	**1,00E+13**
9	16	03.10.2009	22:46:20	38,25	71,45	10	10,2	3,4	1,58E+10
10	**18**	**02.01.2010**	**2:15:05**	**38,3**	**71,5**	**5-10**	**13,5**	**5,3**	**3,16E+13**
11	7	20.04.2010	10:58:28	38,25	71,5	5-10	11,9	4,4	7,94E+11
12	4	15.06.2010	23:39:12	38,47	71,8	10	12	4,4	1,00E+12

Из каталога следует, что с 1999 по 2004 гг. в зоне разлома было сейсмическое затишье, далее идет освобождение напряжений с глубины 30 км к поверхности и количество толчков от нижних к верхним разрезам геосреды возрастает. Можно заметить, что землетрясения под № 2, 3, 4, 5, 6, 9 происходили близко к полнолуниям и новолуниям, т.е. в периоды экстремальных приливных сил, с периодичностью около 14 суток. Можно предположить, что некоторые из них вызваны особенностями влияния орбитального движения Солнца-Земли-Луны. По-видимому, остальные землетрясения вызваны сезонными атмосферными вариациями, например, обусловленными высокой контрастностью рельефа (здесь сосредоточены высочайшие вершины Памира – пик Исмоила Сомони (7495 м), несколько вершин выше 6000 м).

Миграция землетрясений вдоль Ванч-Акбайтальской разломной зоны показана на рис. 2.

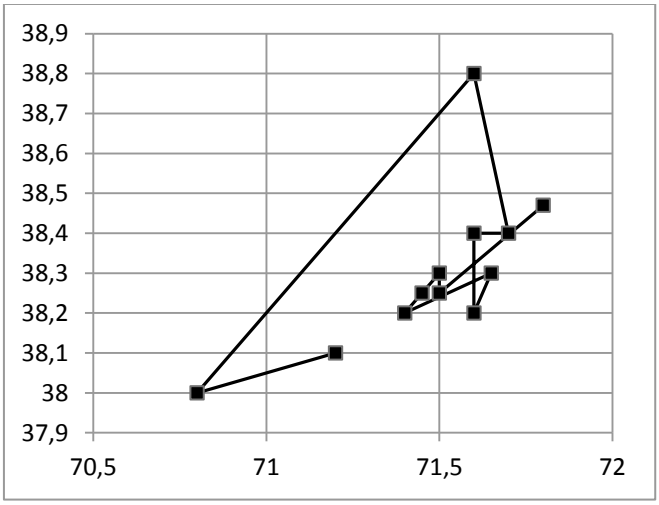


Рис. 2. Миграция землетрясений вдоль Ванч-Акбайтальской разломной зоны

В рамках представлений о реструктуризации гетерогенной геосреды каждая серия роя, по-видимому, может быть рассмотрена как результат передачи и перехода тектонических напряжений от одной части разрывной зоны в окрестности разлома к другой – соседней [Каримов, Шозиёев, 2010].

ВЫВОД

Неоднородность распределения гипоцентров по глубине и миграция землетрясений подтверждает неоднородность геологического строения, неравномерности и прерывистости тектонических движений район исследования по глубине.

ЛИТЕРАТУРА

Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г. О последовательности землетрясений сейсмогенных зон Помиро-Гиндукуша, Таджикской Депрессии и Тянь-Шаня // 7-ая международная сейсмологическая школа «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных», 9-15 сентября 2012 г., пос. Нарочь, Республика Беларусь. С. 262-266.

Каримов Ф.Х., Шозиёев Ш.П. Динамика афтершоков землетрясений и иерархические стадии реорганизации гетерогенных сред / Тезисы. VIII Международная школа-семинар «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород», 24-29 мая 2010, Санкт-Петербург, 2010. С. 44-45.

Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан. 1982. 231 с.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.

Пильгуй Ю.Н., Горянко И.П., Преснухен В.И. Поперечные структуры, вывяленные по космическим снимкам (на примере Памира). Исследование Земли из космоса №4.-1990. С. 49-55.

Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 407с.

Старков В.И., Старкова Э.Я. Результаты режимных наблюденный за горизонтальными деформациями земной коры в Таджикистане // Труды международной конференции по снижению сейсмического риска, посвященной шестидесятилетию со дня Хаитского землетрясения 1949 года в Таджикистане. Душанбе, 9-11 июля 2009. С. 108-117.

Шозиёев Ш.П. Каримов Ф.Х. Различия в распределениях гипоцентров землетрясений южного Тянь-Шаня, Таджикской Депрессии, Памира и Гиндукуша // Тезисы докладов V Международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». г. Бишкек, 19 - 24 июня 2011 г. Том 1. С. 120-124.

Шозиёев Ш.П. О миграции землетрясений вдоль Ванч-Акбайтальского разлома на Памире (в Таджикистане) / XIV-тая Уральская молодёжная научная школа по геофизике. Пермь. 2013. С. 272-274.

ДИАГНОСТИКА РИФТОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В ПЛАТФОРМЕННЫХ УСЛОВИЯХ И ПРОБЛЕМЫ ПОИСКА НЕФТИ В ФУНДАМЕНТЕ

И.А. Яхина

ООО НПФ ВНИИГИС-ЗТК, г. Октябрьский, Башкортостан, yahina-gfs@yandex.ru

В связи с уменьшением запасов прогнозных ресурсов углеводородов необходимо развивать альтернативную теорию фактов о современной дополнительной подпитки нефтяных месторождений [Муслимов и др., 1996, 2009; Старосельцев, 2009; Трофимов, 2009], согласно которой приток угледоводородов осуществляется по нефтеподводящим каналам из резервуара, находящегося в глубинах мантии. Это подтверждается данными сверхглубокого бурения, глубинными сейсмическими исследованиями и достаточно длительными (свыше 50 лет) сроками эксплуатации некоторых месторождений, например Ромашкинского месторождения нефти в Республике Татарстан. В процессе разработки данного месторождения было извлечено значительно больше нефти, чем находилось на балансе и добыча продолжается по настоящее время, таким образом, переходя на этап стабилизации поздней стадии разработки.

Обнаружение и локализация таких нефтеподводящих каналов является приоритетной задачей, например, для создания дальнейшей возможности вести разработку нефтяного месторождения непосредственно из нефтеподводящих каналов путем их вскрытия сверхглубокими скважинами [Корчагин и др., 2002].

