

Академия наук Республики Саха (Якутия)
Якутский научный центр СО РАН
Министерство науки и профессионального образования РС (Я)
Министерство чрезвычайных ситуаций РС (Я)
Государственный комитет по геологии и недропользованию РС (Я)
Южно-Якутский научный центр АН РС (Я)
Якутский государственный университет им. М.К. Аммосова
Технический институт (филиал) ЯГУ
Якутский филиал Геофизической службы СО РАН
Администрация МО «Нерюнгринский район»

МАТЕРИАЛЫ
Всероссийской
научно-практической конференции,
посвященной 30-летию г. Нерюнгри,
«СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО
РЕГИОНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ»
(24-27 октября 2005 г.)

Нерюнгри 2005

УДК 551.34 (571.56)

ББК 33

М12

Утверждено Ученым советом Технического института (филиала)
ГОУ ВПО «Якутский государственный университет имени М.К. Аммосова»

Редакционная коллегия:

д.г.-м.н., проф., директор ТИ (ф) ЯГУ *В.М. Никитин* (отв. редактор);
д.г.-м.н., проф., ИЗК СО РАН *В.С. Имаев*; д.т.н., проф., зам. директора
ТИ (ф) ЯГУ по научно-исследовательской работе *Н.Н. Гриб*;
к.с.-х.н. *Н.В. Зайцева*; *Л.В. Николаева* (отв. секретарь)

В материалах Всероссийской научно-практической конференции «Сейсмичность Южно-Якутского региона и прилегающих территорий» представлены результаты исследований, касающиеся сейсмичности и сейсмической опасности Южной Якутии и прилегающих территорий. Рассмотрены следующие актуальные направления: природа сейсмичности и геодинамика сейсмических поясов; геофизический мониторинг сейсмоактивных структур и проблемы прогноза землетрясений; снижение риска и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций сейсмического характера; техногенная сейсмичность; экологическая безопасность.

Издание будет полезно широкому кругу читателей: геологам, геофизикам, работникам службы МЧС, аспирантам и студентам старших курсов вузов геолого-геофизических специальностей.

УДК 551.34 (571.56)

ББК 33

© Якутский государственный университет, 2005

**Приветственное обращение Филиппова Василия Васильевича,
президента АН РС (Я), д.т.н., член.-корр. РАН,
к участникам конференции**

Уважаемые участники Всероссийской научно-практической конференции
«Сейсмичность Южно-Якутского региона и прилегающих территорий»!

Дорогие гости!

От имени Академии наук Республики Саха (Якутия), Якутского научного центра СО РАН и организационного комитета конференции приветствую вас на Южно-Якутской земле!

Проведение конференции является плановым мероприятием, и в последние годы аналогичные совещания и конференции различного уровня проводились в г. Нерюнгри и других городах России (П.-Камчатский, Иркутск и др.). Это продиктовано назревшей потребностью в обмене информацией о новых результатах фундаментальных исследований последних лет в области изучения современной сейсмичности и в выборе стратегии по применению этих разработок в практике. В рамках конференции проводится выставка «Нерюнгри. Уголь-2005», «Нерюнгри. Строительство, городское хозяйство и энергообеспечение-2005», где представлена продукция более 25 фирм Сибири, Урала и Дальнего Востока. Выставка дает возможность руководителям и специалистам различных предприятий ознакомиться с новой продукцией компаний, сформировать предпосылки рационального использования передового опыта в своей практической работе.

Что же касается сути конференции, можно отметить следующие проблемы и задачи, стоящие в настоящее время перед геофизической службой России и учеными академической науки.

Проблема прогноза места, времени и силы землетрясений находится в ряду наиболее актуальных, над ее решением работают многие ученые мира. Некоторые успехи по решению данной проблемы отмечены: в Китае (по использованию электрических полей различной природы и изменений удельного сопротивления горных пород в очаговой зоне подготавливаемого землетрясения); в Японии (по электромагнитным полям и тензометрии, а также использованию высокой чувствительности к землетрясениям животных). Вместе с тем, вероятность прогноза землетрясений пока остается низкой.

Многообразие тектонических процессов и форм их реализации, обусловленных вещественной и реологической неоднородностью литосферы, локальными полями тектонических напряжений, возникающих в конкретных районах, делает практически малоперспективным путь поиска универсальных предвестников землетрясений. Для Олекмо-Становой сейсмической зоны Байкало-Охотского сейсмического пояса решение данной проблемы возможно в тесной увязке особенностей тектонического строения и современной геодинамики Алдано-Станового региона с моделями подготовки землетрясений как процесса концентрации упругих напряжений и возможных механизмов их разрядки, с одной стороны, а также вариаций геофизических полей, сопровождающих процесс подготовки и реализации сильных и катастрофических землетрясений, с другой стороны. Если первая часть проблемы касается преимущественно теоретических исследований, то вторая часть проблемы требует адекватной экспериментальной базы, т.е. организации системы слежения за вариациями геофизических полей и их интерпретации с целью предсказания землетрясений. Возможность катастрофических последствий землетрясений рассматриваемого региона ставит данную проблему в разряд актуальных.

Многолетние исследования подразделений Российской Академии наук и геофизической службы России дают богатый материал для анализа и содержат положительные предпосылки успешного решения проблемы. Однако, степень решения задач, связанных с данной многогранной проблемой, определяется как их целенаправленностью, так и возможностями финансирования, разработки и внедрения специализированных систем регистрации вариаций геофизических полей и их анализа, созданием кадрового потенциала и многими другими факторами.

Исходя из сложившейся ситуации, основными задачами исследований на ближайшие годы можно считать следующее:

1. Продолжить теоретические и экспериментальные работы по обоснованию прогноза землетрясений на основе измерительных комплексных геофизических систем.

2. Включение и расширение всех действующих станций оперативной регистрации землетрясений в единую сеть России, что сведет к минимуму недостаток в информации и даст новый импульс к разработке методики прогноза землетрясений.

3. Продолжать исследования в создании новых геодинамических моделей сейсмических зон, взаимодействия и преобразования полей при подготовке и реализации землетрясений.

4. Оказывать методическую и финансовую поддержку развития сейсмологических центров на региональном уровне. На примере Южно-Якутского центра сейсмологических исследований (единственный в Якутии) мы наблюдаем возможность активного развития структуры при поддержке администрации района. Именно успешное взаимодействие региональных властей, муниципальных образований и научного потенциала конкретных регионов обеспечит выполнение программы обеспечения сейсмической безопасности населения.

Мы надеемся, что материалы и рекомендации конференции найдут свое научное и практическое применение, станут своеобразной точкой отсчета дальнейшего сотрудничества в изучении сейсмичности.

Пленарные выступления:

УДК 551.24:550.34(571.56)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЯКУТИИ

Имаев В.С., д.г.-м.н., Институт Земной Коры СО РАН, г. Иркутск
Имаева Л.П., к.г.-м.н., Козьмин Б.М., к.г.-м.н., Институт геологии
алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
Никитин В.М., д.г.-м.н., Гриб Н.Н., д.т.н.,
Трофименко С.В., к.г.-м.н., ТИ (ф) ЯГУ, г. Нерюнгри

Предлагаются геодинамические модели, объясняющие тектоническую природу двух крупных сейсмических поясов (Черского и Байкало-Станового), пересекающих территорию Якутии. Байкало-Становой пояс, протягивающийся от оз. Байкал к Охотскому морю, объединяет Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) и расположенную восточнее Олекмо-Становую сейсмическую зону (ОСЗ). Сейсмический пояс Черского (СПЧ) пересекает Северо-Восточную Азию от моря Лаптевых к Командорским островам [1].

Первый из них (СПЧ) продолжает проявления сейсмичности Арктической зоны на континент. Полоса эпицентров землетрясений пересекает Северный Ледовитый океан, шельф моря Лаптевых, территорию Якутии и Магаданской области и через полуостров Камчатку соединяется с проявлениями сейсмичности в Тихом океане, разграничивая Североамериканскую плиту от Евразийской и Охотоморской плит на расстоянии более 8 тыс. км. [2]. По сейсмотектоническим особенностям на севере и северо-востоке Якутии выделяются три активных участка, взаимосвязанных между собой: шельф моря Лаптевых, Хараулахский прибрежный район между низовьями рек Лены и Яны и сейсмический пояс Черского, прослеживающийся от Хараулахского хр. через горные цепи Черского к Охотскому морю.

Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена "цепочкой" эпицентров землетрясений, следящейся параллельно линии островов Шпицберген - Земля Франца Иосифа - Северная Земля от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между островами Шпицберген и Гренландия, к устью реки Лены. Пространственно она тяготеет к структурам срединноокеанического хребта Гаккеля, вытянутого на 1700 км при ширине 80-160 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых.

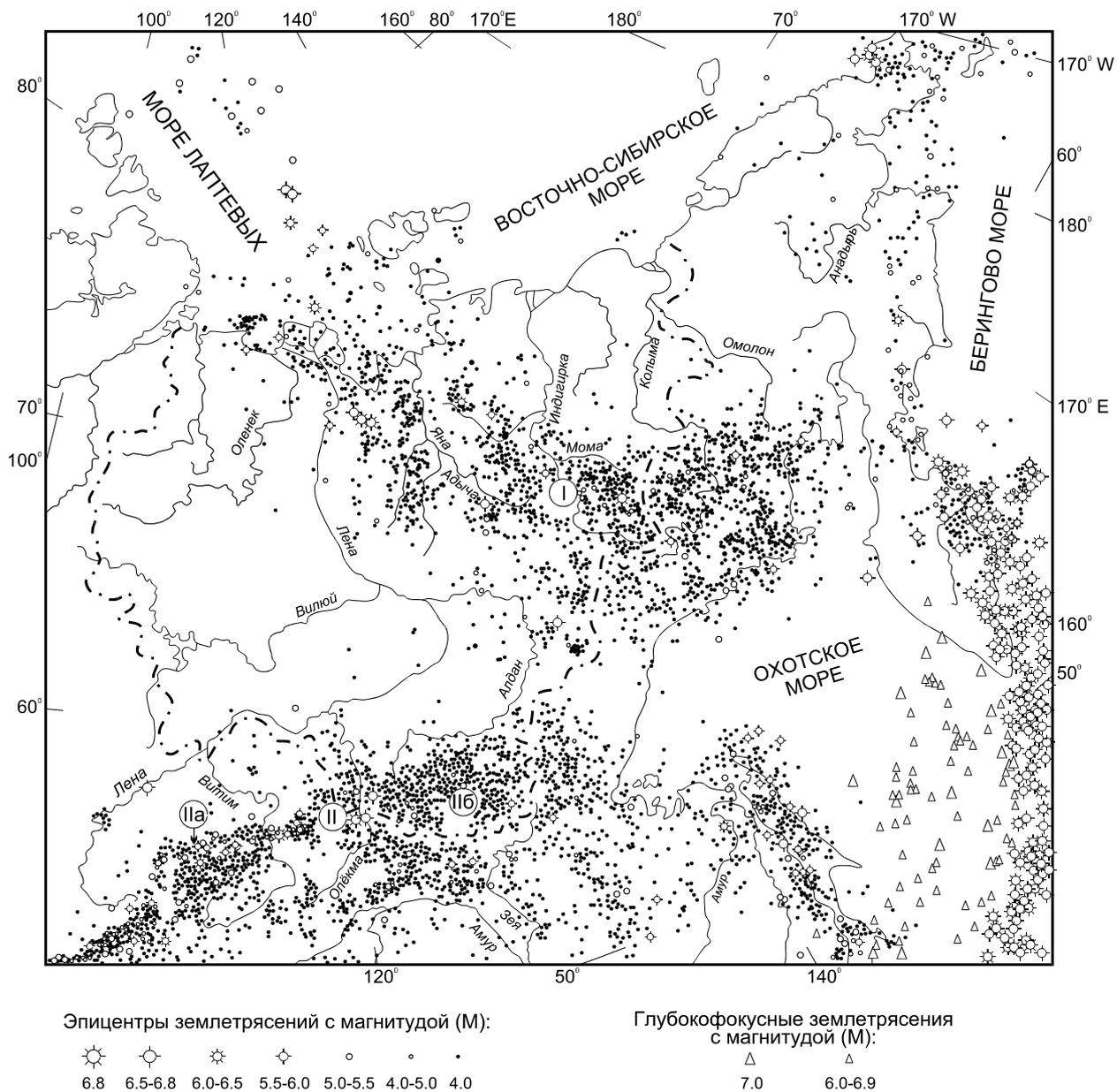


Рис. 1. Эпицентры землетрясений Восточной Сибири и сопредельных территорий
 I – Сейсмический пояс Черского, II – Байкало – Становой сейсмический пояс, IIa – байкальская рифтовая область, IIb – Олекмо – Становая сейсмическая зона

Арктический хр. Гаккеля входит в мировую систему срединноокеанических хребтов Земли и является ее северным фрагментом, продолжающим Североатлантический срединноокеанический хребет в бассейне Северного Ледовитого океана [3]. Сейсмичность хр. Гаккеля обусловлена процессами рифтогенеза и соответственно растяжением земной коры, вызывающим спрединг океанического дна [4]. Структуры шельфа моря Лаптевых имеют продолжение в Хараулахском сейсмоактивном районе, расположенном, как и шельф, в зоне перехода от океанических структур хр. Гаккеля к континентальным образованиям сейсмического пояса Черского. Анализ напряженного состояния земной коры Хараулахского района показывает, что на севере Якутии существует уникальная переходная область смены полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединноокеанические и континентальные структуры земной коры. На земном шаре подобные области встречаются редко. К ним, например, относятся район Афарского рифта (Восточная Африка), структуры которого взаимосвязаны со структурами срединноокеанического хребта в Индийском океане, и район Северной Калифорнии, где северный конец Восточно-Тихоокеанского поднятия через разлом Сан-Андреас соединяется с системой срединноокеанических хребтов Горда, Хуан де Фука и Эксплорер в Тихом океане.

Юг Республики Саха (Якутия) пересекает Олекмо-Становая сейсмическая зона (Шб), которая протягивается на 800-1000 км. в субширотном направлении вдоль южной окраины Алданского щита от р. Олекмы на западе к Удской губе Охотского моря на востоке. Она представляет собой восточное окончание второго протяженного Байкало-Станового сейсмического пояса (II), отделяющего Евразийскую плиту на севере от Амурской плиты на юге [5]. Вдоль южной границы Сибирской платформы по данным инструментальных наблюдений выявлен крупный Байкало-Становой сейсмический пояс, который располагается между оз. Байкал и Охотским морем. Он объединяет Байкальскую рифтовую зону (I) и продолжающую ее от р. Олекмы на восток к Удской губе Охотского моря Олекмо-Становую сейсмическую зону (II). Параллельно Олекмо-Становой зоне на 200 км южнее между 54 и 55° северной широты расположена Тугурингра-Джагдинская сейсмическая зона (III), которая протягивается из Монголии в субширотном направлении к Охотскому морю вдоль хребтов Тугурингра - Джагды - Сохтахан в Приамурье.

Комплексный анализ геолого-геофизических, геоморфологических и неотектонических данных систем позднекайнозойских активных разломов, сей-

смичности, результаты тектонофизических исследований позволили заключить, что указанные пояса возникли в результате сближения крупных Евразийской, Североамериканской и Амурской плит и являются их границами, обладая всеми свойственными им специфическими чертами. Взаимодействие континентальных участков этих плит охватывает широкую полосу (до нескольких сотен километров), в пределах которой смещения происходят по серии активизированных разломов.

Для Олекмо-Становой сейсмической зоны характерно наличие левых сдвигов в западной и правых в ее восточной частях. Сдвиговые разломы сопровождаются параллельными им надвигами - Южно-Чульманским и Южно-Токинским. Центральная часть этой сейсмической зоны образована системой диагональных северо-восточных (Западно-Алданский, Тимптоно-Гонамский) и северо-западных правых (Тыркандинский) сдвигов, которые образуют "клин", прослеживаемый на север в пределы Алданского щита. Сейсмичность Олекмо-Становой зоны определяется движением Алдано-Станового блока, зажатого между Евразийской и Амурской плитами, которые сближаются в субмеридиональном направлении. Алдано-Становой блок представляет собой активную неотектоническую структуру сжатия, внешне напоминающий ромб, сформированный транспрессионными левыми сдвигами северо-восточного простирания (Байкало-Алданскими), протягивающимися от Чарской впадины до устья р.Тимптон и субширотной Тукурингра-Джагдинской ветвью Монголо-Охотского линеамента, прослеживающейся от Удской губы Охотского моря к верховьям рек Олекмы и Нюкжи. Отдельные небольшие блоки Алданского щита, находящиеся соответственно слева и справа от этого клина, смещаются к западу и востоку и формируют Верхнеалданский левый и Атугей-Нуямский правый сдвиги. Эти субширотные сдвиги, пересекают осевые части горных поднятий - кряжа Зверева и Токинского Становика и обрамляются параллельными им надвигами (Южно-Чульманским и Южно-Токинским), по которым эти горные сооружения надвинуты на предгорные впадины. Формирование таких динамических систем активных разломов (параллельных сдвигов и надвигов) может быть объяснено конвергентным (сходящимся) смещением Евразийской плиты относительно Алдано-Станового блока. Вследствие чего сейсмический процесс в Олекмо-Становой зоне протекает в условиях сжатия в отличие от обстановки растяжения, господствующей в Байкальском рифте.

Исследования в Арктико-Азиатском сейсмическом поясе показали, что современная природа сейсмичности также обусловлена здесь обстановкой сжа-

тия, на что указывают преобладающие развитие в его пределах сдвигов, взбросо-сдвигов и надвигов и интенсивная дислоцированность кайнозойских осадков. Сейсмичность СПЧ не зависит от развития Момского рифта, на что указывают инструментальные сейсмологические данные и структурно-геологические наблюдения. В пользу этого свидетельствуют также фокальные механизмы землетрясений СЗЧ, однозначно указывающие на преобладание условий горизонтального сжатия в его континентальной части. Под воздействием Тихоокеанской плиты Берингоморский блок смещается к западу относительно Североамериканской плиты с полюсом вращения, расположенного вблизи Чаунской губы Восточно-Сибирского моря. При этом, в его фронтальной части на Корякском нагорье сформировалась система взбросов, надвигов и правых сдвигов, а в его тылу возникла зона растяжения Берингова моря. Не исключено, что названный блок представляет собой остаток древней океанической плиты Кула Тихого океана.

Таким образом, вдоль единой межплитной границы, прослеживаемой от о. Гренландия до Аляски и отделяющей Североамериканскую плиту от Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит наблюдается смена геодинамических режимов: растяжение земной коры, где литосферные плиты расходятся (хр. Гаккеля); промежуточная зона (смешанное поле тектонических напряжений на шельфе моря Лаптевых и его побережье, где расположен полюс вращения Североамериканской и Евразийской плит); скольжение с левым сдвигом, вызванное северо-восточным сжатием в результате косоугольного сближения плит (хр. Черского); скольжение с правым сдвигом, возникшим под влиянием северо-западного сжатия и большей скорости движения Тихоокеанской плиты (участок от Командорских до Алеутских островов) и, наконец, сжатие земной коры, где плиты сближаются под воздействием фронтальных сжимающих напряжений. При этом рассмотренная граница сопровождается системой микроплит и блоков (Лаптевоморский и Берингоморский блоки), которые образовались между взаимодействующими плитами-гигантами и отчетливо трассируются проявлениями местной сейсмичности

Такая смена геодинамических обстановок (растяжение на сжатие) может быть удовлетворительно объяснена с позиций глобальной тектоники литосферных плит, если считать что полюс вращения Евразийской и Североамериканской плит находится вблизи губы Буор-Хая ($71,24^0$ с.ш., $132,05^0$ в.д.) В этом случае неотектонические структуры, находящиеся к северу от полюса враще-

ния, должны испытывать в современную эпоху растяжение, а к югу и юго-востоку - сжатие. Такая модель согласуется с наблюдаемыми данными.

Кинематика ансамбля плит и блоков на северо-востоке Азиатского континента убедительно раскрывает причинно-следственные связи геологических, тектонических и сейсмических процессов. Она показывает, что движения этих плит не являются самостоятельными, а существенно зависят от поведения гигантских литосферных плит Земли: Тихоокеанской, Евразийской и Индийской. Гоединамическая обстановка настоящего времени обусловлена взаимодействием Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит-гигантов [7]). При этом Тихоокеанская плита, перемещающаяся в северо-западном направлении, погружается под смежные окраины Северной Азии и Северной Америки. Результатом этой субдукции является продолжающаяся активность возникших в миоцене Курило-Камчатской и еще раньше Алеутско-Врангельской вулканических дуг. Они сопрягаются между собой по трансформному разлому, который протягивается вдоль Командорских островов. В срединноокеаническом хребте Гаккеля (ГК), пересекающим Северный Ледовитый океан, продолжается образование океанической коры Евразийского бассейна. Полоса эпицентров землетрясений хребта Гаккеля (рис.3) трассирует границу между Евразийской и Северо-Американской плитами в Арктике. На северо-востоке Азии эта граница продолжается сейсмическим поясом Черского, в пределах которого по данным фокальных механизмов в очагах землетрясений устанавливаются условия сжатия. Современный полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит располагается на южном побережье моря Лаптевых [2].

Изучение пространственного размещения современных сейсмических поясов указывает на существование в настоящее время на окраинах сближающихся Евразийской и Северо-Американской плит трех самостоятельных блоков, ограниченных “живыми” разломами: Берингового, Охотского и Амурского [6]. Убедительным подтверждением сближения Евразийской и Североамериканской плит в субширотном направлении навстречу друг другу служат материалы спутниковой геодезии (рис. 2), полученные в последнее время высокоточными измерениями GPS станциями на территории Якутии, Магаданской области и Аляски [8].

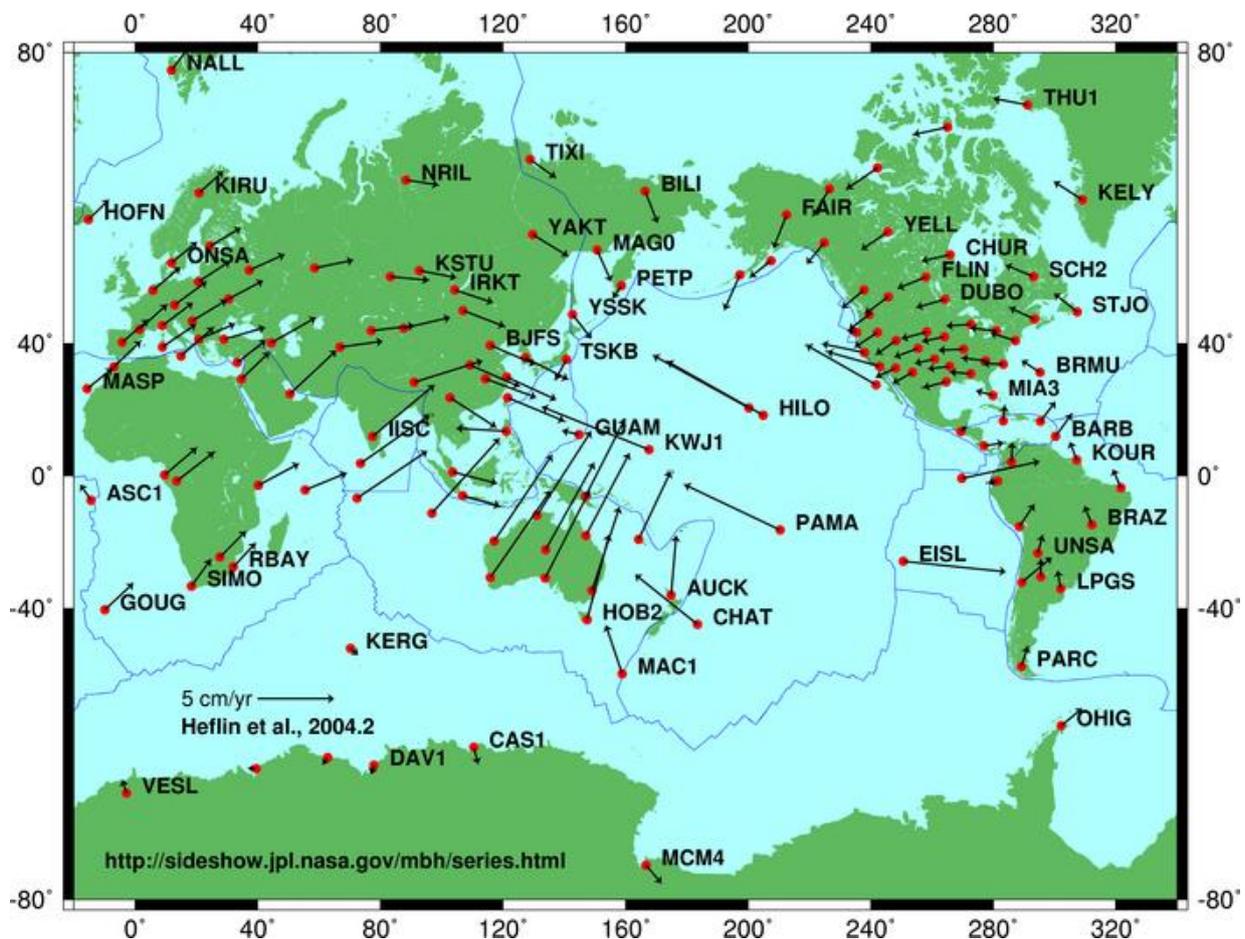


Рис. 2. Глобальные скорости перемещения литосферных плит.

Направление движения реперов Фербенкс (Аляска) и Билибино (Чукотка), расположенных в пределах Северо-Американской плиты, - юго-запад и запад, а пункты наблюдений Иркутск, Якутск, Лхаса (Китай) и др. (Евразийская плита), перемещаются к ним на встречу на восток и северо-восток, устанавливаются высокие скорости современных горизонтальных движений - 20-25 мм/год для Якутска, Иркутска и Фербенкса.

Литература

1. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др. Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири. Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности. М., 1986. С. 26-27.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмо-тектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. - 138 с.
3. Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта

Гаккеля. Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56-75.

4. Savostin L.A., Karasik A.M. Recent plate tectonics of the Arctic basin and Northeastern Asia // Tectonophysics. 1981. Vol. 74. P. 111-145.

5. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаева В.С. и др. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. – 136 с.

6. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Koz'min B.M. and Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: evidence for a Bering block: Geology. 1997. 64(6). P. 467-471.

7. Fujita K., Stone D.B., Layer P.W., Parfenov L.M. and Koz'min B.M. Co-operative program helps decipher tectonics of Northeastern Russia. Eos. V.78. 1997. P. 245, 252-253.

8. Kogan M.G., King R.W., Steblov G.M., Lezner-Lam A., Levin V.E. Glorification of Eurasian and North American Plates in Eastern Siberia: Evidence from Continuous and real-time GPS. Fall meeting AGU. 1998. P. 218.

УДК 550.348.436

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ СТАНОВОГО СЕКТОРА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

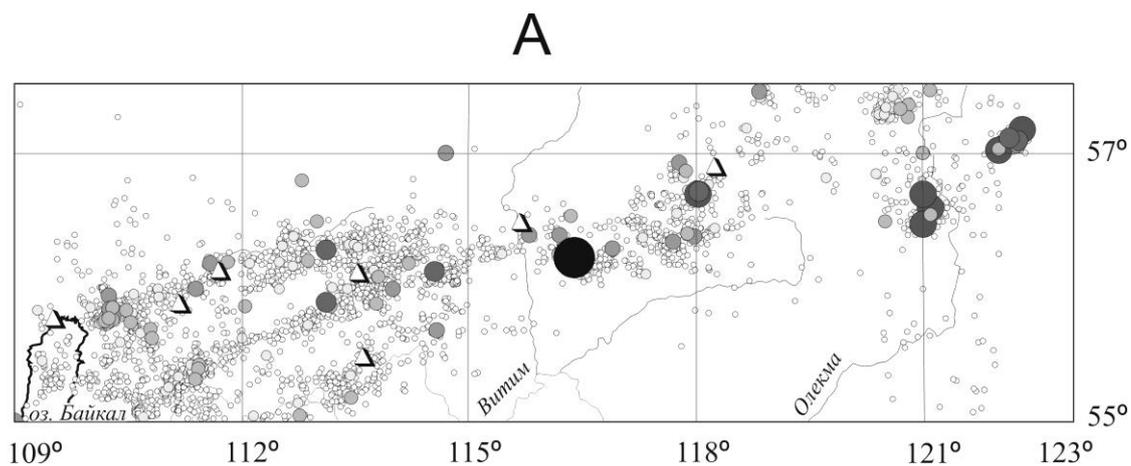
*Мельникова В.И., к.г.-м.н., Радзиминович Н.А., к.г.-м.н.,
Имаев В.С., д.г.-м.н., Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, vimel@crust.irk.ru*

*Козьмин Б.М., к.г.-м.н., Институт геологии алмаза и благородных
металлов СО РАН, г. Якутск*

Обширная территория Станового (Кичеро-Олекминского) сектора Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) охватывает районы от северной оконечности оз. Байкала до р. Олекмы на северо-востоке, где развитие рифта встречает своеобразное ограничение в виде древнего Алданского щита Сибирской платформы. Неотектоника рассматриваемого региона характеризуется интенсивными сводоблочными и рифтогенными движениями положительных и отрицательных морфоструктур, при этом системы крупных активизированных разломов

(Кичерского, Верхнеангарского, Уколкитского, Нижнемуйского, Южномуйского, Кодарского и т.д.) играют определяющую роль [1].

Одним из надежных источников информации, необходимой для оценки энергетического уровня новейших тектонических движений, являются результаты инструментальных сейсмологических наблюдений. В этом смысле Кичеро-Олекминский сектор достаточно представлен – за период 1950-2001 гг. здесь зарегистрировано более 50% сейсмических событий от всех происшедших в рифтовой зоне. Установлено, что этот сектор является одним из самых сейсмоопасных участков Байкальского рифта. Об этом свидетельствуют макросейсмические данные о сильных землетрясениях исторического прошлого, сведения о палеоземлетрясениях (возрастом в сотни и тысячи лет), а также сейсмические события последнего столетия, зарегистрированные инструментально [1; 2; 3]. Так, на рассматриваемой территории, наряду с участками рассеянной сейсмичности, установлены, как минимум, три полосы высокой концентрации эпицентров землетрясений, имеющие северо-восточную ориентацию (рис. 1А). Примерно на меридиане р. Витим они выклиниваются, и происходит затухание плотности эпицентрального поля. Далее, вплоть до Чарской впадины, сейсмическая активность вновь повышается, но территория к северо-востоку от Чарской впадины остается асейсмичной. Только в районе среднего течения р. Олекмы вновь отмечаются высокоактивные эпицентральные поля.



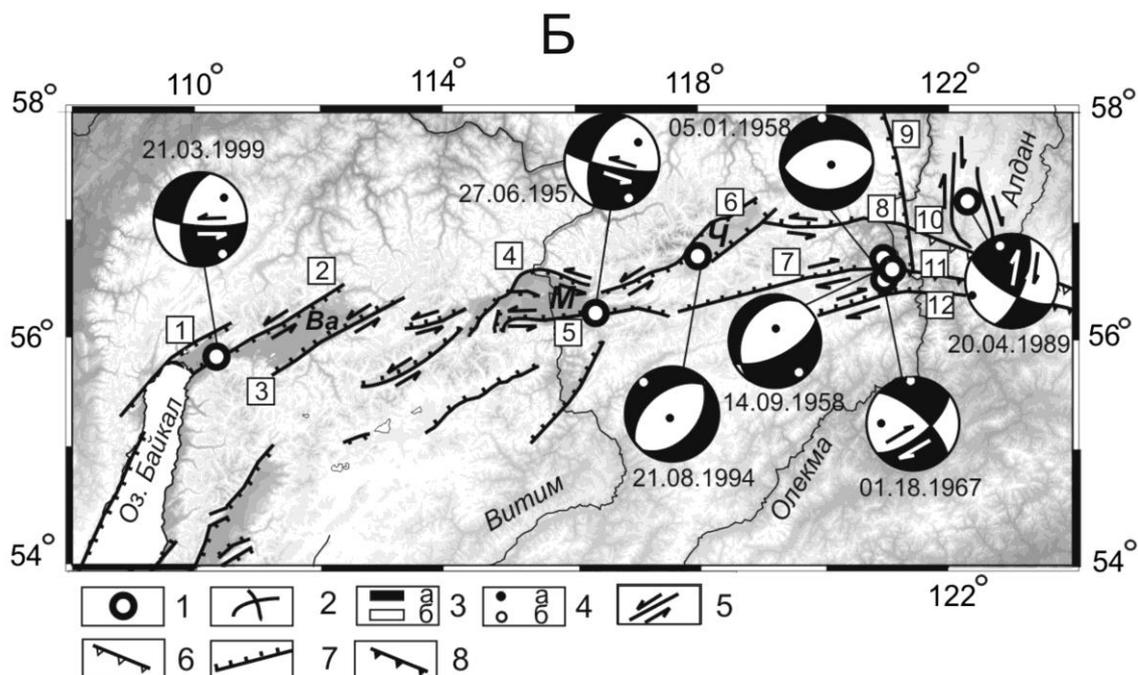


Рис. 1. А) Карта эпицентров землетрясений ($M=2.8-7.6$) Кичеро-Олекминского сектора Байкальской рифтовой зоны за период 1950–2001 гг. Треугольниками обозначены сейсмические станции. Б) Местоположение сильных ($M_s > 6.0$) землетрясений и их фокальные механизмы в проекции нижней полусферы. 1 – эпицентры землетрясений; 2 – нодальные плоскости (в случае сдвигового механизма стрелками показаны направления смещений); 3а, б – области волн сжатия и разрежения; 4а, б – оси напряжений сжатия и растяжения соответственно. 5-8 – типы движений по разломам: сдвиги, надвиги, сбросы, сдвиго-взбросы соответственно. Крупные кайнозойские впадины: Ва – Верхнеангарская, М – Муйская, Ч – Чарская. Цифрами в рамках указаны активные в кайнозое разломы, расположенные вблизи эпицентральных зон сильных землетрясений: 1 – Кичерский, 2 – Верхнеангарский, 3 – Уколкитский, 4 – Нижнемуйский, 5 – Южномуйский, 6 – Кодарский, 7 – Имангрский, 8 – Ханыйский, 9 – Темулякитский, 10 – Южно-Якутский, 11 – Становой, 12 – Тас-Юряхский.

Именно здесь, в зоне влияния глубинного Станового шва, наблюдается переходный деформационный режим: от «рифтового» удлинения (растяжения) к «становому» сокращению (сжатию) земной коры. На основной части Кичеро-Олекминского сектора, как известно, доминирует сеймотектонический режим северо-западного растяжения, что является основной, базовой характеристикой БРЗ в целом [2; 4].