Прогноз обнаружения и локализации каналов аккумуляции и миграции углеводородов необходимо строить на показаниях геофизических методов наиболее чувствительных к динамическим процессам. Каналы аккумуляции и миграции углеводородов в кристаллическом фундаменте оказывают аномальное влияние на параметры геофизических (температурных, гравитационных, электрических, магнитных, радиационных, сейсмических, геохимических и т.п.) полей, измеряемых на дневной поверхности. Определять положение таких подводящих каналов возможно на участках кристаллического фундамента, приуроченных к зонам суперпозиции (наложения) максимальной динамики аномальных параметров электрических и сейсмических геофизических полей. Такие оценки возможны по результатам измерений в режиме непрерывного мониторинга участков кристаллического фундамента наиболее подверженных тектоническим процессам (рифтовых зонах и их пересечениях).

Бурение новых разведочных скважин, вскрывших кровлю фундамента в юго-восточной Татарии, западной Башкирии и глубинное (до 2.2 км.) зондирование импульсными электроразведочными методами (в варианте зондирований методом переходных процессов ЗМПП) [Яхин и др., 2008] позволили провести его детальное картирование (совместная работа ОАО НПП ВНИИГИС и фирмы «Кру-ко») и по новому представить рельеф дна широтной «каньонообразной» долины К.Р. Тимергазина [Муслимов и др., 2009]. Рельеф (рис. 1) представляется как поверхность горста пород фундамента. Донная осевая линия по Тимергазину [Тимергазин, 1959] оказалась в зоне южного широтного щелевого образования додевонских отложений.

Сопоставление структурных карт кровли кристаллического фундамента с кровлей репера K_4 (кровля нижних оолитовых доломитов в подошве пород нижнепермского отдела кунгурского яруса) показало их структурное соответствие – положительной структуре кровли фундамента (горсту) соответствует Серафимовско-Балтаевский вал в нижнепермских отложениях. Следовательно, можно говорить о «сквозном» характере происхождения валов и поднятий, вследствие соответствующих циклических тектонических процессов. Линии исходных ВНК нефтяных месторождений и залежей девона, каменноугольных и нижнепермских отложений можно рассматривать, как признаки поднятий кристаллического фундамента дна долины, а широтные северные и южные их линии, как линеаменты для выявления положений соответствующих щелевых ее границ. Вторым, дополнительным признаком являются особенности речной сети у этих границ и в пределах, предлагаемой геометрически правильной широтной полосы долины.

Прямым картированием по данным разведочного бурения долина явно прослеживается в западном направлении до долготы д. Исаково, перерезая северо-восточный Бавлинско-Туймазинский вал с повышением абсолютной отметки горста до – -1585 м, южная граница прослеживается уверенно, северная – менее рельефна, щелевидная зона еле различима. Положение горста превышает в среднем всего лишь на 5-10 м (взброс) средний уровень вала в северо-восточном направлении.

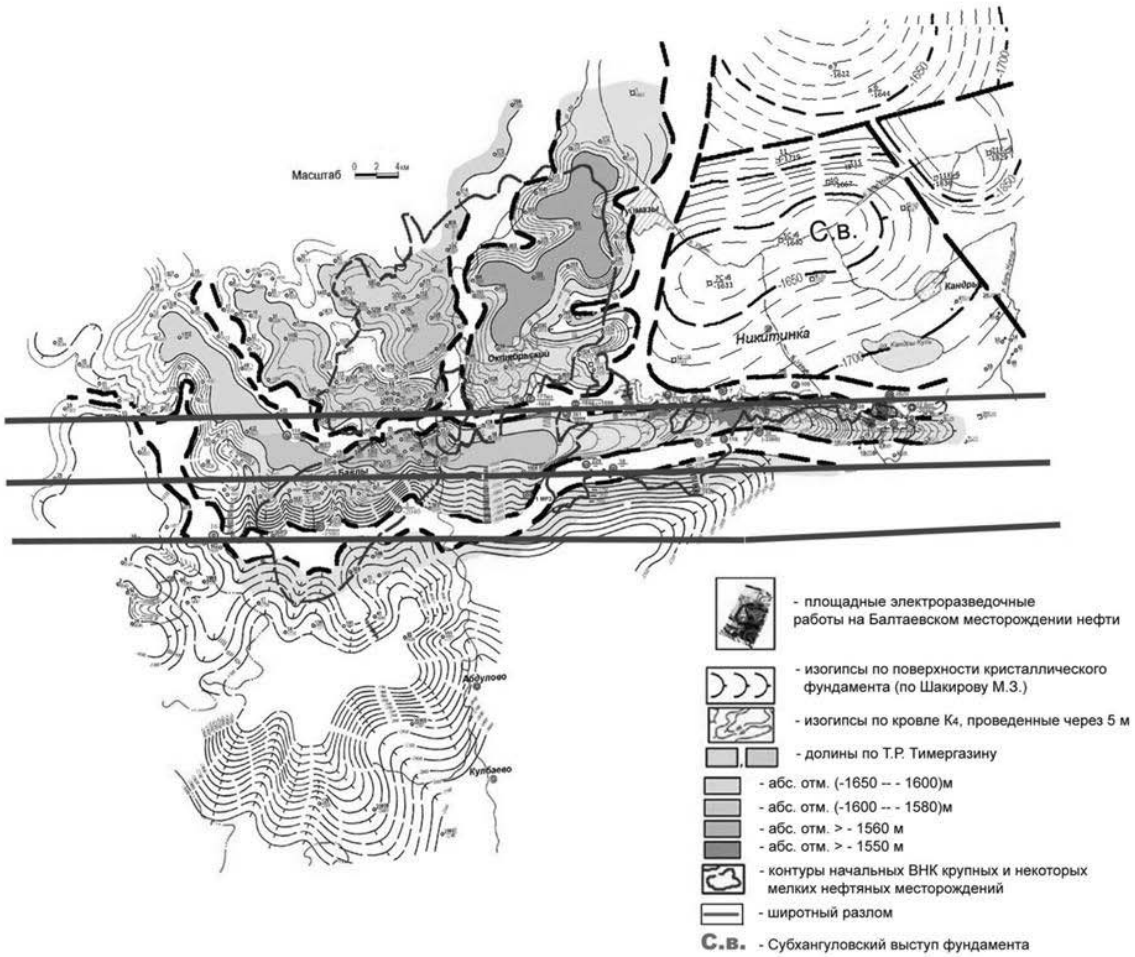


Рис. 1. Сопоставление структурных карт кровли кристаллического фундамента с кровлей репера $К_4$ по Серафимовско-Балтаевскому валу