Таблица. Компоненты тензора деформаций в очаговых зонах сильных ($M_s > 6.0$) землетрясений Кичеро-Олекминского сектора Байкальской рифтовой зоны

Название землетрясения, дата (число, месяц, год), магнитуда	Объем очага, км ³	$M_0 \cdot 10^{25}$, дин·см	$\langle E_{ij} \rangle 10^{-6}$					
			E_{xx}	E_{yy}	E_{zz}	E_{xy}	E_{yz}	E_{zx}
1	2	3	5	6	7	8	9	10
Муйское 27.06.1957, $M_s=7.6$	31400	140	-21.40	35.00	-13.60	-96.50	-72.10	-34.20
Нюкжинское 05.01.1958, $M_s=6.5$	8352	6.31*	-0.11	12.00	-11.00	-2.20	3.58	-3.52
Олекминское 14.09.1958, $M_s=6.4$	7473	4.36*	3.18	3.90	-7.10	-8.30	-10.40	2.72
Гас-Юряхское 18.01.1967, $M_s=7.0$	18840	39.8*	-23.70	33.00	-9.20	3.10	2.90	29.80
Южно-Якутское 20.04.1989, $M_s=6.6$	9043	3.09	-4.31	2.90	1.40	-5.90	4.54	-1.37
Чарское 21.08.1994, $M_s=6.3$	8540	1.25	1.09	1.20	-2.30	-2.40	0.76	0.14
Северобайкальское 21.03.1999, $M_s=6.0$	9043	0.85	-0.18	0.54	-0.36	-2.50	-1.51	-0.67

Примечание. M_s (графа 1) – магнитуда по поверхностным волнам. Знак «*» в графе 3 означает, что сейсмический момент M_0 рассчитан по корреляционной зависимости: $\lg M_0 \pm 0.6 = 15.4 + 1.6M$ [6]. Компоненты тензора деформаций представлены в географической системе координат: x – на восток, y – на север, z – вверх [6]. Знаки компонент: минус – сокращение (сжатие), плюс – удлинение (растяжение).

Сильные землетрясения в регионе являются характеристическими и несут важнейшую информацию о сейсмическом потенциале неотектонических структур, поэтому мы попытались оценить интенсивность и направленность сеймотектонического деформирования земной коры в очаговых зонах таких землетрясений, происшедших за период 1950-1999 гг. (табл.; рис. 1Б). Расчет сеймотектонической деформации осуществлялся по известным формулам [5; 6] с использованием тензора сейсмического момента и размера очаговой области землетрясения.

Результаты расчета показали (табл.), что все исследованные крупные очаговые объемы испытывают удлинение (растяжение) в направлении меридио-

нальной компоненты деформации E_{yy} и сокращение (опускание земной поверхности) вдоль компоненты E_{zz} , (кроме Южно-Якутского землетрясения, в очаге которого верхнее крыло разрыва поднималось). По широтной компоненте E_{xx} во всех случаях отмечались неустойчивые (знакопеременные) деформации. Наиболее интенсивная региональная деформация ($-E_{xy}$) наблюдалась при левостороннем сдвиге по субширотной плоскости в очаге Муйского землетрясения.

Для расчета скорости сеймотектонической деформации в земной коре Кичеро-Олекминского сектора Байкальской рифтовой зоны, выберем сейсмоактивный объем (2968 тыс. км³), включающий очаги сильных землетрясений, и учтем их повторяемость (например, для Тас-Юрхского – 25 лет, Муйского – 80 лет). Как видно из рис. 2, скорости сеймотектонических деформаций в данной части рифта вдоль меридиональной и сдвиговой компонент (\dot{E}_{yy} и \dot{E}_{xy}) по модулю сопоставимы. При этом относительная точность вычисления, с учетом погрешности в сейсмическом моменте (0.5 порядка величины) и компонентах единичного тензора (± 0.01), составила около 10%.

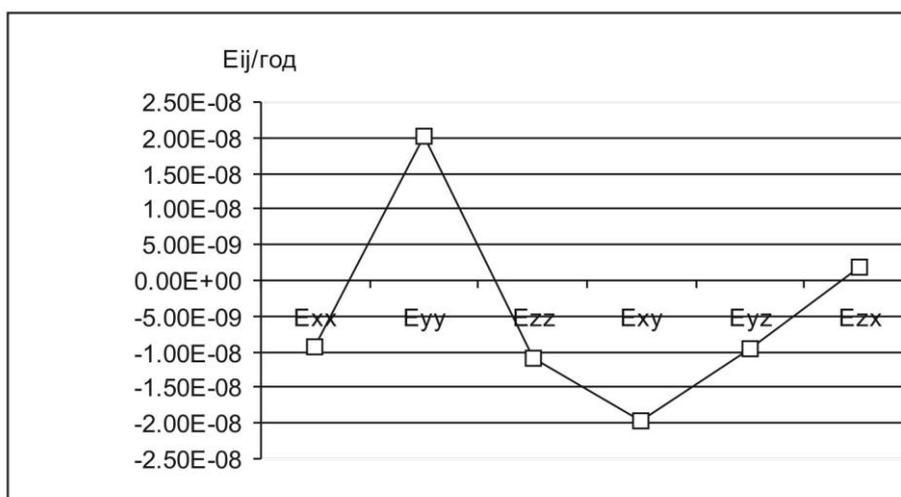


Рис. 2. Значения компонент средней скорости сеймотектонической деформации в земной коре Кичеро-Олекминского сектора Байкальской рифтовой зоны по данным об очаговых параметрах сильных ($M_s \geq 6.0$) землетрясений 1950-1999 гг.

Таким образом, установлено, что в Становом секторе Байкальской рифтовой зоны сейсмогенная составляющая скорости тектонических движений достаточно велика (порядка 10^{-8} год⁻¹). Значительная скорость вдоль сдвиговой компоненты тензора деформаций ($-2.00 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹) может быть обусловлена влиянием Тихоокеанской субдукции и транспрессионным сжатием земной коры со стороны Северо-Американской плиты.

Исследования поддержаны РФФИ, проекты № 03-05-65418, № 05-05-9728 и Программой Президиума РАН № 13.

Литература

1. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы (отв. ред. В.П. Солоненко). Новосибирск: Наука, СО, 1977. – 303 с.
2. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Курушин Р.А., Масальский О.К., Шлаевская Н.С. Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. Обнинск: Изд-во ФОП, 2003. С. 107–117.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: Геос, 2000. – 227 с.
4. Мишарина Л.А. Напряженное состояние земной коры в районе БАМ по данным о механизме очагов землетрясений / Геологические и сейсмические условия района Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск: Наука, СО, 1978. С. 150–161.
5. Юнга С.Д. Сейсмоструктурные деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 12. С. 37–58.
6. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии (отв. ред. С.Л. Соловьев). М.: Наука, 1985. – 408 с.

УДК 550.348

РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

*Статива А.С., Проблемная лаборатория по прогнозу землетрясений ЯГУ
Трофименко С.В., к.г.-м.н., Гриб Н.Н., д.т.н., ТИ (ф) ЯГУ,
urovsky@yandex.ru*

В Южной Якутии впервые были зарегистрированы аномалии в геофизических полях, проинтерпретированные как предвестники сильного ($K=16,5$) землетрясения произошедшего 21 апреля 1989 г. и его афтершоков, [1,2]

Данному успеху предшествовал опыт 10-ти летних непрерывных стационарных и полигонных научных изысканий и близость прогностического поли-

гона (48 км), на котором была установлена измерительная аппаратура к эпицентру проявившегося землетрясения.

Результаты анализа геофизических полей во время формирования очага землетрясения, в момент основного события, после этого землетрясения, моделирование режимов сейсмического и тектонического процессов и количественные расчеты баланса расхода энергии очага, положили начало основополагающим принципам прогноза землетрясений в Южной Якутии [3].

На современном этапе наиболее надежные прогнозные построения осуществляются на основе долгосрочных сейсмологических исследований, тектонических и геоморфологических признаков и изображаются в виде карт «сейсмической активности» и др. Убедительным доказательством информативности данных построений может служить долгосрочный прогноз по Ленинканскому сейсмогенному узлу Армении. Этот узел в 1984 году (за 4 года до землетрясения) С.Н. Назаретян, на основе данных института сейсмологии Армянской ССР и используя ротационную теорию структурообразования К.Ф. Тяпкина, оценил как «... наивероятнейший район возникновения сильных землетрясений в ближайшем будущем».

Немаловажными следует признать следующие выводы автора: «... на участках с постоянной сейсмической активностью невозможно сильное землетрясение вследствие систематической разгрузки напряжений; на участках сейсмического затишья, более однородных по геологическому строению, возможно накопление значительных напряжений, приводящих к сильным землетрясениям; прогноз краткосрочного времени разрядки напряжений невозможен».

Как можно видеть на рис.1., эпицентр будущего Южно – Якутского землетрясения (57.17 с.ш., 122.31 в. д.) находится в области сейсмического затишья (кольцевая структура). Однако, аналогичные области располагаются северо-западнее (57.3, 121.6) и восточнее: (56.1, 124.6), (56.2, 124.7) на расстоянии более 200 км друг от друга. Следовательно, по области сейсмического затишья долгосрочный прогноз эпицентра катастрофы возможен, но необходимо указывать все области, так как это напрямую связано со степенью сейсмических рисков для населения, проживающего на сейсмоактивной территории. В случае ОСЗ разброс бальности, например, для г. Нерюнгри составит более 2.

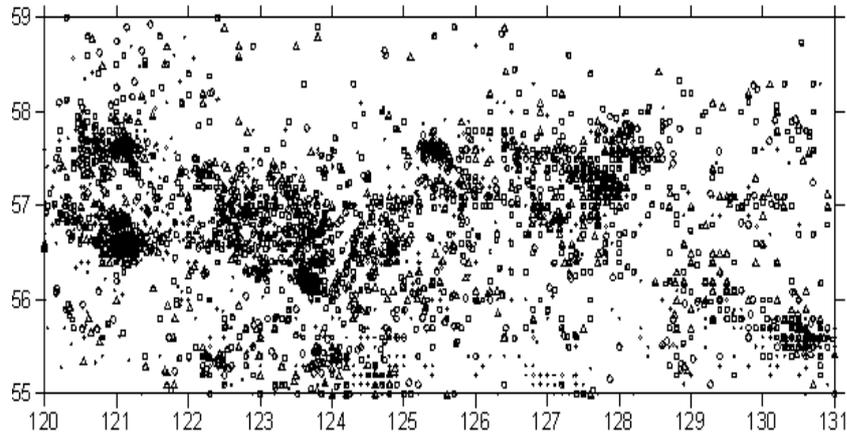


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений ОСЗ без данных за 1989г.

В центре ОСЗ (56.6, 124.1) имеется асейсмичная структура северо-восточного простирания, которая также может стать сейсмогенерирующей областью, а это, в свою очередь, многократно увеличивает степень сейсмического риска для промышленно развитого района Южной Якутии.



Рис. 2. Распределение эпицентров землетрясений в центральной части ОСЗ в 1990 – 1994 гг.

Распределение очагов землетрясений в центральной части ОСЗ за 1990 – 1994 гг. показывает (рис. 2), что сейсмический процесс развивается по тектоническим структурам субмеридионального простирания по краям области и по взаимоортогональным структурам ($315^0 \times 45^0$) в центре.

В узле скрещивающихся структур образована практически кольцевая область сейсмического затишья. Таким образом, на площади ОСЗ имеется 4 кольцевых и две линейных структуры, способных сформироваться в очаг будущего сильного землетрясения в центральной части Алданского щита. Открытым остается вопрос о различии физических условий в возможных очагах землетрясения, уже действующих и произошедших в прошлом. Для решения данной задачи необходимо проведение исследований по физико-геологическому моделированию очагов землетрясений.

Землетрясение 1989г. произошло на относительном минимуме (рис.1). Для уточнения места возможного землетрясения была построена карта погрешностей эпицентров землетрясений (рис. 3).

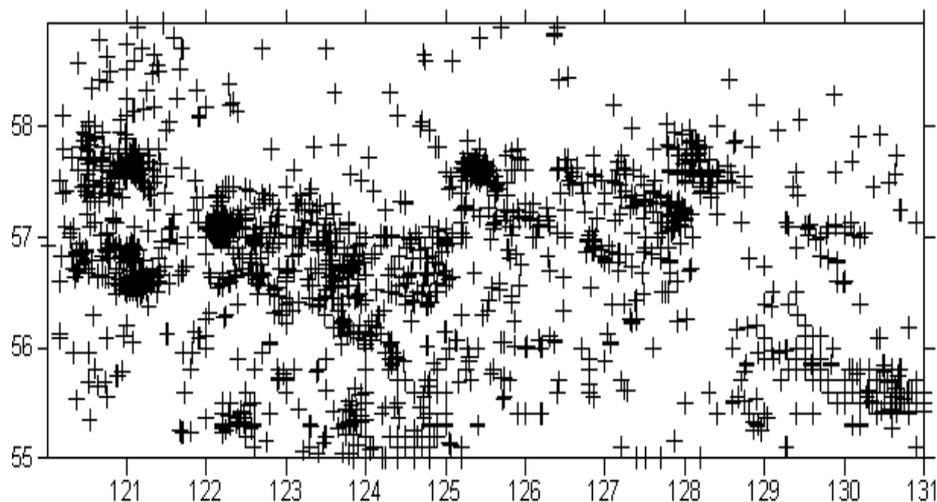


Рис. 3. Распределение погрешностей эпицентров очагов землетрясений за 1969 по 2003 гг.

Т.е. в отличие от традиционных карт, на которых выносятся эпицентры землетрясений размером, пропорциональным энергетическому классу, эпицентру присваивается площадь, пропорциональная погрешности определения очага. Фактически это означает, что тем выше класс землетрясения, тем меньшим значком он фиксируется (инверсное построение). Результаты такого построения представлены на рис. 3, где прослеживаются некоторые закономерности:

– активизированные структуры имеют азимуты простирания от 40° до 45° и ортогональные им.

– сгущения эпицентров землетрясений расположены в узлах ортогональной системы. Крупнейшие сейсмические события либо формируют данную систему, либо формируются в вершинах ромбовидных структур. В последнем случае имеется возможность прогноза мест будущих событий: в пограничных местах скрещивающихся структур;

Новые данные по сейсмическому мониторингу, что сейсмический сигнал от очагов землетрясений содержит практически всю информацию о самом очаге землетрясения или взрыва в сочетании с информацией о среде распространения сигнала.

Совместный анализ всех результатов наблюдений позволил сформулировать основополагающие принципы построения системы прогноза землетрясений, которые можно представить в виде следующих научных положений и методических рекомендаций:

- создание каталога физико-геологических моделей с типизацией и классификацией очагов землетрясений. За инструментальный период зарегистрировано 22 значимых для ОСЗ события, выявлено 11 сейсмодислокаций. 33

модели очагов является достаточной статистикой для последующего анализа и прогноза;

- математическое моделирование физико-геологических условий с целью прогнозирования наиболее информативных вариаций полей, обладающих высоким коэффициентом связи с процессами формирования очага;
- отработка методики поиска формирующихся очагов;
- отработка методики определения степени готовности формирующегося очага к разрядке;
- теоретическое обоснование и практическое создание систем регистрации «прогнозной функции» и создание «ждущей» системы прогноза для установки ее вблизи формирующихся очагов землетрясений;
- теоретические исследования спускового механизма очага землетрясений на основе Чандлеровских колебаний полюса Земли, сил прецессии, нутации и гравитационных приливов и т. д.

Решение поставленных задач позволило бы уже в настоящее время установить ждущие системы вблизи выявленных критических зон (рис. 1). Ждущие системы должны быть телеметрически связаны с системами жизнеобеспечения города, что позволит при землетрясении более 7 баллов автоматически передать сигнал бедствия на контрольный пункт диспетчеру администрации и дежурным ответственных промышленных объектов.

Литература

1. Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Статива А.С. , Трофименко С.В. и др. Южно – Якутское землетрясение 20 апреля 1989 года. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. - 43с.
2. Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Статива А.С. , Трофименко С.В. Афтершоки Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989г. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1993г. - 66с.
3. Новиков И.П. , Статива А.С. Концепция прогноза землетрясений и развитие основных ее положений в Южной Якутии // Геофизические исследования в Якутии. 1992. С. 58 – 67.

СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

*Козьмин Б.М., к.г.-м.н., Имаева Л.П., к.г.-м.н.,
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
Имаев В.С., д.г.-м.н., Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Значительная часть территории Республики Саха (Якутия) подвержена воздействию местных сильных землетрясений. Её площадь достигает 1,5 млн.кв.км., что составляет почти половину территории республики и около одной трети площади сейсмоопасных зон Российской Федерации. Наиболее сейсмоактивны районы Южной Якутии, которые неоднократно испытывали на себе влияние сейсмических возмущений в 7-9 баллов. Здесь по данным инструментальных наблюдений за последние 100 лет выявлен крупный Байкало-Становой сейсмический пояс, который протягивается вдоль южной окраины Сибирской платформы от оз. Байкал к Охотскому морю. Он объединяет Байкальскую рифтовую зону (акватория оз. Байкал, Становое нагорье) на западе и Олёкмо-Становую сейсмическую зону, охватывающую территорию к востоку от р. Олёкмы по Становому хребту и прилегающим горным сооружениям до Удской губы Охотского моря. В пределах пояса зарегистрировано несколько сот тысяч местных землетрясений. Большая часть из них отмечена в Байкальском рифте в условиях растяжения земной коры [1], где ежегодно фиксируется в среднем до 2 тысяч землетрясений с магнитудой $M \geq 2,5$. В Олекмо-Становой сейсмической зоне, где господствует обстановка сжатия, в течение 1960-2005 гг. произошло более 30 тысяч подземных толчков. При этом ежегодно здесь регистрируется до 500 местных сейсмических событий.

Землетрясения Олекмо-Становой зоны тяготеют, главным образом, к Становому хребту и прилегающей части Алданского нагорья и занимают широкую (до 200 км) полосу между 56 и 58 градусами северной широты, ориентированную субширотно. Эпицентры землетрясений локализованы по площади неравномерно, где на фоне слабой сейсмичности выделяется ряд их скоплений. Для выявления этих максимумов на основе пространственного распределения эпицентров землетрясений была построена карта их плотности, показывающая число подземных толчков, отмеченных в пределах элементарной площадки размером $0,2^0 \times 0,4^0$, на которые была разбита территория исследований. На представленной карте плотности западной части Олекмо-Становой зоны (рис.

1) отчетливо отрисовываются все максимумы сейсмичности, имеющие уровень плотности "10". Как правило, большинство выделенных максимумов обязано своим появлением крупным катастрофам и последующим после них продолжительных серий афтершоков. Так, выделяются следующие крупных максимумов сейсмичности: Олекминский "А" (в среднем течении р. Олекмы), Олдонгсинский "Б" (верховья левых притоков р. Олекмы - Олдонгсо и Тас-Миеле), Южно-Якутский "В" (верховья р. Тунгурчи, правого притока Олекмы), Ларбинский "Г" (верховья р. Нижняя Ларба, бассейн р. Олекмы), Суннагинский "Д" (на правом берегу р. Тимптон, в центре Алданского нагорья). В целом, названные участки повышенной сейсмичности образуют протяженную субширотную «полосу» плотности эпицентров землетрясений, ограниченную изолинией 2-4 и пересекающую с запада на восток долины рек Олёммы, Алдана и Тимптона.

Наибольшая активность отмечена в среднем течении р. Олёммы (А), где наблюдается скопление местных землетрясений, в их числе: 9-10-балльные Олёмминское и Нюкжинское 1958г. с $M=6,5$ и Тас-Юряхское 1967г. с $M=7,0$, которые имели крупные последовательности повторных толчков, а также 7-балльное Дырындинское 1987г. с $M=5,2$. Другой активный участок на Олёммо-Чарском нагорье в бассейнах рек Олдонгсо и Тас-Миеле (левые притоки р. Олёммы) (Б) отстоит на 100 км к северу от Олекминского. В его пределах отмечены местные землетрясения с $M \leq 6,0$, в том числе два крупных роя землетрясений в 1997 и 2005 годах. Восточнее между реками Олёмма и Тимптон выделяется активный район Южно-Якутского землетрясения 1989г. с $M=6,6$ (В), после которого отмечено свыше 5000 афтершоков (5 из них имели магнитуду 4,0-6,0). На южных склонах Станового хребта к югу от истоков р. Алдан в верховьях р. Нижняя Ларба (бассейн р. Нюкжи) локализовано скопление эпицентров землетрясений, возникшее при Ларбинском событии 1971г. с $M=5,9$ (Г). Анализируя расположение г. Нерюнгри относительно рассмотренной "картины" сейсмичности, можно констатировать, что в радиусе 100 км город фактически окружают поля с высокими значениями плотности эпицентров землетрясений, соответствующими 8-10.

Данные об ощутимых землетрясениях Южной Якутии, произошедшие в XIX веке (1779 и 1849 годы), впервые были приведены в "Каталоге землетрясений Российской империи" И.В. Мушкетова и А.П. Орлова [2].

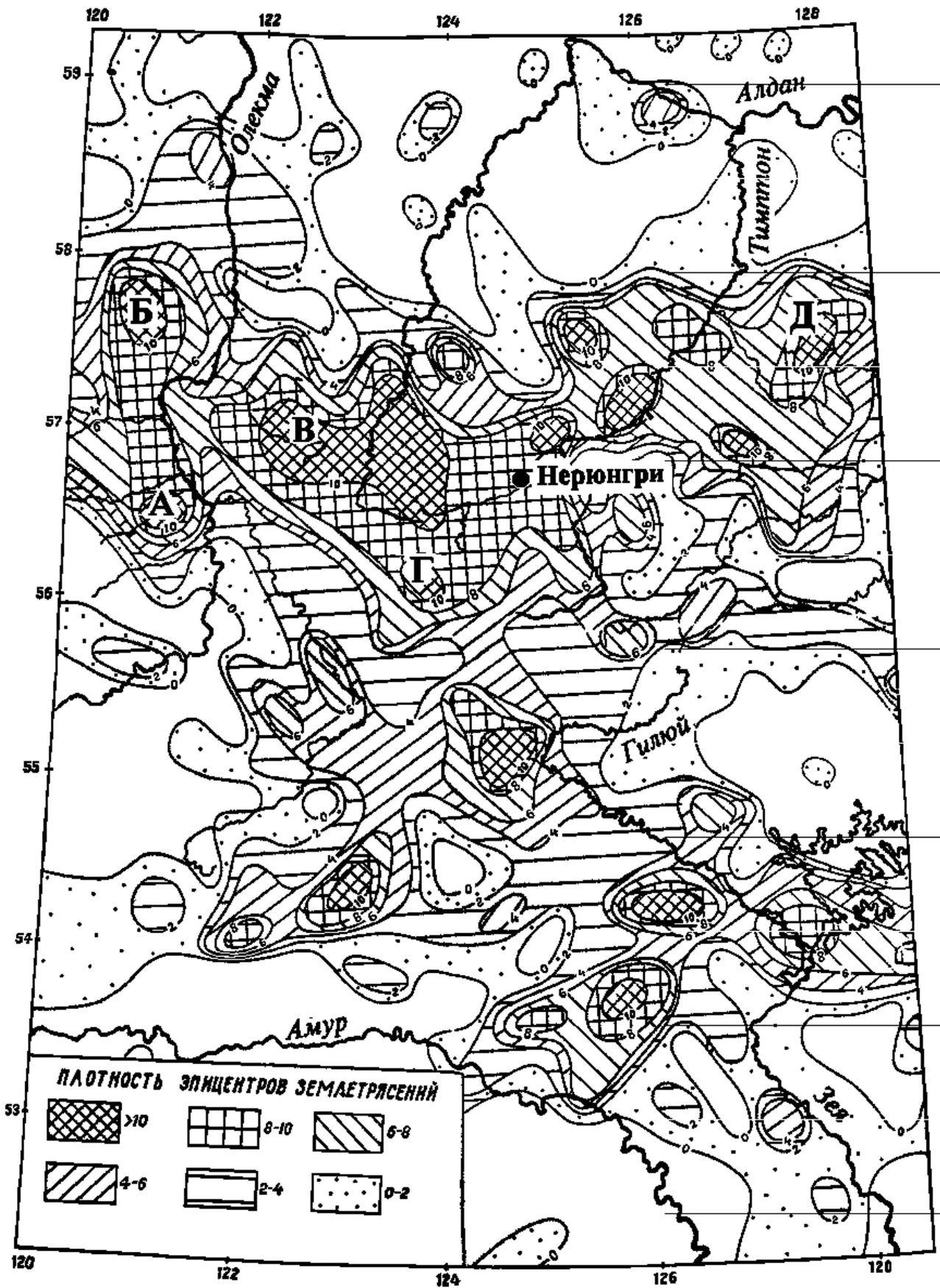


Рис. 1. Карта плотности эпицентров землетрясений западного фланга Олекмо- Становой сейсмической зоны. А-Д - максимумы плотности эпицентров (количество событий на площадку $0,2^0 \times 0,4^0$): А - Олекминский, Б - Олдонгсинский, В - Южно-Якутский, Г - Ларбинский, Д - Суннагинский.

Эти события ощущались в Якутске с силой 2-4 балла (скрипели деревянные строения, раскачивались лампы, колебалось пламя свечей и др.). "Атлас землетрясений в СССР", изданный в 1962г. [3], включал сведения о землетрясениях на востоке Станового хребта, которые возникли в 1937 и 1939 годах в Токинском Становике вблизи оз. Бол.Токо, и данные о двух крупных подземных толчках 1958г. в среднем течении р. Олекмы с интенсивностью в эпицентре до 9 баллов.

В течение последующих 65 лет Южно-Якутский регион постоянно подвергался воздействию сильных землетрясений. Данные о размерах площади распространения сейсмических колебаний показаны в таблице. Приведем макросейсмические сведения о наблюдавшихся эффектах при этих событиях, полученные в результате опроса местного населения, сообщений от предприятий и организаций, действовавших на данной территории.

Нюкжинское землетрясение 5 января 1958г. с $M=6.5$. Интенсивность в эпицентре составляла 9 баллов. Оно произошло в среднем течении р. Олекмы. В плейстосейстовой области обнаружены сейсмогенные обвалы, камнепады, трещина растяжения. В ближайшем к эпицентру пос. Усть-Нюкжа (40 км) землетрясение ощущалось с силой 7-8 баллов. Его макроэффекты наблюдались в Якутии, Забайкалье и Приамурье на площади около 800-900 тыс.кв.км. В поселках: Чульман, Золотинка, Нагорный и др. толчок ощущался с силой в 5 баллов [4].

Олекминское землетрясение 14 сентября 1958г. с $M=6.4$. Интенсивность в эпицентре, вероятно, достигала 9 баллов. Оно также произошло в среднем течении р. Олекмы. В плейстосейстовой области выявлены трещины растяжения, выбиты крупные глыбы в скальных бортах рек, обнаружен массовый повал деревьев и каменные осыпи. В пос. Усть-Нюкжа наблюдались 7-балльные макроэффекты. Общая площадь ощутимых сотрясений в Якутии, Забайкалье и Приамурье составила более 500 тыс.кв.км. Вдоль Амуро-Якутской автомагистрали от Нагорного до Хатыми это событие проявилось с интенсивностью до 5 баллов [4].

Нерюнгринское землетрясение 23 октября 1964г. с $M=4.5$. Интенсивность его в эпицентре могла достигать 6-7 баллов. Землетрясение возникло в зоне влияния Южно-Якутского надвига (верховья р. Чульман). Ощущалось в Нерюнгринском районе Якутии на локальной территории около 15 тыс.кв.км: в пос. Золотинка с силой 6 баллов, в населенных пунктах Чульман и Нагорный - 4-5 баллов.

Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967г. с $M=7.0$. Балльность его в эпицентре близка к 9-10. Оно возникло в бассейне левого притока р.Олекмы - Тас-Юряха. В эпицентральной зоне наблюдались сейсмогравитационные оползни, массовые каменные осыпи, повал леса, образовались полосы битого льда и местные ледоходы по рекам Тас-Юрях и Олекме. В ближайшем пос. Усть-Нюкжа раскачивались деревья и дома. От сильного сотрясения осыпался снег с крыш. Во многих домах появились трещины в печах и стенах. Землетрясение ощущалось в Якутии, Забайкалье и Приамурье на площади около 1 млн.кв.км. С силой от 3 до 5 баллов землетрясение проявилось во всех населенных пунктах автомобильной дороги между Б. Невером в Амурской области и г. Алданом в Якутии. После этого события в течение почти 5 лет регистрировались его афтершоки, количество которых превысило 4 тыс. [5].

Ларбинское землетрясение 14 июня 1971г. с $M=5.9$. Интенсивность этого подземного толчка в эпицентре приближалась к 7-8 баллов. Землетрясение зафиксировано на южном склоне Станового хребта в верховьях р. Нижняя Ларба (бассейн р. Олекмы). Оно ощущалось на значительной территории Якутии и севера Амурской области, занимающей примерно 100 тыс.кв.км. В Нагорном, Чульмане и Золотинке наблюдались его 5-балльные макроэффекты. 25 ноября 1972г. произошел афтершок Ларбинского землетрясения с $M=5.0$. Его интенсивность в эпицентре могла составить 6-7 баллов. Это событие наблюдалось в ряде поселков и дорожных участков Амуро-Якутской автомагистрали, в том числе на участке дороги от Чульмана до Тынды - с силой 5 баллов, в поселках Хатыми, Усть-Нюкжа, М. Нимныр и др. - 4 балла.

Усмунское землетрясение 9 августа 1972г. с $M=4.9$. Его вероятная интенсивность в эпицентре составляет 6 баллов. Толчок произошел на Алданском нагорье в истоках рек Усмуна (бассейн р. Гонам), Сеймдже (бассейн р. Тимптон) и Гыныма. Площадь ощутимых сотрясений при упомянутом землетрясении не превышала 30 тыс.кв.км. В пос. Чульман (140 км. к западу от эпицентра) оно проявилось с силой 3 балла.

Список сильных землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны

Название	Дата	M	S, тыс.км ²	I ₀ , балл
Учурское	08.08.1895	~ 6.5	~ 1000	9
Нюкжинское	05.01.1958	6.5	800-900	9
Олекминское	14.09.1958	6.4	500	8-9
Нерюнгринское	23.10.1964	4.5	~ 30	6-7
Тас-Юряхское	18.01.1967	7.0	1000	9-10
Ларбинское	14.06.1971	5.9	100	7-8
Усмунское	09.08.1972	4.9	60	6-7
Суннагинское	16.02.1976	4.7	~ 40	6
Эвотинское	01.03.1985	4.5	50	6
Дырындинское	07.07.1987	5.2	70	7
Южноякутское	20.04.1989	6.6	1500	8
Афтершок Южно-якутского зем-ния	24.04.1989	4.3	280	6
То же	29.04.1989	5.2	345	7
То же	07.05.1989	4.9	225	6-7
То же	17.05.1989	6.0	430	7-8
Олдонгсинское	24.10.1997	4.8	~80	6-7
Чаруодинское-1	10.11.2005	6.0	~500	8
Чаруодинское-2	11.12.2005	5.7	~300	7

Примечание: M - магнитуда землетрясения (шкала Рихтера), S - площадь ощутимых сотрясений, I₀ - интенсивность землетрясения в эпицентре в баллах по шкале MSK-64.

Суннагинское землетрясение 16 февраля 1976г. с M=4,7. Оно отмечено на Алданском нагорье у восточного окончания хр. Суннагин недалеко от пос. Чагда. Интенсивность в эпицентре составляла 6 баллов. Сейсмические возмущения ощущались на площади около 35 тысяч кв.км . 6-балльные эффекты отмечены в пос. Чагда (в 60 км к северу от эпицентра) и метеостанции Чюльбю (50 км южнее эпицентра).

Эвотинское землетрясение 1 марта 1985г. с M=4.5. Его интенсивность в эпицентре могла достигать 6 баллов. Эпицентр тяготеет к хребту Западные Янги на Алданском нагорье, расположенном между реками Алдан и Тимптон. В

радиусе 40-50 км. от эпицентра этого землетрясения выявились макроэффекты силой от 3 до 6 баллов (примерная площадь сотрясений 10 тыс. кв. км). С интенсивностью 5-6 баллов толчок ощущался в пос. Малый Невер, 5 баллов - в пос. Хатыми, 4 балла - в пос. Канкунский, 3 балла - в пос. Большой Нимныр, 2-3 балла - в пос. Чульман.

Алданское землетрясение 16 января 1987г. с $M=3,9$ ($K=11,1$). Редкое событие, которое произошло в 15 км к западу от г. Алдана в Томмотской горной гряде. Интенсивность в эпицентре могла достигать 5 баллов. Толчок ощущался во многих населенных пунктах Алданского улуса РС (Я) на площади порядка 12 тыс. кв. км. В г. Алдане его сила составляла 4 балла, поселках Ленинский и Якокут - 3-4 балла, Нижний Куранах - 3 балла. Был слышен гул, звенела посуда, вибрировали стекла окон, скрипели стены домов и перекрытия.

Южно-Якутское землетрясение 20 апреля 1989г. с $M=6,6$. Интенсивность землетрясения при глубине очага в 27 км была близка в его плейстосейстовой (эпицентральной) зоне к 8 баллам. Оно является одним из крупных сейсмических событий, произошедших на территории Южной Якутии за последние 20 лет. Глубина данного толчка составила 27 км, что существенно больше среднего значения глубины очагов (10-15 км) для землетрясений Южной Якутии в целом.

Очаг землетрясения возник на южной окраине мезозойской Чульманской впадины и локализован в среднем течении р. Тунгурчи (правом притоке р. Олекмы). В эпицентральной области обнаружены многочисленные сейсмообвалы и осыпи, выколы каменных монолитов и камнепады. На р. Тунгурче произошли местные ледоходы. Землетрясение благодаря значительной глубины очага ощущалось на территории более 1.5 млн. кв. км., в Якутии, Бурятии, Иркутской, Читинской и Амурской областях, а также в КНР. Так, на расстоянии 600-700 км от эпицентра в городах Якутске, Чите и Благовещенске наблюдались 2-4-балльные эффекты. С силой до 6 баллов землетрясение проявилось на центральном участке трассы БАМ (от станции Дюгабуль до Хани). 5-балльные возмущения были зафиксированы в г. Нерюнгри, поселках Беркакит, Чульман, Хатыми. На верхних этажах 5-9-этажных зданий интенсивность землетрясения увеличивалась на 1-2 балла. Сильные колебания стен, потолков, перекрытий наблюдались всем населением. Дребезжали стеклянные и металлические предметы, двигалась легкая мебель, раскачивались свободно подвешенные и укрепленные на стенах световые приборы, картины, зеркала. Иногда предметы пада-

ли с полок. Был слышен гул. Население в панике покинуло жилые и производственные помещения.

После упомянутого события отмечено более 5 тысяч повторных толчков, которые продолжали фиксироваться спустя 4 года после главного землетрясения. При этом наибольшее число афтершоков было зарегистрировано в течение 1989г. (более 60%, см. табл. 2).

Таблица 2

Распределение числа повторных толчков Южно-Якутского землетрясения по энергетическим классам за 1989 год

К	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	Всего
N	65	1600	1247	373	133	41	10	6	3	1	1	3480

Примечание: К - энергетический класс землетрясений ($K = \lg E$ Дж.),
N - количество событий.