Южная щелевая граница прослеживается вдоль широтного Исаклинского разлома [Степанов, 1996] на севере Оренбургской и Самарской областей, и, предположительно, продолжается на этой широте до Волги на западе и до восточной границы (г. Учалы) Башкортостана (рис. 2). Этот разлом рассматривается как мантийно-коровый, возможно совпадающий с линеаментами планетарной трещиноватости, а также как транзитный разлом (трансглубинный), т. е. как активизированное общепланетарное нарушение. Используя вышеприведенные признаки и известные [Лозин, 1994 и др.] широтные образования для определения границ долины на рис. 2 приведены ее северная и южная границы, осевая линия. В своем продолжении на запад она прорезает Куакбашский вал, относя к себе Ерыклинский выступ фундамента. Осевая часть залежей [Нурмухаметов и др., 2008] на нем является осью долины. В районе Нурлата (территория Татарстана) широтная полоса включает выступы и нефтяные месторождения, связанные с ними [Старосельцев, 2009]. Их осевые линии совпадают с осью долины. Далее западнее она «открывается» в Мелекесскую впадину (Ульяновская область).

Таким образом, рельеф дна изучаемой части долины, является поверхностью широтного вала протяженного от Уральских гор до р. Волги и контролируемого с севера и юга параллельными мантийно-коровыми разломами первого порядка. Последние иногда открываются берегами каньона.

Судя по числу известных выступов в этой полосе, разрезаемой им валов, секущих долину разломов высокого порядка, ее полость представляется имеющим сложное линейно-блоковое строение, разграниченных дизьюнктивами, как в широтном плане, так и меридиональном.

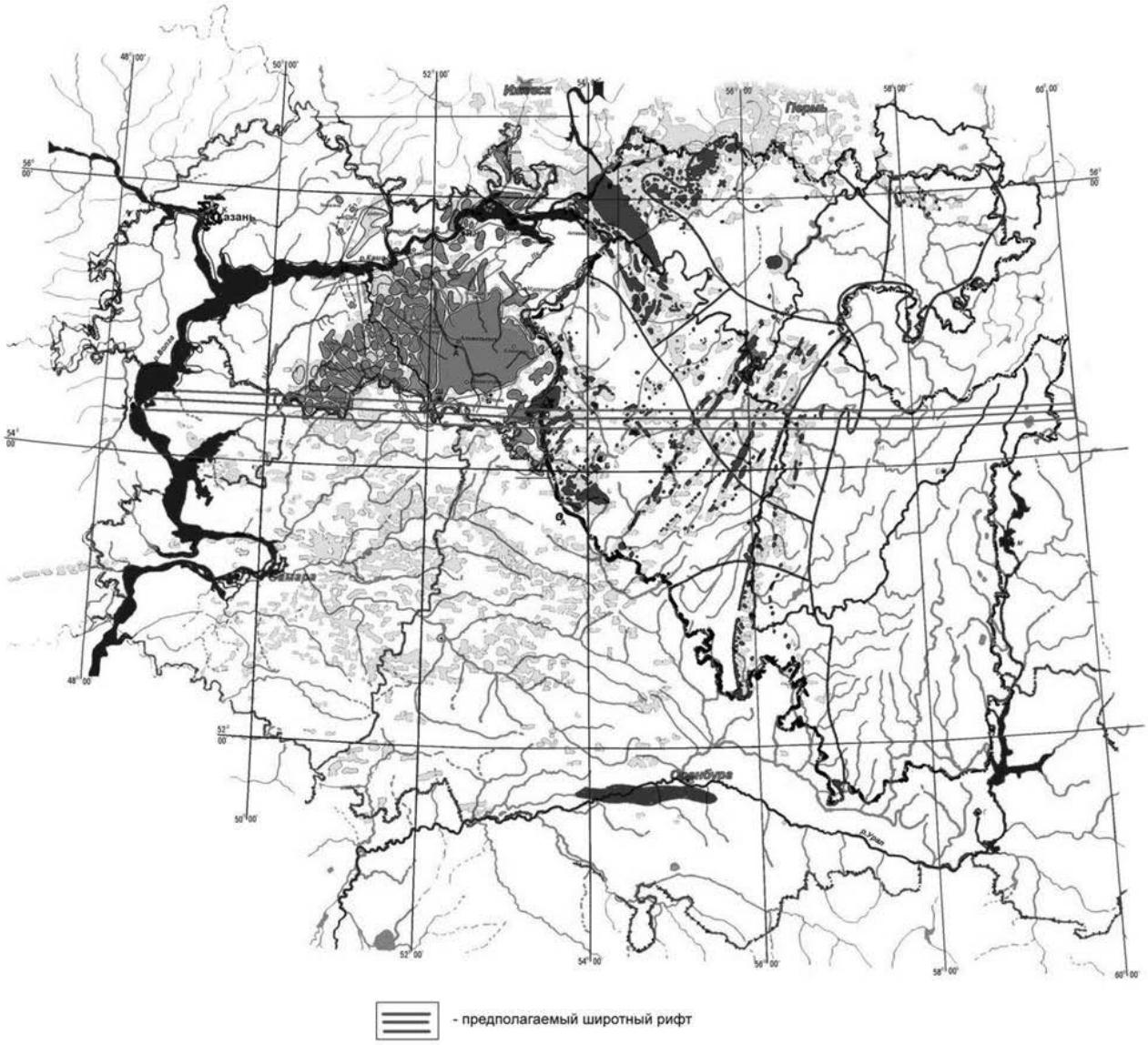


Рис. 2. Сводная карта речной сети Волго-Уральского региона с основными нефтяными и газовыми месторождениями

Описываемая долина является регионально узким широтным линейным поясом деструкции и базальтоидным магматизмом в додевонских отложениях [Тимергазин, 1959], контролируемым параллельными мантийными разломами, т. е. рифтогенной структурой. Она является также первым широтным элементом террасовидного уступа южно-татарского свода (ЮТС), обрывающегося южнее Серноводско-Абдуллинским авлакогеном. Вместе с тем, несомненно, высока ее роль в транзите углеводородов из глубин фундамента и мантии [Муслимов, 1996; Старосельцев, 2009]. Учитывая, что структурно-вещественные комплексы (СВК) фундамента могут быть коллекторами и даже служить покрышками при накоплении углеводородов, перед геологами открывается перспектива выявления в первую очередь структурных поднятий кровли фундамента непосредственно на долине и смежных площадях с целью поиска и разведки нефтяных месторождений. На рис. 1 картирован Субхангуловский выступ, в осадочной части разреза над ним не обнаружено заметных скоплений нефти, но близость к долине-рифту, наличие его выделяющей разломной тектоники, указывает на необходимость как исследования СВК этого блока, так и

проведение опережающей электроразведки для прямого поиска нефти в кристаллическом фундаменте.