Эпицентр Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков оказался приуроченным к небольшому блоку земной коры площадью 450 кв.км., занимающему водораздел притоков реки Тунгурчи: Усмун и Агыкта (бассейн р. Олекмы) вблизи южной окраины Чульманской впадины. Пять наиболее сильных по интенсивности афтершоков, случившихся 21, 24, 29 апреля, а также 7 и 17 мая 1989г., ощущались с силой 3-6 баллов на части территории Южной Якутии и прилегающих районов Амурской и Читинской областей. В районе Нерюнгри, Беркакита, Чульмана, Серебряного Бора наблюдались 3-4-балльные эффекты, а на верхних этажах зданий - 5-балльные [6].

Олдонгсинское землетрясение 24 октября 1997г. с $M=4,8$. Его интенсивность в эпицентре была близка к 6-7 баллам. Очаг землетрясения оказался приуроченным к северо-восточному флангу хр. Удокан. Здесь, в верховьях р. Олдонгсо (левый приток р. Олекмы), берущей начало с юго-восточных склонов хр. Удокан, зарегистрирован долгоживущий рой землетрясений, который активно проявил себя в 1997-2000гг. Олдонгсинское землетрясение является самым крупным из всей серии этого роя, число событий в котором перевалило 1 тыс. Оно ощущалось на площади около 50 тыс.кв.км. в южной части Нерюнгринского и Олекминского улусов Республики Саха (Якутия), севере Читинской и Амурской областей. Лучшее всего сотрясения названного события отме-

чались на близлежащих железнодорожных станциях БАМ: Хани - 5 баллов, Икабья, Чапо-Олого, Олекма - 4-5 баллов, в пос. Усть-Нюкжа - 3-4 балла.

Чульманское землетрясение 4 января 1999г. с $M=3,8$ ($K=10,9$). Несмотря на небольшую интенсивность в эпицентре - 5 баллов, оно знаменательно тем, что произошло в пределах мезозойской Чульманской впадины вблизи ряда населенных пунктов Амуро-Якутской автомагистрали (эпицентральные расстояния от 60 до 100 км к востоку от эпицентра), где отмечались его макроэффекты с силой в 3-4 балла. Особенно отчетливо землетрясение ощущалось в поселках Хатыми, Чульмане, Беркаките и г. Нерюнгри на верхних этажах зданий. Содрогалась мебель, слегка передвигались вазы на телевизоре, качались новогодние елки, колыхались шторы, звенела посуда. Площадь наблюдаемых макропроявлений составила немногим более 10 тыс. кв. км.

Чоруодинский рой землетрясений возник в ноябре 2005г. и вновь, как и Олдонгсинский рой подземных толчков в октябре 1997г., он оказался приуроченным к северо-восточному флангу хр. Удокан (крайний юг Олекминского улуса РС (Я). Данная серия сейсмических событий началась с толчка 06.11.2005г. в 19 час. 34 мин. по Гринвичу. Сила этого землетрясения в эпицентре достигала 3 балла. После него была зарегистрирована большая группа слабых землетрясений, которая продолжалась с 6 по 9 ноября 2005г. и была записана лишь сейсмическими приборами. Наконец, 10 ноября 2005г. было отмечено 5 подземных ударов с интенсивностью в эпицентре от 3 до 8 баллов. Самое сильное ощутимое землетрясение в этой серии произошло 10.11.2005г. в 19 час. 30 мин. по Гринвичскому времени (4 час. 30 мин. по местному времени) на крайнем юге Олекминского улуса РС (Я) в ненаселенной горной местности (северо-восточный фланг хр. Удокан). Оно ощущалось на значительной территории (свыше 400 тыс.кв.км.) в Алданском, Нерюнгринском и Олекминском улусах РС (Я), а также в соседних Амурской, Читинской и Иркутской областях. Очаг Чоруодинского землетрясения находился на глубине 10 км. Интенсивность его в эпицентре могла достигать 8 баллов по 12-балльной шкале MSK-64, действующей в Российской Федерации.

Наибольшее воздействие от этого события испытали строения на железнодорожной станции Хани на БАМе, которая располагалась в 40 км к юго-западу от эпицентра. Здесь слышался мощный гул, спящие проснулись, возникла паника, люди выбегали из 5-этажных домов на улицу. Скрипели стены домов, полы и потолки, колебались всяческие предметы, в домах двигалась мебель, в шкафах звенела посуда, дребезжали стекла окон. На верхних этажах жилых

зданий (4 и 5 этажи) интенсивность сотрясений возрастала. Так, очевидцы заметили, что мебельная стенка отодвинулась от стены, где она раньше стояла, примерно на 20 см., а с телевизора попадали на пол видеозаписи и дискеты. Макроэффекты в данном населенном пункте соответствовали 5-6 баллам.

С силой 4-5 баллов землетрясение наблюдалось на станции БАМ - Юктали (120 км к юго-востоку от эпицентра). Здесь также слышался глухой гул. Многие люди проснулись. Наблюдалось дрожание зданий, раскачивание мебели, звон посуды. На 3 и 4-ом этаже в отдельных квартирах с навесов были смещены люстры, которые повисли на проводах, а стеклянные баллоны электролампочек слетали с их цоколей.

4-балльные эффекты замечены местными жителями в пос. Торго Олекминского улуса РС (Я) (120 км. к северу от эпицентра): глухой гул, подобный взрыву; вибрация домов; скрип полов; потолков; дверей; дрожание оконных стекол и посуды. Примерно такие же возмущения наблюдались на станции БАМ - Новая Чара и пос. Чара (70-90 км к юго-западу от эпицентра). Воздействия в 3-4 балла имели место на станциях Байкало-Амурской железнодорожной магистрали: Икабья и Куанда (100-150 км к юго-западу от эпицентра). Слабые 2-3-балльные сотрясения зафиксированы вдоль Амуро-Якутской автомагистрали от г. Тынды до г. Алдана (расстояния до эпицентра от 260 до 380 км). В высотных сооружениях отдельных пунктов за счет этажности интенсивность толчка увеличивалась на 1-2 балла. Так, в г. Нерюнгри и зданиях аэропорта пос. Чульман, начиная с 4-го этажа и выше, эффекты при землетрясении достигали 3-4 баллов. Землетрясение ощущали только неспавшие люди. Отмечено плавное раскачивание зданий, звенели люстры, дребезжала посуда, открывались дверцы шкафов, волновались домашние животные.

Самые слабые проявления Чаруодинского землетрясения (2-3 балла) наблюдались в г. Олекминске (340 км), г. Бодайбо и пос. Мамакан (380 км) и г. Чите (700 км), главным образом на верхних этажах зданий.

11 декабря 2005г. в районе Чаруодинского роя было зарегистрировано ещё одно ощутимое землетрясение, которое произошло в 15 час. 54 мин. по Гринвичу (в 00 час. 54 мин. по местному времени) с $M=5.7$. Очаг землетрясения располагался на большей глубине (20 км), чем подземный толчок 10.11.2005г. (10 км). Поэтому данное событие ощущалось на значительных расстояниях от эпицентра, но его макроэффекты были слабее. Так, на ближайших железнодорожных станциях БАМ: Хани, Олекма, Новая Чара его эффекты соответствовали 3-4 баллам, Юктали, Токсимо 2-3 балла. В населенных пунктах вдоль желез-

ной дороги от Тынды до Алдана его интенсивность не превышала 2-3 баллов, в основном на последних этажах высотных зданий. Данный толчок был замечен даже в Якутске отдельными людьми, проживающими на 12-ом этаже.

Для ряда рассмотренных сильных землетрясений были построены индивидуальные карты изосейст, показывающих реальную картину проявления макросейсмических эффектов в баллах на земной поверхности. По этим данным об ощутимых землетрясениях для территории юга Республики Саха (Якутия) была составлена сводная карта распределения сейсмических воздействий на земную поверхность (рис. 2).

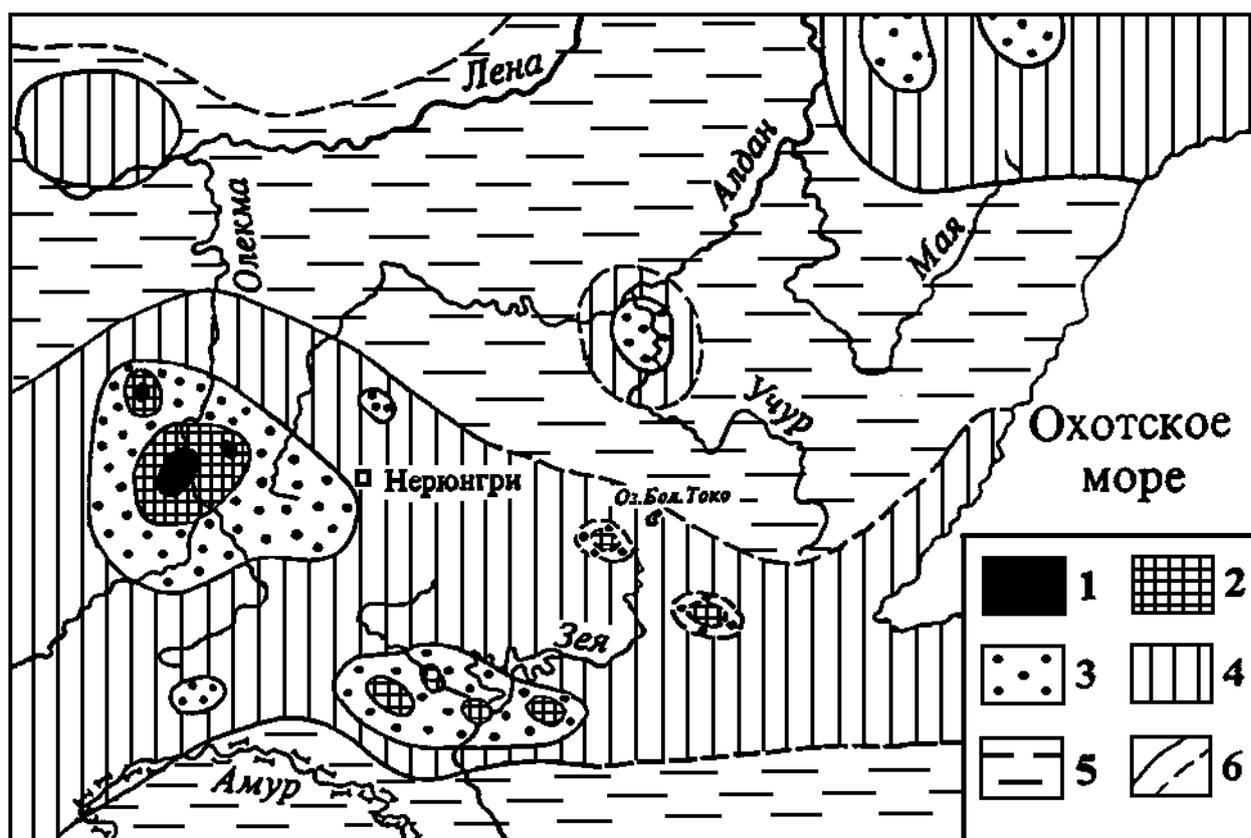


Рис. 2. Сводная карта изосейст (сейсмических воздействий) при сильных землетрясениях Южной Якутии и Приамурья за последние 50 лет. Интенсивность сотрясений (шкала MSK-64): 1 - 8 и более баллов; 2 - 7 баллов; 3 - 6 баллов; 4 - 5 баллов; 5 - 4 балла; 6- огибающие изолинии балльности: уверенные и предполагаемые (пунктир).

Практически на всей территории юга Республики Саха (Якутия) отмечены сотрясения интенсивностью в 4-5 баллов. Для отдельных участков сейсмическая опасность возрастает до 6 баллов (хр. Суннагин), до 7-9 (Токинский Становик), 9-10 баллов (среднее течение р. Олекмы), 7-8 баллов (западный фланг Станового хребта и Олекмо-Чарское нагорье). Следует отметить, что при появлении в

данном регионе ряда населенных пунктов, где возведены многоэтажные здания, наблюдается "эффект этажности", когда при воздействии на них ударной волны при землетрясении происходит их раскачивание и вследствие этого увеличение уровня сейсмической опасности на верхних этажах на 1-2 балла.

Совместный анализ сейсмических проявлений и "живой" тектоники в Олекмо-Становой сейсмической зоне показывает, что эпицентры местных землетрясений тяготеют, главным образом, к зоне влияния Станового структурного шва, служащего границей между Становой складчатой системой и Алданским щитом Сибирской платформы. При этом в настоящее время определяющую сейсмогенерирующую роль в западной части зоны играет система левых сдвигов, принадлежащих Становому шву.

При рассмотрении пространственного положения эпицентральных зон крупных сейсмических событий и их афтершоков, отмеченных на западном фланге Олекмо-Становой сейсмической зоны, выяснилось, что большая часть из них приурочена к блокам сжатия, сформировавшимся в полостях кулис левых сдвигов. На рис. 3 приведена схема сейсмогенных блоков, ограниченных разломами, входящими в систему Станового краевого шва. На концах отдельных активных линеаментов левосдвиговой кинематики выявлены блоки с различными формами рельефа (горст, грабен), которые способны накапливать значительные тектонические напряжения. Разрядка их происходит, как правило, в виде сильных и катастрофических землетрясений с $M \geq 6.0$, а фокальный механизм данных событий, приведенных в круговых диаграммах на рис. 3, соответствует тектоническому типу деформации локализованного блока.

Ярким примером этого является Южно-Якутское землетрясение 1989 года с $M=6.6$ и его афтершоки, возникшее в блоке сжатия, образованном северным и южным отрезками Тунгурчинского разлома (№2 на рис. 3), Тас-Юряхское событие 1967г., Ларбинское землетрясение 1971г. (соответственно № 3 и 4 на рис. 3) и др. Используя метод аналогий, можно предположить наличие на данной территории других подобных сейсмогенных блоков различного генезиса и использовать это в качестве прогностического признака мест будущих сильных землетрясений. В тех блоках, где уже произошла разрядка напряжений (рис. 3), показаны темные кружки, внутри которых проставлена магнитуда состоявшегося события.

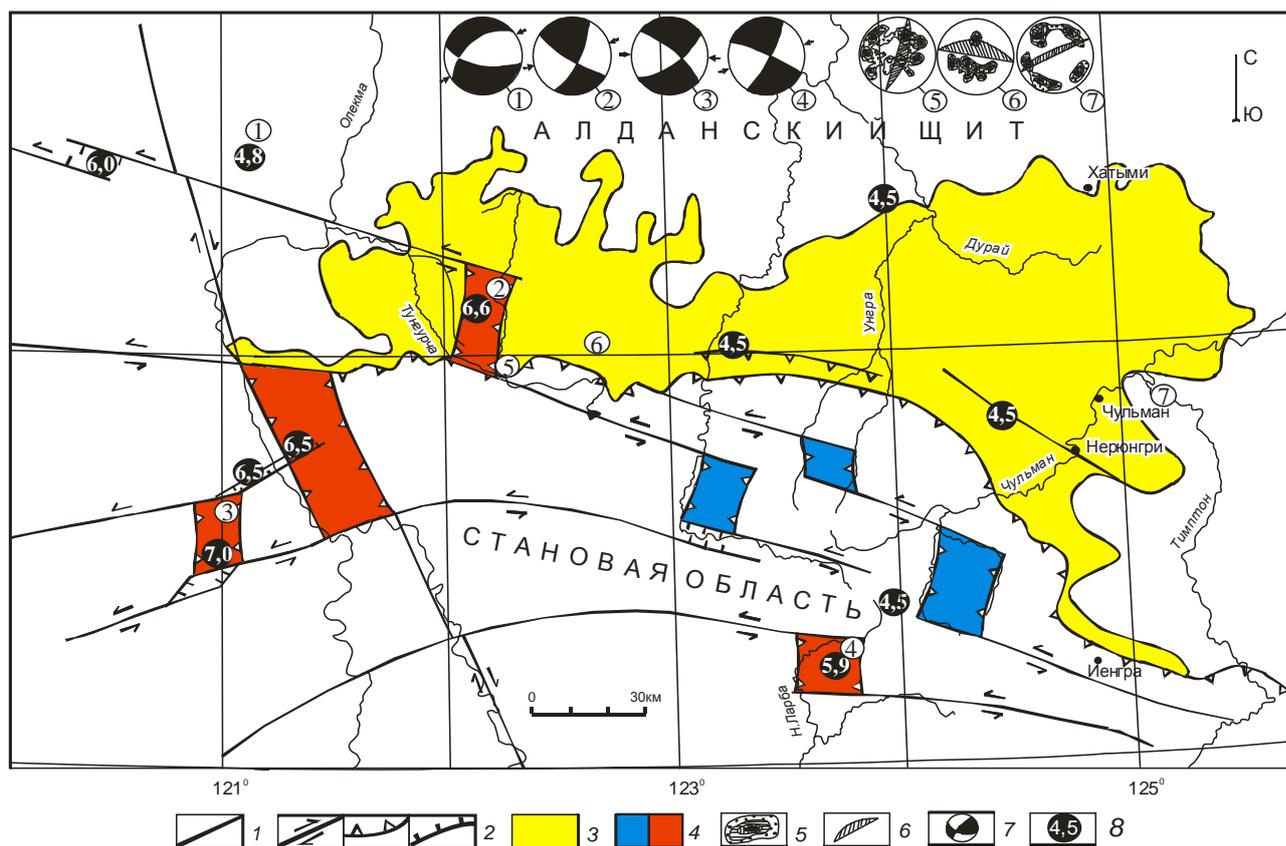


Рис. 3. Схема сейсмогенерирующих блоков Олекмо-Тимптонского междуречья в Южной Якутии. 1 - разломы; 2 - кинематика разломов: соответственно сдвиги, надвиги и взбросы, сбросы; 3 - мезокайзойские впадины; 4 - блоки сжатия; 5 - изолинии плотности трещин; 6 - простираение главной плоскости сместителя в круговых диаграммах трещиноватости горных пород; 7 - диаграммы фокальных механизмов землетрясений (черные области - действие растягивающих усилий, белые - сжимающих). Стрелками показано ориентация векторов сжатия; 8 - местоположение эпицентров сильных землетрясений со значением их магнитуды.

Остальные блоки можно считать, как потенциально опасные. Легко заметить, что такие блоки выявлены на довольно близком (50-90 км) расстоянии от самого населенного участка данного региона (г. Нерюнгри и его окрестности), поэтому крайне важно проводить здесь комплексные мониторинговые наблюдения за развитием сеймотектонических процессов с целью прогноза будущих сейсмических катастроф.

Литература

1. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. - 304 с.

2. Мушкетов И.В., Орлов А.Н. Каталог землетрясений Российской империи // Записки Русского географического общества. СПб., 1893. Т.26. - 582 с.
3. Атлас землетрясений в СССР / Ред. Е.Ф. Саваренский и др. М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 336 с.
4. Кочетков В.М. Сейсмичность Якутии. М.: Наука, 1966. - 92 с.
5. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. - 125 с.
6. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. - 227 с.

Направление:
ПРИРОДА СЕЙСМИЧНОСТИ И ГЕОДИНАМИКА
СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

УДК 550.34.042 + 551.243

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Ключевский А.В., к.т.н., Демьянович В.М.
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, akluchev@crust.irk.ru

Изучение особенностей строения и свойств литосферы геофизическими, в том числе и сейсмологическими методами позволяет выявить общие черты пространственного расположения структур и закономерности динамического взаимодействия литосферных плит и блоков [1]. Пространственно-временное распределение сейсмичности в таких активных структурах формируется напряженно-деформированным состоянием литосферы и тенденцией действия тектонических сил в регионе и отражает их совместное действие [2]. Поэтому при выяснении закономерностей сейсмического процесса в сейсмоактивном регионе важнейшее значение имеют представления о региональной геологической структуре и современной геодинамической обстановке.

Проведенные исследования показали, что на значительной части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) преобладают растягивающие напряжения, ориентированные вкрест простирания основных морфоструктур [3]. На флангах и за пределами рифтовой зоны режим растяжения ослабевает [4]. По данным о коэффициенте формы дислокации на северо-восточном фланге БРЗ определены участки повышенной деформации в земной коре, которые, как правило, коррелируют с наиболее значительными рифтовыми впадинами [5]. Зона максимальной неоднородности напряженно-деформированного состояния коры, выделенная на этой территории при использовании изолиний параметра d (характеризующего уровень перколяции среды), имеет форму Г-образной полосы [6]. При изломе около центральной части зоны происходит изменение направленности изолиний коэффициента d с субмеридионального на субширотное вдоль рифтовых впадин. На южном и восточном окончаниях зоны локализуются два участка повышенных значений коэффициента d , в которых земная кора деформирована максимально. Вся зона формируется изолиниями $d \approx -(0.34 \div 0.35)$, юж-

ный максимум имеет значение коэффициента $d \approx -0.32$, а северный - $d \approx -0.29$. Можно отметить, что области стволы мантийных плюмов, определенные на этой территории по гравитационным данным [7], приближены к максимумам зон неоднородностей. Восточнее БРЗ расположена Олекмо-Становая сейсмическая зона, тяготеющая к южной Якутии и отличающаяся от БРЗ как по характеристикам сейсмического режима, так и по геодинамическим условиям формирования структур земной коры [8]. Частота сейсмических событий примерно в 4 раза ниже, чем в БРЗ, а эпицентры толчков тяготеют к горным складчатым сооружениям, иногда локализуясь около бортов мезозойских впадин.

В настоящей работе сейсмические моменты землетрясений использованы для исследования тонкой структуры пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы на северо-восточном фланге БРЗ. Теоретические и натурные исследования показали, что сейсмический момент тектонического землетрясения зависит от типа подвижки в очаге [9]. В частности сейсмический момент сбросового толчка меньше, чем при сдвиге или взбросе такой же магнитуды [10]. Такие предпосылки дают возможность привлечения сейсмических моментов землетрясений для исследования и мониторинга напряженно-деформированного состояния литосферы [11, 12]. Решение этой фундаментальной геолого-геофизической задачи позволяет понять основные закономерности и эволюцию современных геодинамических процессов в литосфере региона и имеет важное прикладное значение - уточнение прогноза сейсмических воздействий из сейсмоактивных областей.

Первичные фактические материалы взяты из отчетов “Бюллетень землетрясений Прибайкалья” и “Каталог землетрясений Прибайкалья”, в которых представлены основные сведения о землетрясениях Байкальского региона. При вычислении сейсмических моментов землетрясений использованы данные об амплитудах и периодах максимальных смещений в объемных поперечных волнах 37874 толчков с энергетическим классом $K_p \geq 7$ зарегистрированных на северо-восточном фланге БРЗ с 1968 по 1994 гг. В расчетах применены формулы трещинной модели Д. Бруна [13]. Для исследования напряженно-деформированного состояния литосферы были построены карты изолиний логарифма среднего сейсмического момента землетрясений северо-восточного фланга БРЗ с $K_p=7(n=24509)$, $K_p=8(n=9631)$, $K_p=9(n=2646)$ и $K_p=10(n=786)$. При определении шага дискретизации изолиний была применена процедура, описанная в [14, 15]. Анализ карт показал, что на большей части исследуемой территории среди землетрясений с $K_p=7$ преобладали толчки со сбросовым меха-

низмом. В центральной части региона землетрясения с $K_p=8$ имели преобладающе сбросо-сдвиговый механизм. По периферии карты выделяется обширная область сбросовых землетрясений. Сравнительное исследование карт дает возможность отметить, что территория с преобладающе сбросовыми толчками $K_p=8$ уменьшается, а область со сбросо-сдвиговыми подвижками в очагах увеличивается. На карте, полученной для землетрясений с $K_p=9$, тенденция уменьшения территории преобладающе сбросовых толчков усиливается, локализуя толчки такого типа в районе р. Витим и на востоке региона. Среди землетрясений с $K_p=10$ доминировали сдвиги и сбросо-сдвиги. Сбросы локализовались в районе р. Витим и на востоке региона. Таким образом, в целом прослеживается тенденция уменьшения размеров территории с преобладающе сбросовыми толчками при повышении энергетического класса землетрясений. Локальная область сбросовых землетрясений в районе р. Витим контролируется структурой-аттрактором современного рифтогенеза [11, 12]. Область сбросовых толчков на востоке БРЗ пока не имеет явно выраженной в поле деформаций структуры, что можно объяснить молодым и менее структурированным в среде процессом рифтинга.

С целью детального исследования пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы были вычислены среднегодовые значения сейсмических моментов M_o землетрясений с $K_p=7\div 12$. Анализ среднегодовых M_o землетрясений с $K_p=7\div 8$ показал, что у слабых толчков имелась общая тенденция уменьшения M_o со временем, что обусловлено относительным ростом числа сбросов. С начала и до конца 1970-х гг. M_o понижаются от уровня сбросо-сдвигов до диапазона сбросов. В 1980-х гг. доминируют сбросы и, частично, сбросо-сдвиги. В начале 1990-х гг. среднегодовые M_o повысились до диапазона сбросо-сдвигов. Для более сильных землетрясений с $K_p=9\div 12$ наблюдается тенденция к росту среднегодовых M_o со временем. Можно отметить, что с ростом энергетического класса эта тенденция прослеживается все более отчетливо. В 1970-х гг. доминировали сбросы и сбросо-сдвиги. В начале 1980-х и 1990-х гг. среднегодовые M_o сместились в диапазон сдвиговых и взбросо-сдвиговых подвижек.

Результаты работы свидетельствуют о пространственно-временной и количественной несогласованности формирования типов подвижек в очагах слабых ($K_p=7$ и $K_p=8$) и более сильных землетрясений $K_p\geq 9$. Подобная несогласованность может быть связана с пространственно-временными вариациями

напряжений в литосфере, когда слабые и более сильные землетрясения происходят в процессе переключения активизации разломных зон различного простирания при различных уровнях напряжений рифтогенного типа. В связи с этим следует отметить, что в формировании представлений о напряженно-деформированном состоянии литосферы БРЗ главную роль играли отдельные сильные землетрясения и вопрос о степени соответствия напряженно-деформированного состояния и энергетического класса порождаемых им землетрясений не вполне ясен. Исследуя фокальные механизмы сейсмических событий северо-восточного фланга Байкальского региона, Д. Дозер отметила различие в ориентации главных напряжений, полученных при обработке слабых толчков и землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$. Около 80% толчков с $M < 4.5$ имели сбросовый механизм и 13% - сбросо-сдвиговый. Среди землетрясений с $K_p \geq 4.5$ только около 45% имели сбросовый тип подвижки, 25% - сбросо-сдвиговый и 28% - сдвиговый механизм [16]. Одной из возможных причин такой диспропорции может быть то, что слабые сейсмические события отражают разрывообразования вдоль новых разломов, формирующихся современным полем напряжений растяжения, а более сильные землетрясения происходят на разломах, заложенных ранее и простирающихся несогласно с ориентацией современного поля напряжений. В таком случае доминирование сбросовых толчков различных энергетических классов в восточной части исследуемой области может быть обусловлено тенденцией современного разрастания Байкальского рифта на восток, в южную Якутию.

Литература

1. Современная динамика литосферы континентов / Под ред. Н.А. Логачева. М.: Недра, 1989. - 278 с.
2. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. - 405 с.
3. Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. С.161-171.
4. Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteiman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal Rift Zone // Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. 1997. V.25. N.1. P.207-231.
5. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Деструкция земной коры в Байкальском регионе по данным о форме дислокации землетрясений // Литосфера. 2003. №3. С.15-24.

6. Ключевский А.В. Особенности напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальского региона // Доклады АН. 2003. Т. 389. №3. С. 398-403.
7. Zorin Yu. A., Turutanov E. Kh., Mordvinova V.V., et al. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 153-173.
8. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. - 225 с.
9. Аптикаев Ф.Ф., Копничев Ю.Ф. Учет механизма очага при прогнозе параметров сильных движений // Доклады АН. 1979. Т.247. №4. С. 822-825.
10. Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л. Пространственно-временные характеристики очагов сильных землетрясений с различными типами подвижек // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. №9. С. 3-11.
11. Ключевский А.В. О природе пространственно-временных вариаций сейсмических моментов землетрясений Байкальского региона // Доклады АН. 2002. Т.384. №5. С.687-691.
12. Klyuchevskii A.V. Seismic moments of earthquakes in the Baikal rift zone as indicators of recent geodynamic processes // Journal of Geodynamics. 2004. V. 37/2. P.155-168.
13. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V.75. P. 4997-5009.
14. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Напряженно-деформированное состояние литосферы в центральной части Байкальского региона по данным о сейсмических моментах землетрясений // Литосфера. 2004. №4. С.30-43.
15. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Современная геодинамика Южного Прибайкалья // Доклады АН. 2005. Т.402. №5. С.680-685.
16. Doser D. I. Faulting within the eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991. V.196. N 1/2. P.109-139.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В АСПЕКТЕ ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ АФТЕРШОКОВ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

*Ключевский А.В., к.т.н., Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, akluchev@crust.irk.ru*

Афтершоковые серии толчков играют важную роль в исследованиях сейсмичности и напряженно-деформированного состояния среды с целью прогноза дальнейшего поведения очага сильного землетрясения [1]. Они представляют значительный интерес как группы толчков, определяющие размеры и структуру очаговой зоны, и источники информации о реологии среды и перераспределении постсейсмических деформаций и напряжений в пространстве и времени. Южно-Якутское землетрясение (20.04.1989; $22-59-54.8 \pm 0.6$ с; $M_{LH}=6.6 \pm 0.1$; $K_p=16.5 \pm 0.5$; $\varphi = 57.17 \pm 0.05$ ° с.ш. и $\lambda=122.31 \pm 0.10$ ° в.д.; $H=27 \pm 5$ км) произошло на юге Якутии в северных отрогах западного фланга Станового хребта и сопровождалось продолжительной серией афтершоков, в том числе и очень сильных [2]. Комплексный подход к регистрации сейсмических событий и обработке полученных записей позволил создать уникальную для этого района базу данных, которая дает возможность детального исследования пространственно-временного развития динамического сейсмического процесса, локализованного в небольшом объеме земной коры. Переход от квазистационарного сейсмического режима к импульсному возмущению сейсмичности с последующим постепенным восстановлением стационарности – афтершоковый процесс – является предметом ряда региональных исследований [3-5]. При изучении динамических параметров очагов афтершоков в Байкальском регионе было установлено, что коэффициент b в уравнениях корреляции среднего радиуса R дислокации и энергетического класса K_p толчков $\lg R \pm S = (A \pm S_a) + (b \pm S_b) K_p$, где A и b коэффициенты, S , S_a и S_b – среднеквадратичные отклонения, закономерно изменяется в последовательных выборках афтершоков [5]. Это изменение происходит по-разному для коротких серий с небольшим числом толчков и для продолжительных последовательностей афтершоков. В первом случае после главного толчка наблюдается резкое уменьшение коэффициента b , что говорит о преимущественно упругом деформировании среды. При продолжительных афтершоковых сериях в течение первых нескольких суток происходит

увеличение коэффициента b , а затем его уменьшение, что можно объяснить изменением соотношения упругой и пластической деформаций среды. Поскольку b характеризует длины разрывов и является мерой деформации, то одной из причин такого поведения радиусов дислокаций может быть изменение реологии среды в очаговой зоне, обусловленное основным толчком и серией сильных афтершоков. Поведение коэффициента b в продолжительных афтершоковых сериях близко соответствует графику сложного реологического тела [6], у которого наблюдается упругая, эластичная и пластическая деформации. Объемное разрушение среды на начальном этапе длительного афтершокового процесса способствует быстрой релаксации напряжений за счет роста длин разрывов. Дальнейшая концентрация трещин в локальном объеме литосферы в стесненных условиях увеличивает эластичность и “псевдопластичность” среды, понижает эффективную вязкость и препятствует распространению разрывов. Это приводит к уменьшению длины разрывов, наиболее значительному в диапазоне высоких энергетических классов.

Одним из свойств модели неоднородного сейсмического очага [7] является возникновение препятствий для распространения разрыва. Препятствия на разломе останавливают фронт разрыва, в результате чего происходит уменьшение площади дислокации. Сильное землетрясение разрушает препятствия, и средние радиусы дислокаций увеличиваются. Таким образом, мониторинг динамических параметров очагов афтершоков дает возможность исследования процесса деформирования среды, определения места и времени локальной концентрации напряжений и деформаций и, очевидно, прогноза места и времени сильного афтершока. Однако погрешности определения координат эпицентров и глубины гипоцентров афтершоков, а также естественное рассеяние толчков, как правило, не позволяют локализовать такие зоны концентрации, если использовать в анализе пространственно-временное распределение отдельных толчков. Одним из вариантов решения подобных задач может быть статистическое исследование пространственно-временного распределения групп афтершоков [8].

В работе выполнено статистическое исследование афтершоков Южно-Якутского землетрясения, имеющее целью поиск связей пространственно-временной трансформации зон концентрации напряжений и деформаций с сильными повторными толчками. Анализируются материалы "Бюллетеней землетрясений Прибайкалья" и "Каталога землетрясений Прибайкалья", полученные совместными усилиями якутских и иркутских сейсмологов при регистра-

ции и обработке афтершоков. Нами исследуются толчки, происшедшие в пределах площадки с координатами $\varphi=56.90^{\circ}-57.25^{\circ}$ с.ш., $\lambda=122.00^{\circ}-122.60^{\circ}$ в.д. с начала серии и по февраль 1991 г. Чтобы проследить за изменениями динамических параметров во времени, вся последовательность афтершоков разделена на 8 групп по 200 толчков. Из каждой группы выбраны толчки с $K_p=7\div 11$ и вычислены средние сейсмические моменты M_0 и радиусы дислокации R . Рассмотрены вариации ряда средних характеристик последовательных групп толчков в пространстве и времени, определены динамические параметры очагов афтершоков и установлено, что перед самыми сильными повторными событиями 29.04.1989 г. ($K_p=13.7$, $M_{LH}=5.2$) и 17.05.1989 г. ($K_p=14.8$, $M_{LH}=6.0$) имели место пространственно-временное группирование толчков и уменьшение средних радиусов дислокаций.