Таким образом, оценивается роль и возможность участия долины в транзите углеводородов из глубинных толщ. Выделяется Субхангуловский выступ, как возможное месторождение углеводородов в фундаменте. Полость дна долины можно рассматривать как континентальную рифтовую структуру в плане с разломно-блоковой тектоникой.

ЛИТЕРАТУРА

Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы его нефтегазоносности / Р.Х. Муслимов и др. Казань: Дента. 1996. 386 с.

Лозин Е.В. Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. В 2-х частях. М.:ВНИИОУЭНП. 1994. 137 с.

Нурмухаметов Р.С., Файзуллин И.Н., Сингатуллина Т.Г. Основные результаты разработки опытных участков на залежах №№ 301, 302, 303 Ромашкинского месторождения // Георесурсы. Казань: КГУ. 2008. №4 (27). С. 23-25.

Муслимов Р.Х. и др. О рельефе дна, протяженности, структуре полости «каньонообразной» долины Тимергазина и проблемы нефтегазопоисковых работ в фундаменте // Нефтяное хозяйство. 2009. №3.

Способ добычи нефти. Корчагин В.И., Муслимов Р.Х., Нургалиев Д.К., Трофимов В.А. Патент РФ №2240700. 2002.

Старосельцев В.С. Проблема выделения рифтогенных прогибов-перспективных тектонических элементов активного нефтегазообразования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. №(4). С. 475-483.

Степанов В.П. Кристаллический фундамент Татарстана и проблема его нефтегазоносности / Под ред. Р.Х. Муслимова, Т.А. Лапинской. Казань: Дента. 1996. 487 с.

Тимергазин К.Р. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа: 1959. 312 с.

Трофимов В.А. Нефтеподводящие каналы и современная подпитка нефтяных месторождений: гипотезы и факты // Георесурсы. Казань: 2009. №1(29). С. 46-48.

Яхин А.М. и др. Электроразведка ЗМПП в варианте многоразмерных зондирований для доразведки месторождений углеводородов // Актуальные проблемы поздней стадии освоения нефтегазодобывающих регионов. Материалы международной научно-практической конференции. Казань: ФЭН. 2008. С. 524-528.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ МОДЕЛЬНОЙ СРЕДЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ О НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЯХ ДЛЯ ОБЛАСТИ СО СЛОЖНОЙ РАЗЛОМНОЙ СТРУКТУРОЙ

В.В. Погорелов

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва, vvp@ifz.ru

Аннотация. В работе рассматривается возможность применения данных о неотектонических напряжениях горного массива со сложной разломной структурой для определения модели граничных условий, которая может быть использована при тектонофизическом анализе методами численного моделирования.

Ключевые слова: тектонофизический анализ, численное моделирование, неотектонические напряжения

ВВЕДЕНИЕ

При изучении природного напряженного состояния геотектонических структур часто возникает вопрос – какой способ нагружения исследуемого участка коры ответственен за существующее в нем современное напряженное состояние, а также за наблюдаемую в массиве систему разломов и трещин (различного ранга). Хорошо установлено, что с определенными закономерностями поля напряжений связаны расположения месторождений полезных ископаемых (напр., [Сим, 2013; Петров, 2011]), так как разломы и трещиноватость являются каналами миграции флюидов (напр., [Николаевский, 1996, 2012; Киссин, 2009]). Это обстоятельство обуславливает актуальность развития методов тектонофизического анализа. В данном контексте можно выделить два основных подхода в изучении напряженного состояния природного массива: по данным о природных напряжениях, изучаемых методами полевой тектонофизики, а также основанные изучении напряженного состояния эквивалентной модельной среды методами численного моделирования. Заметим, что лабораторное моделирование на образцах горной породы, а также с использованием эквивалентных материалов вряд ли можно считать «самодостаточным» при проведении региональных и субрегиональных исследований. Безусловно, трудно умалить их значимость при исследовании реологических свойств горной породы, а также при проведении качественного моделирования характерных явлений, являющихся объектом изучения тектонофизики (напр., [Борняков, 2012]).

Методы полевой тектонофизики, как правило, применяются для решения «обратной задачи» - восстановления истории формирования современного поля напряжений по системам трещин разного ранга совместно с методами геологических исследований. Итогом является геологическая модель формирования современной геотектонической структуры, на основе которой объясняется генезис формирования современного поля напряжений. Обзоры этих методов можно найти, например, в сборнике материалов Второй молодежной школы-семинара [Ребецкий, 2011, Сим, 2011, Никонов, 2011, Сим 2013].

Методы тектонофизического анализа, предполагающие проведение численных расчетов с использованием современных вычислительных комплексов, направлены на решение «прямой задачи» - по имеющейся эквивалентной модели геологической среды необходимо определить напряженно-деформированное состояние и провести его тектонофизическую интерпретацию [напр., Погорелов, 2010]. Для этого на основе геолого-геофизических данных создается модель строения и свойств, принимаются необходимые определяющие и соотношения и реологические связи. Предполагается, что такая модель должна адекватно формировать гравитационное напряженное состояние.

Далее, руководствуясь соображениями о региональной и мегарегиональной геодинамике, сейсмическом режиме и характере современных движений по данным космической геодезии и дистанционного зондирования определяются граничные условия (эволюция граничных условий). Они формируют вклад тектонических (дополнительных экзогенных) нагрузок. Итоговое напряженное состояние анализируется на соответствие природным данным о напряжениях, например, по методу катакластического анализа (МКА) – при наличии достаточных данных о региональной сейсмичности, либо с использованием определений по сколовым трещинам - по модификации МКА [Ребецкий,2011]. Также привлекаются и прочие данные о геолого-тектонических

особенностях строения рассматриваемой структуры. Таким образом, возможно осуществить оценку корректности созданной модели.