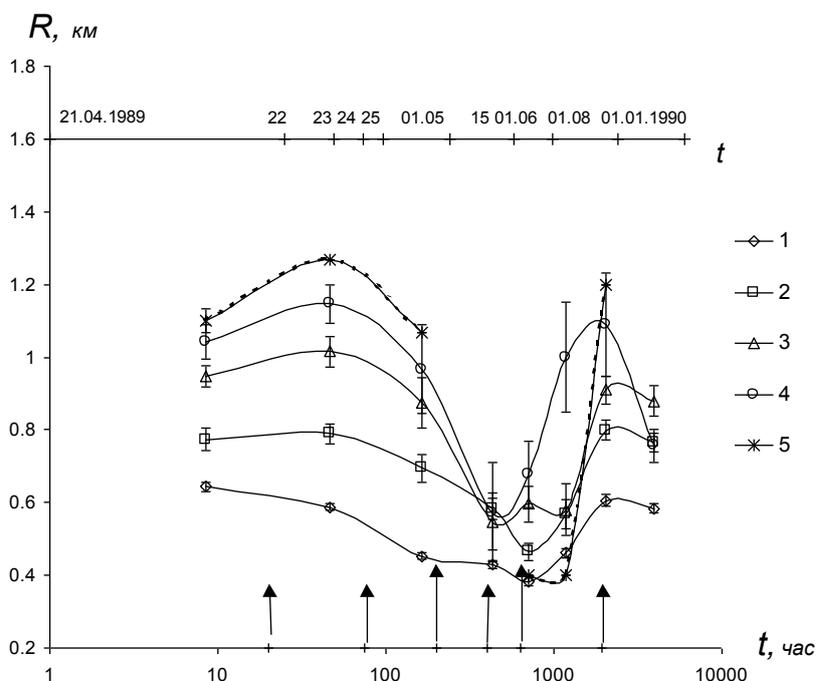


Рис. 1. Вариации во времени среднего радиуса дислокации R

1-5 – средние радиусы дислокаций толчков 7 ÷ 11 классов. Стрелки – моменты времени афтершоков с $K_p \geq 12.5$. Длинные стрелки соответствуют времени самых сильных афтершоков 29.04. и 17.05. 1989 г.

На рис.1 представлены графики вариаций во времени среднего по выборке из группы в 200 афтершоков радиуса дислокации толчков 7÷11 энергетического класса. Основной особенностью графиков следует считать сильное понижение R толчков каждого класса, причем минимумы кривых совпадают во

времени с наиболее сильными афтершоками 29.04. и 17.05. 1989 г. Относительное изменение средних радиусов дислокации толчков с $Kp=7$ достигает 1.5, а афтершоков с $Kp=10$ составляет 2 раза.

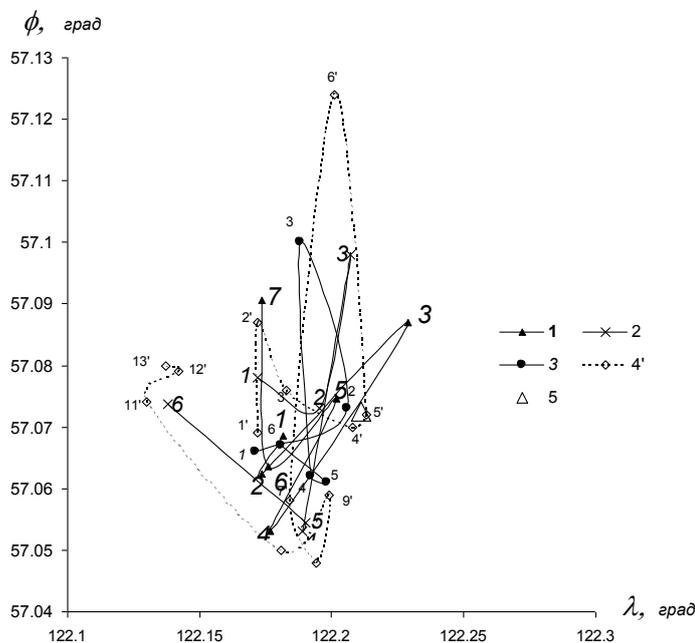


Рис. 2. Траектории движения центров координат групп афтершоков

1-3 – группы из 50, 20 и 10 афтершоков с $Kp=8$, $Kp=9$ и $Kp \geq 10$, соответственно; 4 – группы из 10 афтершоков с $Kp=9$; 5 – положение центра координат полной выборки данных.

На рис. 2 представлены траектории координатных центров групп толчков различных энергетических классов. Перемещения центров координат групп афтершоков, как правило, происходят субдолготно, а это направление совпадает с простиранием одной из возможных плоскостей разрыва Южно-Якутского землетрясения и афтершоков 29.04 и 17.05.1989 г. [2]. Первые две группы толчков расположены в центральной части рис.2, около центра распределения всей совокупности афтершоков. Третья группа толчков смещена на север, а четвертая – на юг относительно центра распределения всей совокупности афтершоков. Заканчивается процесс с некоторым смещением к северо-западу. Более детально передвижение центров групп можно проследить на примере толчков с $Kp=9$ в группах из 10 афтершоков. Возвратно-поступательное движение центров 1-3 групп толчков прекращается в 4 и 5 группах вблизи центра распределения всей совокупности афтершоков. Центр 6 группы толчков смещается на максимальное расстояние к северу, а центры 7-10 групп перемещены максимально к югу и

расположены около друг друга. Центры 11-13 групп смещены к северо-западу и расположены компактно в одном месте.

Такое пространственно-временное распределение центров групп хорошо согласуется с графиком изменения радиусов дислокаций (рис.1). Остановку перемещения центров 4 и 5 групп можно связать с появлением препятствий для распространения разрывов. В самом деле, на рис.1 видно, что в это время начинается уменьшение средних радиусов дислокаций. Сильный афтершок 29.04.1989 г разрушает препятствия, сейсмический процесс перемещается на север (рис.2, 6 группа). Однако афтершоковый процесс не остался в этом месте, а возвратился через очаговую зону к югу (рис.2, 7-10 группы). Во всех этих группах происходит дальнейшее уменьшение средних радиусов дислокаций (рис.1). Затем сейсмический процесс переместился к северо-западу (рис.2, 11-13 группы). В этих группах афтершоки имеют нормальные средние радиусы дислокаций. Локализация центров групп толчков (4-5, 7-10) в одном месте с последующим прорывом препятствий сильным афтершоком и переходом на другое место согласуется как с моделью неоднородного очага, так и с моделью, предложенной в [5]. В обоих случаях деформации концентрируются в небольших объемах литосферы, что способствует их быстрому разрушению и уменьшению размеров дислокаций. Пространственно-временное группирование толчков и уменьшение средних радиусов дислокаций перед сильными событиями 29.04 и 17.05. 1989 г. с $K_{r \approx 14}$, можно отнести к признаку предвестника очень сильного афтершока.

Литература

1. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: ИКЦ "Академкнига", 2003. - 375 с.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. - 225 с.
3. Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Наука, 1987. - 93 с.
4. Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Николаев В.В. и др. Афтершоки Южно-Якутского землетрясения 20 апреля 1989 года. Южно-Сахалинск, ИМ-ГиГ ДВО РАН, 1993. - 66с.
5. Ключевский А.В. Динамические параметры очагов афтершоков Байкальской сейсмической зоны // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. №2. С.109-116.

6. Физический энциклопедический словарь. М.: Советская энциклопедия, 1965. - 592 с.

7. Aki K. Characterization of barriers on an earthquake fault // J. Geophys. Res. 1979. V.84. P. 6140-6148.

8. Ключевский А.В. Кинематика и динамика афтершоков Бусийнгольского землетрясения 1991 г. // Вулканонология и сейсмология. 2003. №4. С.65-78.

УДК 551.242.1(51)

НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЕЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ

*Имаев В.С., д.г.-м.н., Мельников А.И., д.г.-м.н.,
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
Имаева Л.П., к.г.-м.н., Козьмин Б.М., к.г.-м.н., Институт геологии
алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
Буслов М.И., д.г.-м.н., Институт геологии СО РАН, г. Новосибирск*

Тектоническая природа сейсмичности этой части Евразийского континента, включающей в себя разнообразные геологические структуры, обусловлена активными процессами, протекающими по законам тектоники литосферных плит, хорошо объясняющими современные геологические процессы.

Характерной особенностью региона является гетерогенное коллизионно-аккреционное тектоническое строение, обусловленное объединением многочисленных блоков континентальной коры, произошедшем в результате активных процессов столкновения (торошения) древних континентальных масс и причленения (“припаивания”) отдельных блоков к краям крупных существовавших континентов. Ведущим механизмом деформаций в этот период служило формирование структур сжатия - складчатых поясов (орогенов), располагающихся по периферии Северо-Азиатского блока (Сибирского кратона) с древней - дорифейской корой континентального типа (Косыгин и др., 1964; Парфенов и др., 1983; Геодинамика..., 2002 и др.). Этот гигантский суперматерик, возникший в результате причленения к его краям подвижных орогенических поясов, принципиально отличается от других (Австралии, Африки, Южной Америки и Антарктиды), возникших при распаде и дроблении другого суперконтинента - Гондваны (Зоненшайн, Савостин, 1979, Розен, 2003).

Внутреннее строение Сибирского кратона практически недеформированной мегаструктуры, осложняется локальными структурами растяжения, представленными ранними рифейскими авлакогенами и более поздними рифтовыми образованиями фанерозойского возраста. Сближение отдельных жестких блоков в результате процессов взаимодействия крупных литосферных плит послужило основанием образования фанерозойских складчатых поясов, разделяющих собой относительно стабильные тектонические структуры. Крупнейшие из них - Центрально-Азиатский и Верхояно-Чукотский складчатые пояса. Первый - ограничивает платформу с юга и прослеживается через Алтае-Саянскую область в Забайкалье и далее на восток в Приамурье, второй - протягивается с северо-востока от шельфа моря Лаптевых, до структур Тихоокеанского подвижного пояса, состоящего из кайнозойских и современных континентальных окраин (Парфенов и др., 1983; Геодинамика..., 2002; Рундквист и др., 2001).

Строение самих поясов разнообразно и неоднородно. В их состав входят как краевые части древних платформ с развитыми пассивными окраинами палеоконтинентов, интенсивно дислоцированные в период коллизии (Верхояно-Чукотская система мезозоид), так и разные по размерам и форме микроконтиненты перемещенные на значительные расстояния (тысячи км) из своего первоначального местоположения. Кроме того, в коллаже Верхояно-Чукотского орогенного пояса встречаются фрагменты древних вулканических островных дуг, чехла и фундамента прошлых океанических и морских бассейнов, которые в совокупности образуют мощные (многокилометровые) аккреционные комплексы, которые наращивают окраины древних кратонов (Sengor and Natalin, 1996).

В последнее время его сложное строение объясняется с позиций террейнового анализа, когда история тектонического развития рассматривается как взаимоотношение разнородных блоков (террейнов), ограниченных разломами и отличающимися друг от друга происхождением, историей геологического развития и особенностями внутренней структуры (Nokelberg et.al., 1998).

Анализ пространственного распределения сейсмичности и напряженного состояния земной коры, определенный на основе параметров фокальных механизмов сильных землетрясений показывают, что наиболее высоким сейсмическим потенциалом сейчас обладают южная и восточная окраины континента. Здесь вышеперечисленные части Евразийской плиты взаимодействуют с другими плитами - гигантами (Тихоокеанской, Североамериканской) и более мелкими микроплитами (блоками), образовавшимися в результате торошения глав-

ных плит (Лаптевоморская, Охотоморская, Берингоморская) (Аветисов и др., 1996; Ландер и др., 1996; Имаев и др., 2000).

Наиболее сейсмоактивной зоной является Курило-Камчатская островная дуга, где в результате субдукции Тихоокеанской плиты под Евроазиатскую происходит выделение, значительной части всей сейсмической энергии Земли. В формировании структурно-тектонического каркаса происходящих здесь землетрясений главную роль имеют надвиги и взбросы, совпадающие по простиранию с плоскостью субдукции и разрывные структуры, имеющие противоположную vergence (известные как зоны Тараканова).

Другим высоко сейсмически активным регионом является Центрально-Азиатский, в пределах которого под влиянием столкновения Индийского субконтинента с окраинными структурами Евроазиатской плиты произошла коллизия и формирование отдельных микроплит и блоков различного размера, как правило, возникших на месте отдельных блоков с древней континентальной корой или микроконтинентов. Их ограничениями служат зоны позднепалеозойских разломов, по которым в позднеплейстоценовое – голоценовое время происходят сдвиговые и взбросо-сдвиговые подвижки (Molnar, Tapponier, 1995; Avouac, Tapponier, 1993; Буслов, 2003).

Именно их границы маркируются проявлениями современной сейсмичности. Рассеянность землетрясений по площади указывает на то, что сейсмо-тектонический процесс протекает здесь в условиях формирования малых плит и микроплит. Мозаика хорошо подчеркивается структурным рисунком рельефа горного пояса, который представляет собой сочетание отдельных высоких хребтов и разделяющих их впадин или плато.

Центрально-Азиатский горный пояс ограничен складчатым фронтом Гималаев и Белуджистана. В современном структурном плане это альпийские горные цепи, складчатые деформации в которых продолжаются в настоящее время. Северная граница распространения геологических комплексов принадлежащих Индийской платформе, которая в результате коллизии внедряется в виде клина - индентора глубоко внутрь Евразии, проходит по так называемому шву Инда, маркирующему палеогеновую зону субдукции.

Во фронтальной части выступа – индентора располагается горный узел Памира, который по системе выпуклых разломов надвигается на север, отделяясь на востоке Каракорумским правым сдвигом, а на западе Гиндукушским левым сдвиговым разломом.

От Памира в обе стороны прослеживаются широтные дуги Гиндукуша, Гиссаро-Алая, Алтын-Тага, Кунь-Луны и Тянь-Шаня, главными сейсмогенными структурами которых являются Таласо-Ферганский правый сдвиг, Алтынтагский левый сдвиг и система широтных Тянь-Шанских надвигов и взбросов субширотного простирания, по которым палеозойские породы горных хребтов надвинуты на Таримскую впадину. Южное ограничение впадины и ее живая тектоника связана с крупнейшими в Центральной Азии Алтынтагским левосторонним сдвигом. Севернее Таримской впадины располагается еще один горный узел, состоящий структурообразующих хребтов Центральной Азии - Тянь-Шань, Алтай и Саяны. Между Тянь-Шанем и Алтаем располагается Джунгарская впадина, отделенная Джунгарским правым сдвигом северо-западного простирания.

Весьма показательна в структурном плане территория Монголии и Китая, где выделяются сравнительно небольшие микроплиты, главными из которых являются Монгольская и Китайская. Их размеры не превышают несколько сотен километров в поперечнике. Большая часть Центральной Монголии занята Хангайским нагорьем, по северному краю которого протягивается крупный Болнайский левосторонний сейсмогенный сдвиг.

Анализ данных по геодинамике этого крупного региона позволил установить три крупных кайнозойских импульса деформаций, связанных с последовательно протекающими здесь процессами горизонтального смещения плит. Первый этап, начавшийся 55-35 млн. лет после столкновения Индии с Евразией, и выразился в формировании послеколлизионных гор в Гималаях, Южном Тибете и вероятно, в Южном Тянь-Шане, в то время как на Алтае и Монголии сформировались низкогорные поднятия. Начиная с 30-35 млн. лет, после столкновения Индии с Памирским упором Евразии, начался второй этап горообразования. В это время высокие горы возникли в Тибете, Южном Тянь-Шане, Джунгарии, Прибайкалье и Алтае. Расширение зоны сжатия и горообразования от Индии до Тянь-Шаня шло в северном направлении, а затем от Тянь-Шаня до Байкала распространялось в северо-восточном направлении на многие тысячи километров, причем передача деформации на столь огромные расстояния происходила по принципу «домино» через жесткие структуры микроконтинентов над полями распространения возникших плюмов. Третий импульс значимых деформаций проявился наиболее сильно в субширотной полосе шириной 500 - 600 км., которая протягивается от Памира до Сибирского кратона и затрагивает время от 3 млн. лет до современного. Эта область представляет собой наиболее

тектонически напряженную часть земной коры Центральной Азии. Отсутствие мантийных плюмов под Алтаем в отличие от Тянь-Шаня, привело к преимущественно сдвиговым смещениям, блоковым торозениям и ротацией отдельных структур (Buslov et.al., 2003). Важным, едва ли не главенствующим фактором в распространении новейших деформаций и проявлении землетрясений, считается наличие здесь «жестких» структур микроконтинентов в «мягком» матриксе складчатых зон и мантийных плюмов, на «подушке» которых и происходят перемещения и вращения микроплит.

Отдельные горные хребты и нагорья Центральной Азии далее на север сменяются линейной системой грабенов северо-восточного простирания и обрамляющих их сводовых поднятий Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), которая в свою очередь по долготе среднего течения р. Олекма (118° - 120° в.д.) сменяется субширотными структурами Станового хребта. Следует отметить, что только для БРЗ характерна концентрированная сейсмичность, тяготеющая к байкальским впадинам, в то время как для всего Центрально-Азиатского пояса свойственна большая диффузия землетрясений. Рассеянная сейсмичность свидетельствует о том, что граница плит в южной части Евразийского континента не является единой линией, а образована мозаикой отдельных микроплит и блоков, располагающихся между двумя главными литосферными плитами – Евразийской и Индийской. Здесь выделяются Монгольская, Китайская, Джунгарская, Ордосская, Таримская, Алашанская, Тибетская, Памирская и Афганская микроплиты (Зоненшайн, Савостин, 1979).

Структурный рисунок микроплит наряду с кинематикой активных разломов и данными спутниковой геодезии (GPS-методы) показывают на сближение Индийской и Евразийской плит в новейшее время. Глубоко вдающийся на север выступ Памира обеспечивает продвижение отдельных блоков навстречу Евразии и указывает на расталкивание микроплит в противоположные стороны от Памира – Тибетской микроплиты и Таримской на восток по крупным левым сдвигам, а Афганской микроплиты и Таджикского блока на запад по системе правых субширотных сдвигов.

Одной из немаловажных особенностей современной геодинамики и распространения деформаций в Центральной Азии являются наличие «жестких» структур микроконтинентов в «мягком» матриксе складчатых зон и мантийных плюмов, на «подушке» которых происходит перемещение и вращение этих микроплит. Передача деформаций на значительные расстояния происходила по

принципу «домино» через жесткие структуры микроконтинентов над полями распространения плюмов (Dobretsov et.al., 1995; Buslov et.al., 2003).