Проблема состоит в том, что оценить вклад тектонических напряжений, и тем более, их эволюцию в процессе формирования геотектонической структуры зачастую довольно сложно. В данной работе рассмотрим способ оценки внешних (дополнительных) тектонических напряжений при отсутствии явных данных о геодинамике моделируемой области.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В настоящей работе рассматривается геотектоническая структура со сложно устроенной системой разломов для возможности оценки внешних нагрузок, ассоциируемых с горизонтальными тектоническими напряжениями. Предположим, что в качестве исходных данных имеются результаты морфометрического анализа [Сим, 2011, 2013], выполненного с использованием топографических карт, космоснимков и геотектоники (рис. 1). Первичный анализ позволяет предположить, что основной системой разломов в данном случае являются разломы северо-восточного простирания, причем из анализа проекций главных осей тензора напряжений на горизонтальную (рассматриваемую) плоскость вытекает, что по ним преимущественно реализуется обстановка левого сдвига. Обстановки сдвига, соответствующие наблюдаемой ориентировке упомянутой проекции главных осей также нанесены на рис. 1.

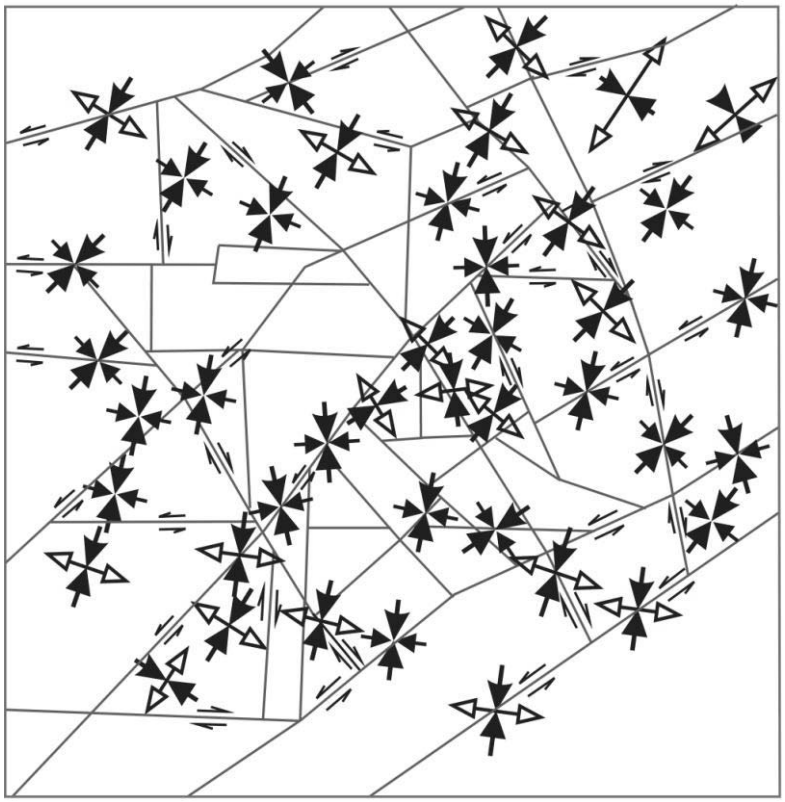


Рис. 1. Рассматриваемая схема разломов с указанием предположительных ориентировок главных напряжений неотектонического этапа в проекции на дневную поверхность, дешифрированных на основании карт рельефа и космоснимков. Парными стрелками вдоль разломных линеаментов обозначен характер относительных перемещений по разломам

Далее можно легко заметить, что данная ситуация хорошо соответствует разрушению образца при одноосном сжатии (в нашем случае в направлении север-юг) с возможным дополнительным поджатием границ, параллельных сжатию. Для примера рассмотрим две такие обстановки, прикладывая нагрузки к блокам, расположенным в северо-западном и юго-восточном углах, считая, что они действуют на исследуемую область как жесткие штампы, отделенные разломными нарушениями.

Для описания поведения геосреды будем использовать упруго-пластическую модель с критерием Друккера - Прагера. Расчеты выполнялись с использованием конечно-элементного

вычислительного комплекса UWAY (авторы – А.Н. Власов, М.Г. Мнушкин, ИПРИМ РАН) [Vlasov, 2004]. Принятые при моделировании свойства материалов приведены в таблице.

Разломы моделировались относительно тонкими областями с пониженным прочностными характеристиками и более «несжимаемым» материалом по сравнению с вмещающей рамой. Ранее было установлено, что 1) принятое соотношение характерного размера элемента в 2 км при поперечной ширине разломной зоны 400 м является допустимым пи использовании расчетного комплекса UWAY; 2) приведенные в таблице свойства материалов позволяют ожидать «сдвиговой работы» разломов.

Критериями оценки адекватности полученных решений выберем закономерности, наблюдаемые в разломных линеаментах и качественное соответствие проекции ориентировки оси максимального сжатия тензора главных напряжений на горизонтальную плоскость.

Таблица. Свойства материалов, принятые в численной модели разломно-блоковой структуры

№	Геологические формации	Плотность ***г см*$^{-3}$**	Модуль Юнга, ***ГПа***	Коэфф. Пуассона, ***безразм***.	Коэф. внутр. трения k_c, ***безразм.***	Предел пластичности (катакластического течения), ***ГПа***
1	Гранитоиды	2.55	80	0.20	2,9	0.09
2	Разломные зоны	2.40	10	0.35	17,5	0.01

****** k_c ***- коэффициент внутреннего трения при хрупком разрушении (*** $ctg\,2\alpha_c = k_c$***)***

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ниже приведены модели краевых условий и расчеты для вертикального обжатия с дополнительным боковым подпором (рис. 2) и с небольшой составляющей по левому сдвигу (рис. 3). На рисунках показаны: А) схема нагружения – горизонтальная составляющая равна половине вертикальной компоненты. Амплитуда смещения по вертикали 250 м; Б) Амплитуда перемещения (м), короткими отрезками обозначены направления перемещений дневной поверхности, утолщенными ломаными схематически показаны траектории перемещений; В) Тектоническое давление (МПа); Г) Максимальные касательные напряжения (МПа), Д) Объемные деформации, Е) Проекции осей главных напряжений (алгебраически максимального и минимального) на горизонтальную плоскость. Для сравнения стрелками указаны предположительные ориентировки главных напряжений неотектонического этапа. По вертикальной и горизонтальной осям обозначены линейные размеры в км.

Для первого случая (рис. 2) можно заметить, что при нагрузке в смещениях, задаваемой за один шаг, наименьшие смещения по амплитуде наблюдаются в центральной части области, а траектории перемещений как бы растекаются в стороны от этой несмещаемой области. При этом на всех разломных линеаментах северо-восточного простирания наблюдаются повышенные значения максимальных касательных напряжений, что говорит об их активизации. Также хорошо проявлены разломы с ориентацией запад-восток. Распределения на рис.2Г в целом хорошо соотносятся с распределением для максимальных сдвиговых деформаций (по этой причине данный параметр не приводится), что может свидетельствовать о преобладании сдвигов по указанным разломам. Интересным представляется сопоставление разломов северо-западного простирания по параметрам давления, достигаемых значений максимальных касательных напряжений и объемной упруго-пластической деформации: при слабых касательных напряжениях, и пониженном по сравнению с вмещающей областью давлении здесь наблюдаются отрицательные деформации объема (рис. 2Д). Это свидетельствует о наличии обстановки растяжения в указанных линеаментах. Сопоставление последнего упомянутого параметра, а также расчетных ориентировок осей главных напряжений с определенными из замеров неотектоническими напряжениями показывает полное несоответствие, даже не взирая на качественно воспроизведенную активность сстемы разломов северо-восточного простирания.

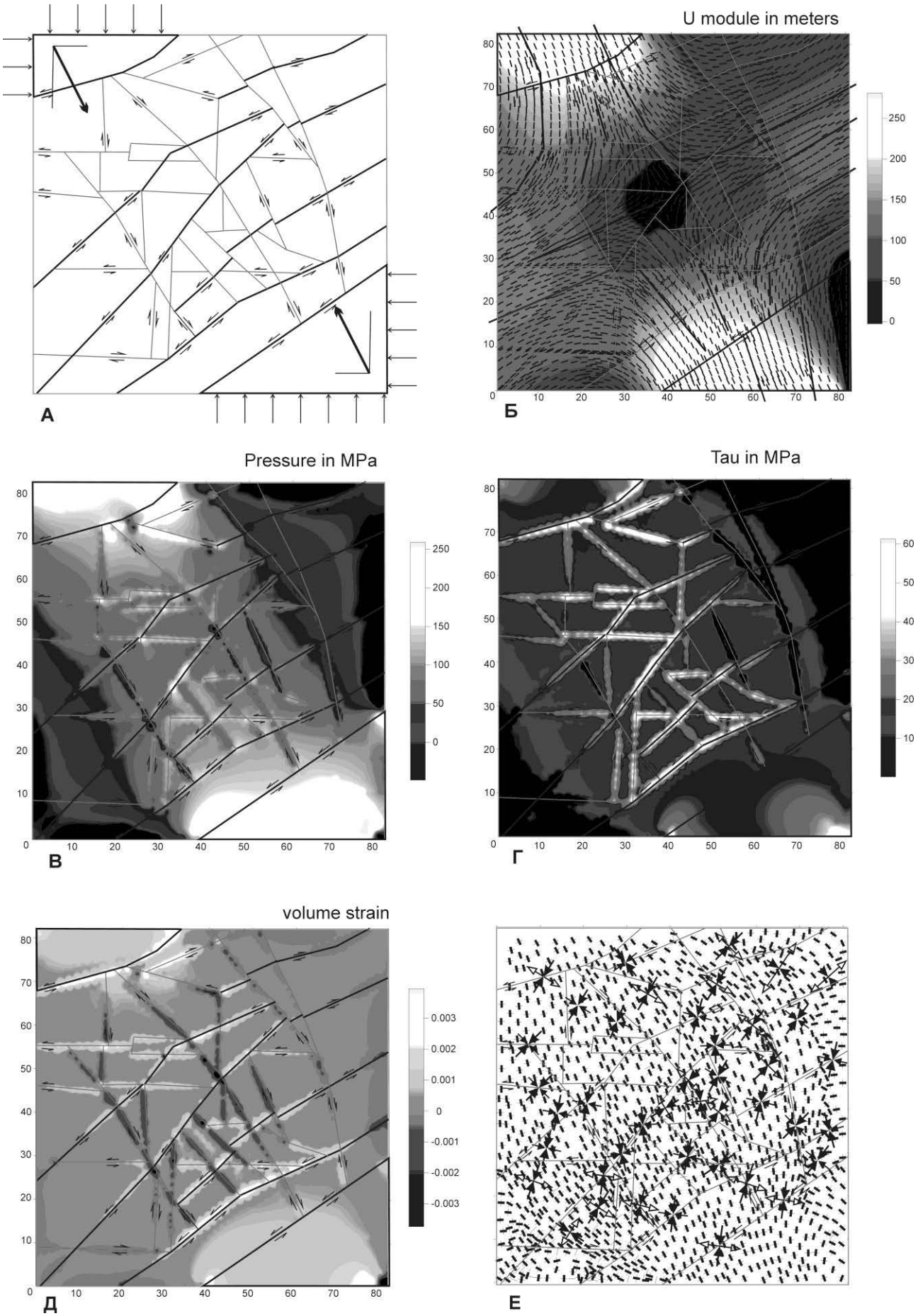


Рис. 2. Вертикальное (в плане: север-юг) обжатие с дополнительным боковым подпором – схема нагружения и результаты расчета. Обозначения в тексте

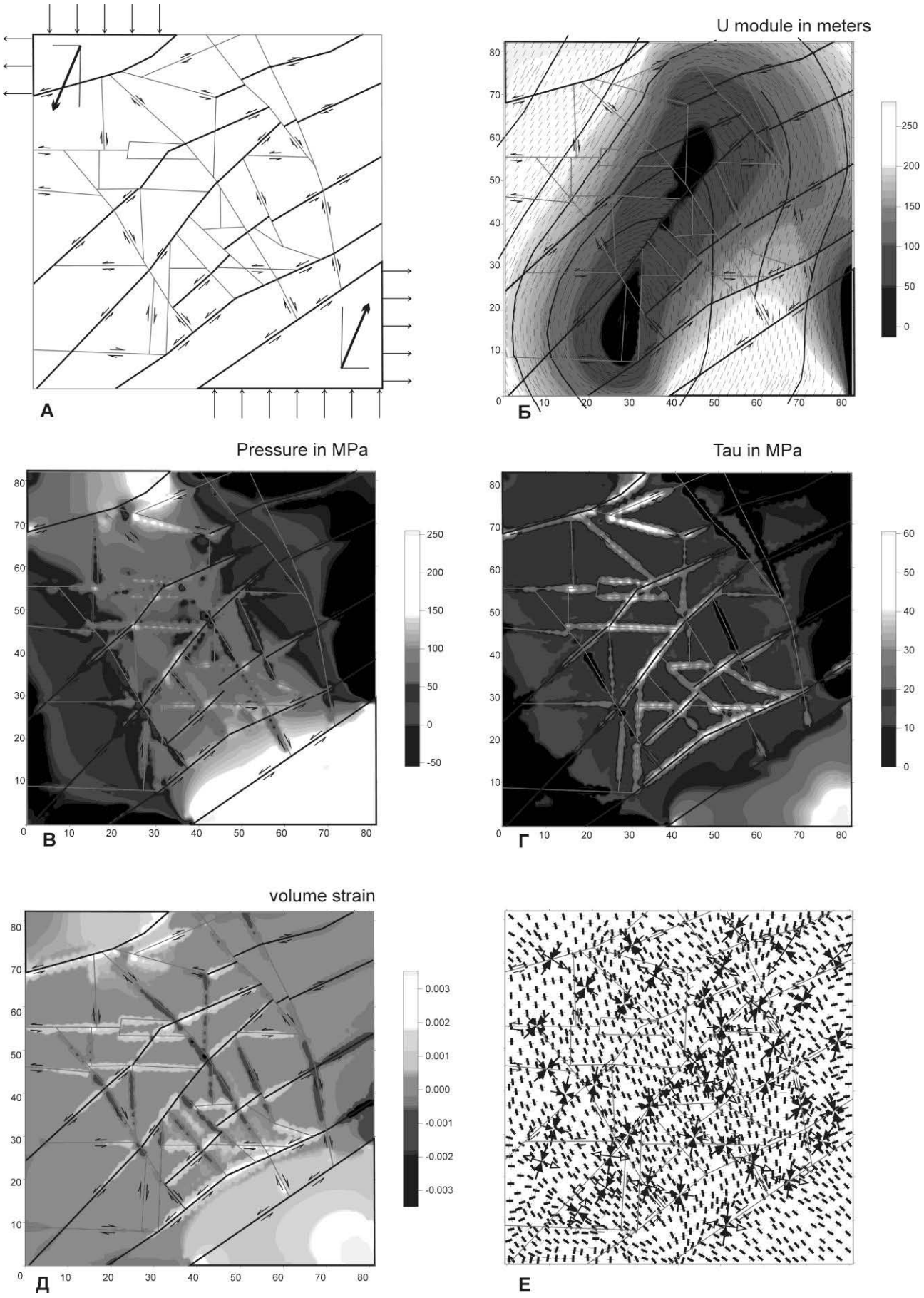


Рис. 3. Вертикальное (в плане: север-юг) обжатие с уменьшенным боковым подпором – схема нагружения и результаты расчета. Обозначения в тексте

Сравнивая распределения на рис. 3 с вышеописанными, можно отметить, что область с наименьшими перемещениями дневной поверхности вытянулась вдоль диагонали северо-восток – юго-запад и позволяет говорить о возможности возникновения обстановок растяжения в областях с минимальными амплитудами горизонтальных перемещений (рис. 3, Б). Распределения максимальных касательных напряжений также, как и в предыдущем случае свидетельствуют об активизации разломов северо-восточного простирания. Объемные деформации также позволяют предположить наличие раздвигания в разломах северо-западного простирания. Сравнение расчетных проекций главных напряжений на горизонтальную плоскость также дает удовлетворительное соответствие (рис. 3Е). Особенно отметим хорошее совпадение областей с обстановками растяжения отмеченным выше областям (рис. 3Б). основные отклонения в ориентировках наблюдаются в областях, дешифрированных ранее как трехосное напряженное состояние.

Работа выполнена при частичной поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы, согл. № 8615 и проектов РФФИ № 12-05-33066 вед_мол_а, 13-05-01079_а и 13-05-01123.

ЛИТЕРАТУРА

Борняков С.А. Физическое моделирование процессов разломообразования в литосфере на современном этапе: обзор // Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции – в 2-х томах. Т.1. М.: ИФЗ РАН.2012. С. 50-56.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. М.: Наука. 2009. 328 с.

Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.

Николаевский В.Н. Собрание трудов. Геомеханика. Том 2. Земная кора Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы. М.-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», Институт компьютерных исследований. 2010. 560 с.

Никонов А.И. Тектонофизические аспекты структурного дешифрировании линеаментных систем // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы-семинара - в 2-х томах. Т.2. М.: ИФЗ РАН. 2011. С. 78-93.

Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы-семинара - в 2-х томах. Т.2. М.: ИФЗ РАН. 2011. С. 94-108.

Погорелов В.В., Конешов В.Н., Ребецкий Ю.Л. Численное моделирование напряжений западного фланга Зондской субдукционной области // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 1, Вып. 15. С. 174-192.

Ребецкий Ю.Л. Методики тектонофизической реконструкции напряжений и деформаций в природных массивах по данным геологических и сейсмологических индикаторов // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы-семинара - в 2-х томах. Т.2. М.: ИФЗ РАН. 2011. С. 109-146.

Сим Л.А. Применение полевых методов реконструкции тектонических напряжений по данным о разрывах для решения теоретических и практических задач // // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы-семинара - в 2-х томах. Т.2. М.: ИФЗ РАН. 2011. С. 156-171.

Сим Л.А. Краткий обзор состояния изученности палеотектонических напряжений и их значение для решения геодинамических задач // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т 4. Вып. 3. С. 341-361. http:// dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0105

Vlasov A.N., Yanovskiy Yu,G., Mnushkin M.G., Popov A.A. Solving geomechanical problems with UWay FEM package // Computational Methods in Engineering and Science (ed. Iu V.P.), Taylor & Francis. 2004. P. 453-461.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. 3

Статья, посвященная памяти крупного советского тектонофизика-экспериментатора Александра Николаевича Бокуна 5

Алексеев Р.С., Ребецкий Ю.Л. Тектоническое поле современных напряжений Высокой Азии по данным о механизмах очагов. 17

Артиков Ф.Р., Джумабаев И.М., Хамидов Л.А., Ядигаров Э.М. Возможности оценки местных напряжений и сейсмичности зон водохранилищ. 27

Стефанов Ю.П. Бакеев Р.А., Формирование цветковых структур нарушений в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания. 35

Баранов А.А. Предварительная глобальная карта глубин до границы Мохо для континентальной коры. 44

Бурзунова Ю.П. Возможности структурно-парагенетического анализа трещин: локальные и региональные поля напряжений Приольхонья (Западное Прибайкалье) . . 58

Грицай О.Д., Малицкий Д.В., Кутнив О.И., Муйла О.О., Ярема И.И. Определение и интерпретация механизмов источников землетрясений карпатского региона графическим методом. 67

Добрынина А.А. Затухание сейсмических волн в литосфере северной части провинции бассейнов и хребтов. 77

Долгая А.А., Викулин А.В., Акманова Д.Р. Исследование временных закономерностей распределения сейсмических и вулканических событий. 86

Еремин М.О., Перышкин А.Ю., Макаров П.В. Численное моделирование тектонических течений и сейсмического процесса в Центральной Азии. 94

Зайцева Н.В., Передерин Ф.В. Результаты комплексирования геологических и геофизических методов при изучении Большого Кавказа вдоль профиля Ардон – Цхинвал (Транскам) 105

Кайранбаева А.Б., Бибосынов А.Ж., Иванчукова А.В. Определения напряженно-деформированного состояния земной коры в регионах Северного Тянь-Шаня и Жетысуйского Алатау. 107

Каменев П.А. Феноменологические подходы к оценкам параметров напряженного состояния массивов осадочных пород Сахалина по данным комплексного каротажа и бурения. 114

Козина М.Е. Поле напряжений и деформаций по афтершоковой последовательности сильного землетрясения 2008 г. на Памире. 123

Коннов А.Г., Войтенко В.Н. Оценка горизонтального сокращения Бодайбинского синклинория методом восстановления геометрии структурных доменов. 126

Сафонов А.В., Коновалов А.В. Результаты изучения Урупской серии землетрясений 2012-2013 г. по материалам массовых определений тензора сейсмического момента. 129

Коптев А.И., Ершов А.В., Левченко О.В. Роль коэффициента взаимодействия на границах Индо-Австралийской плиты при численном моделировании поля напряжений. 135

Коротков С.Б. Формирование межблоковых разломных зон в нижней части осадочного чехла, переходном комплексе и фундаменте. 142

Кохан А.В., Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Тектоника и геодинамика ультрамедленных спрединговых хребтов (по геоморфологическим и экспериментальным данным) 149

Крупенникова И.С., Галаганов О.Н., Гусева Т.В. Анализ деформаций на поясе Черского по данным спутниковых измерений. 162

Курбатова Е.С., Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Кохан А.В. Геодинамический анализ рельефа глубинного разлома между морем Скотия и морем Уэдделла. 168

Лермонтова А.С., Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние трещин сдвига, развивающейся в области.закритического состояния 175

Лескова Е.В., Еманов А.А. Изменение поля тектонических напряжений с глубиной и во времени (по данным сейсмологического мониторинга 2003-2012 гг.) 187

Максимов Д.А. Уточнение районирования трасс трубопроводов по фактору современных скоростей движения земной коры. 194

Макушкина А.И., Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Физическое моделирование формирования континентального микроблока в структуре плато Кергелен. 198

Мансуров А.Н. Анализ локальных особенностей поля скорости деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня, рассчитанного по двумерной и трехмерной моделям. 205

Мансуров А.Н. Расчет скоростей современных деформаций земной коры региона сопряжения Памира и Тянь-Шаня по данным GPS наблюдений при помощи автоматизированной системы. 212

Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н. Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта методом катакластического анализа. 219

Мокрова А.Н. Влияние крупных гидротехнических объектов на локальные геодинамические процессы. 224

Корчемагин В.А., Емец В.С., Никитенко А.В., Павлов И.О. Структурные и тектонофизические условия образования Хайдарканского месторождения ртути. 232

Овчаренко О.О., Саввичев П.В., Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние Западной Европы по данным о механизмах очагов землетрясений каталога EMSC. 239

Остапчук А.А. Экспериментальное исследование режимов сдвигового деформирования трещины с заполнителем. 248

Павлова А.Ю. Распространение волн в анизотропных средах и определение параметров очага землетрясения. 254

Пантелеев И.А., Гаврилов В.А., Бусс Ю.Ю. Исследование физических механизмов влияния электромагнитного излучения на интенсивность геоакустических процессов Феноменологические подходы к оценкам параметров напряженного состояния массивов осадочных пород Сахалина по данным комплексного каротажа и бурения. 264

Полец А.Ю., Ребецкий Ю.Л. Особенности напряженного состояния земной коры перед японским землетрясением 11 марта 2011. 273

Попова А.В., Шереметьева О.В. Модель пластических течений в зонах субдукции с учётом нелокальных свойств сейсмического процесса. 278

Пошибаев В.В., Сим Л.А. Возможная связь неотектонических напряжений и газоносности на некоторых месторождениях Приангарья 284

Розенберг Н.К., Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Передерин В.П. Деформационный мониторинг разномасштабных структур на Северном Кавказе. 290

Середкина А.И. Неоднозначности определения тензора сейсмического момента землетрясений Центральной Азии по поверхностным волнам. 298

Сычев А.С., Коновалов А.В. Сброшенные напряжения афтершоковых последовательностей землетрясений (на примере юга о. Сахалин) 303

Тарасова А.А. Сегментная активизация разломов (по результатам физического моделирования) 310

Татаурова А.А. Особенности поля напряжений и сейсмотектонических деформаций по данным механизмов очагов землетрясений Сахалина. 321

Шозиёев Ш.П., Шозиёев Г.П. К вопросу геодинамики импульсных движений (на примере Памира) 329

Яхина И.А. Диагностика рифтовых образований в платформенных условиях и проблемы поиска нефти в фундаменте. 333

Погорелов В.В. Определение граничных условий модельной среды с использованием данных о неотектонических напряжениях для области со сложной разломной структурой 337

Научное издание

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА.
МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ.
ШКОЛА 2013
Т 1

Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Усл. печ. л. 45. Тираж 70 экз.