При смещении по системам крупных сдвигов и взбросо-сдвигов, служащих границами микроплит, часто происходит поворот отдельных структур (например Монгольской микроплиты) против часовой стрелки. Это обосновывается развитием вдоль северной границы микроплиты системы Болнайского левого сдвига, на западе сдвигами Монгольского Алтая с преобладающей правосторонней кинематикой по субдолготным плоскостям. На юге микроплиты ограничивается Долиноозерской или Ихэ-Богдинской зоной правых субширотных сдвигов, а с восточной стороны – Могодскими правыми сдвигами.

Выделяемая к востоку от Монгольской микроплиты Амурская плита имеет значительно большие размеры и ограничена с запада системой впадин Байкальской рифтовой зоны, которая далее по простиранию переходит в систему субширотных сдвигов Станового краевого шва. В пределах восточной части Амурской плиты сейсмичность обрамляет отдельный Становой асейсмичный блок, который проворачивается против часовой стрелки. Он ограничивается с востока – структурой Удской губы Охотского моря, с юга – крупной позднекайнозойской Зейской впадиной, а с запада – системой субдолготных горных хребтов Чельбаус и Чернышева, морфологически подчеркивающих горизонтальное сжатие, сменяющее в среднем течении р. Олекма горизонтальное растяжение, характерное для БРЗ (Имаев и др., 2000).

Особенностью проявления сейсмичности, вдоль южной границы Сибирского кратона с Джугджуро-Становой складчатой системой является приуроченность большинства сейсмических событий к простиранию Станового краевого шва, геологическая история которого уверенно реконструируется, начиная с раннего протерозоя. Плоскость сместителя четко фиксируется здесь по развитию бластомилонитов и отдельных зон бластеза, которые подчеркивают специфичность процессов разрывообразования (хрупко-пластического) в данный период. Последующая активность Станового разлома проявлялась в формировании вдоль него зон диафтореза, контроле над внедрением нижнемеловых гранитоидов и рисунком речной сети водотоков, позднекайнозойского вулканизма и наличии палеосейсмодислокаций.

Такую сложную, многоэтапную историю геологического развития древних структур продолжающуюся и в настоящее время, довольно трудно объяснить чисто с позиций тектоники литосферных плит. Однако необходимо обратить внимание на этот факт, учитывая реальность формирования в областях

границ плит так называемых структур длительной “дислокационной памяти”, одним из главных свойств которых, является контроль над тектоническими процессами, протекающими в зонах этих разломов.

Другой, активной зоной является Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), пересекающий океанические структуры Северо-Ледовитого океана и прослеживающийся далее на континенте в юго-восточном направлении через тектонические структуры Верхояно-Колымской складчатой области мезозоид вплоть до побережья Охотского моря и далее на полуостров Камчатка (Имаев и др., 2000; Fujita et.al., 1990; Аветисов, 1996).

ААСП протягивается на расстоянии более чем 8000 км и разграничивает Североамериканскую, Евроазиатскую и Охотоморскую плиты. По преобладающему типу напряженного состояния земной коры и развитию определенных морфоструктур в пределах ААСП может быть выделено несколько сеймотектонических зон - Лаптевоморская, Хараулахская и зона хребтов Черского. Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена “цепочкой” эпицентров землетрясений, пространственно приуроченной к структурам срединно-арктического хребта Гаккеля, вытянутого на расстоянии 1700 км (при ширине 80 - 150 км) в направлении от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых. Вдоль оси хребта проходит система рифтовых впадин, при формировании которых, в процессе спрединга, преобладают напряжения растяжения и развита мелкофокусная сейсмичность. К западу от Новосибирских островов ось рифтовой зоны хребта Гаккеля приближается к краю континента и далее на шельфе прослеживается в виде разрозненных впадин, к которым тяготеют редкие землетрясения со сбросовыми подвижками по плоскостям разломов и пересекающие их трансформные сдвиги. С континентальными сейсмоактивными структурами системы хребта Черского Лаптевоморская зона связана “живыми” структурами Хараулахской зоны, для которой характерен переходный тип напряженного состояния горных пород, развитие активных структур в виде продолжения впадин рифтового типа на континенте и одновременное развитие сдвигов и сбросо-сдвигов, устанавливаемых по изучению многочисленных палео- и современных сейсмодислокаций. Дальнейшее продолжение сейсмичности в пределах горной системы хребтов Черского подтверждается повсеместным развитием активных разломов. Решения фокальных механизмов, рассчитанные в эпицентрах сильных землетрясений ($M > 5,5$) вместе с данными по детальному структурно-геологическому изучению активных разломов этой зоны показывают на преобладание здесь левосторонних сдвигов со сжатием вдоль

северо-западного простирания зоны и правосторонних смещений по системе поперечных разломов. Следует отметить, что рассматриваемая сейсмическая зона совпадает с зоной мезозойской коллизии маркируемой крупными гравитационными аномалиями и наличием глубинных неоднородностей, что в конечном итоге предопределило заложение внутриконтинентальной границы Североамериканской и Евразийской плит.

Наличие четко выраженной системы впадин образующих Момскую рифтовую область которая прослеживается в пределах горной системы хребтов Черского от побережья моря Лаптевых до Охотского моря, связано с процессами растяжения земной коры, которые устанавливаются здесь начиная со среднего миоценового до верхнего плейстоценового (12 млн. лет – 1 млн. лет) времени. Последующее затем сближение Евразийской и Североамериканской плит в субширотном направлении навстречу друг другу связано с изменением местоположения полюса вращения, который в современное время по независимым расчетам разных специалистов устанавливается вблизи побережья моря Лаптевых (Имаев и др., 2000).

Завершая краткий обзор характера проявления сейсмичности и ее связи с современной геологической структурой, остановимся на главных закономерностях проявления современной геодинамической активности. Проведенное исследование показывает, что большая часть рассматриваемой территории принадлежит к обширной малоподвижной Евразийской литосферной плите, активные сейсмогеологические процессы которой протекают лишь вдоль ее границ. С юга высокая сейсмическая активность обусловлена процессами Индо-Евразийской коллизии, сформировавших в зоне своего воздействия систему микроплит, ограниченных сдвигами и взбросами, в пределах которых происходит разрядка тектонических напряжений. С востока, несомненно, влияние субдукции Тихоокеанской плиты и транспрессионное сближение Североамериканской и Евразийской плит в субширотном направлении. Данные спутниковой геодезии (GPS- наблюдения), выполненные в последние годы для этой территории показали, что пункты наблюдений расположенные западнее предполагаемой границы Евразийской и Североамериканской плит движутся с небольшими (чуть более нескольких миллиметров в год) скоростями в направлении к востоку, в то время как пункты измерений находящиеся к востоку от этой границы имеют западный и юго-западный вектор движения и скорость в 5-10 миллиметров в год (Kogan et.al., 1999; Стеблов, 2003).

Хорошая сходимость результатов сейсмотектонического анализа территории и данных высокоточных геодезических измерений подтверждает современное сближение Евразийской и Североамериканской плит в субширотном направлении и хорошо объясняет механизм “выдавливания” Охотоморской плиты к юго-востоку. Следует отметить, что в пределах единой межплитной границы, прослеживаемой от о. Гренландия до п-ва Аляски и отделяющей Североамериканскую плиту от Евразийской, Охотоморской и Тихоокеанской плит наблюдается частая смена геодинамических режимов: растяжение земной коры, где литосферные плиты расходятся (хр. Гаккеля); промежуточная зона (смешанное поле тектонических напряжений на шельфе моря Лаптевых и его побережье, где расположен полюс вращения Североамериканской и Евразийской плит); скольжение с левым сдвигом, вызванное северо-восточным сжатием в результате косоугольного сближения плит (хр. Черского); скольжение с правым сдвигом, возникшим под влиянием юго-восточного сжатия и большей скорости движения Тихоокеанской плиты (участок от Командорских до Алеутских островов). И, наконец, сжатие земной коры, где плиты сближаются под воздействием фронтальных сжимающих напряжений. При этом к рассмотренной границе примыкает система микроплит и блоков (Лаптевоморская микроплита, Берингоморский блок и др.), которые образовались между взаимодействующими плитами-гигантами и отчетливо трассируются проявлениями местной сейсмичности.

Обращает на себя следующие обстоятельства внутреннего устройства и сейсмической жизни внутриконтинентальных орогенов Азиатской части континента – осевые части их обладают большим потенциалом и реализуются в виде продольных или косых сдвигов, в то время как внешние границы сопровождаются надвигами и взбросами меньших магнитуд и землетрясений.

Другим немаловажным фактором является проявление максимальной сейсмичности в пределах краевых частей микроконтинентов, к которым тяготеют активные сейсмогенерирующие разломы рассмотренных структур.

Данное исследование выполнялось при помощи финансовой поддержке средств полученных по грантам Министерства промышленности, науки и технологии РФ (№ 43.700.12.0080 и № 43.700.12.0085), гранта № Ф0028 ФЦП «Интеграция», а также при помощи гранта «Университеты России. Фундаментальные исследования» (УР.09.01.017).

Литература

1. Буслов М.М. Особенности кайнозойских структур северного Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы научного совещания. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 36 -39.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. - 311 с.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. - 227 с.
4. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1964. - 74 с.
5. Ландер А.В., Бугчин Б.Г., Кирюшин А.В., Дроздин Д.В. Тектоническое развитие и параметры источника Хаилинского землетрясения в Коряки 8 марта 1991г.: Существует ли Беринговоморская плита? // Вычислительная сейсмология и геодинамика. 1996. Том 3. С. 80 – 96.
6. Мазукабзов А.М. Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона. Автореф. докторск. диссерт. Иркутск, 2003. - 33 с.
7. Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Буш В.А., Кособоков В.Г. Территория России в современной структуре Евразии: геодинамика и сейсмичность // Проблемы динамики литосферы. Вычислительная сейсмология. Выпуск 32. М.:ГЕОС, 2001. С. 266-277.
8. Парфенов Л.М., Натальин Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника, 1993. № 7. С. 3 – 13.
9. Розен О.М. Сибирский кратон – фрагмент палеопротерозойского суперконтинента // В кн. Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Иркутск, 2001. С.227-230.
10. Стеблов Г.М. Взаимодействие тектонических плит в Северо-восточной Азии // Докл. РАН. 2004. Том 394. № 5. С. 689 – 692.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: Наука, Интерпериодика, 2001. - 571 с.
12. Buslov M.M., Klerkx J., Abdrahmatov K., Delvaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschutter B., Muraliev A. Recent strike-slip deformation of the northern Tien-Shan // Stori F., Hodsworth R.E. and Salvini F (eds) Interplate strike-

slip deformation belts. Geological Society. London: Special publicarion, 2003. N 210. pp. 53-64.

13. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountainbelt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Intern.Geology Review, 1996. N 38. pp. 430-466.

14. Fujita K., Cook D., Hasegawa H., Forsyth D., Wetmiller R. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and North American plate boundary in Asia // Geology of North America.Vol.L.: The Arctic ocean region /edited by A.Grantz, Sweeney J.F. // Geological Society of America. Boulder, 1990. pp. 77-130.

15. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia // Science. 1975. V.189. P.418-426.

16. Plate-tectonic map of Circum-Pacific region. Circum-pacific map series. U.S. Geological survey, 1984.

17. Tapponier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien-Shan, Mongolia and Baykal // Journ.Geophys.Res. 1979. Vol. 84. N B7. pp 4325-3459.

18. Sengor A.M. and Natalin B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis // The tectonic evolution of Asia. / edited by An Yin and T.M.Harrison. // Cambridge univ. press., 1996. pp.486- 643.

19. Kogan M.G., King R.W., Steblou G.M., Lezner-Lam A., Levin V.E. Collision of Eurasian and North American Plates in Eastern Siberia: Evidence from continuous and relative GPS. Fall meeting American Geophysical Union, 1998. p. 218.

20. Nokelberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et.al. Phanerozoic tectonic evolution of Circum-North Pacific. N Y, 1998 (US Geol.Surv.Open-file report 98 – 136).

21. Nokelberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et. al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific . Professional paper 1626. U.S. department of interior. USGS, 2000.

СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ РАЗЛОМОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА

*Статива А.С., Проблемная лаборатория по прогнозу землетрясений ЯГУ
Колодезников И.И., д.г.-м.н., академик АН РС (Я),
Никитин В.М., д.г.-м.н., Трофименко С.В., к.г.-м.н.,
ТИ (ф) ЯГУ, г. Нерюнгри, urovsky@yandex.ru*

Системы разломов земной коры привлекают интерес исследователей, т. к. они участвуют в формировании поверхностного тектонического плана большинства геологических регионов. Наибольший интерес представляют разломы, нарушающие, по крайней мере, всю земную кору. Прямым геологическим методам доступны для изучения только самые верхние части таких разломов. Пространственное расположение и глубина проникновения данных разломов определяются геофизическими методами.

Системный статистический анализ систем докембрийских разломов по геофизическим полям на территории Алданского щита не проводился. Так, например, в пределах Украинского и Балтийского щитов выявлено по 6 четко и повсеместно проявляющихся взаимноортогональных систем докембрийских разломов [1].

В процессе изучения систем докембрийских разломов Алданского щита с использованием геолого-геофизических данных использовалась методика и технология, разработанные при изучении разломно-блоковой тектоники Украинского и Балтийского щитов [1]. В качестве рабочей гипотезы этой методики принята ротационная гипотеза структурообразования в земной коре, на которой основывается методика и технология изучения разломов земной коры Алданского щита [2].

Для построения схем систем докембрийских разломов Алданского щита и прилегающих территорий масштаба 1:500 000 использованы карты магнитного поля масштаба 1:500 000, карты гравитационного поля масштаба 1:500 000, составленные в ПГО "Якутскгеология", ПГО "Дальгеология", топографические карты масштаба 1:500 000.

На рис.1 приведены гистограммы азимутов простираний линейных элементов гравитационного, магнитного полей, гидросети в виде суммарного проявления перечисленных данных. Для возможности сопоставления гистограмма

пронормирована по максимальному значению частоты и дважды сглажены со скользящим окном, равным 5° .

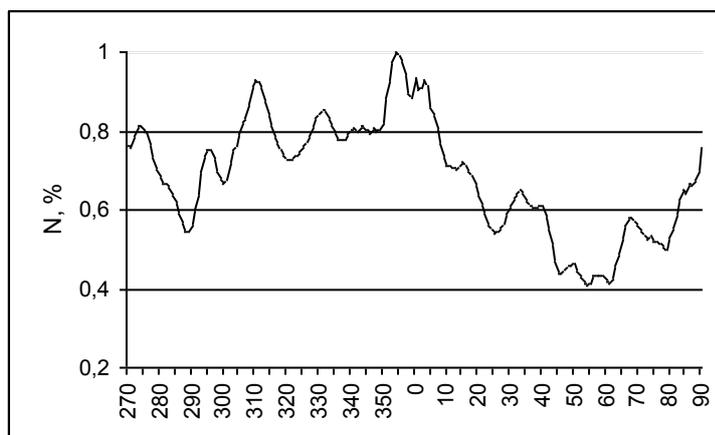


Рис. 1. Распределение частот азимутов простираний суммарных индикаторов линейных элементов гравитационного и магнитного полей и гидросети.

Суммарная длина линейных элементов гравитационного поля составила 59290 км, магнитного поля - 66240 км, ли-

нейных участков гидросети, использованных для построения гистограмм - 60710 км. Исходные данные по физическим полям на первом этапе просчитаны в редукциях по магнитному полю в четырех уровнях и сопоставлены с изостатическими аномалиями в редукции Граф – Хантера [2] и проанализированы совместно с Днепропетровским институтом (В.Н. Гонтаренко, К.Ф. Тяпкин [3]).

Рассмотрение графика на рис. 1 приводит к следующему:

- гистограммы хорошо дифференцированы и имеют ряд четких максимумов;
- соответствующие преимущественные направления линейных элементов физических полей и гидросети, на уровне 5% значимости выделяются уверенно;
- преимущественные направления разломов, являются статистически значимыми.

Обсуждение результатов и выводы. По таблице 1 выделяются следующие системы с учетом погрешности в 3° . (3 и 273°), (26^* и 296°), (35 и 305^{*0}), (40 и 310°), (64 и 334°), (77^* и 347°), (84 и 354°). Цифры со звездочкой означают, что направление либо выделено по одному признаку либо слабо отражается на гистограмме. Подтверждение преимущественных азимутов простирания методами статистики стали логическим завершением работ по изучению систем разломов Алданского щита. Анализ гистограмм азимутов простираний линейных элементов позволяет выделить хорошо выраженные системы взаимно ортогональных разломов с азимутами простираний 3 и 273 , 35 и 305° , 64 и 334 , 84 и 354° . Имеется две системы с близкими к ортогональным направлениям ($40-47$ и $310-312^\circ$) и ($16-23$ и $295-297$). Кроме того, прослеживаются направления

линейных элементов азимутами 50-56, 68-70 и 283-285°, не имеющими ортогональных направлений.

Таблица 1.

Азимуты преимущественных простираний линейных элементов

Гравитационное поле (град). (№ ортогон. системы)	Магнитное поле (град)	Гидросеть (град)	Заверенная по магнитному полю по [70] (град)
3 (1)	0	0 - 4	0
16 (2)	23	18	23
34 (3)	33	35	35
40 (4)	42-43	47	44
50	51-52	56	51
61 (5)	60	63-64	61
68	68	70	69
77 (6)	-	-	-
84 (7)	-	84	-
274 (1)	270	275 - 285	-
283	285	285	-
296 (2)	297	-	295
305 (3)	-	-	-
311 (4)	310-312	310	311
331 (5)	335	332-333	335
347 (6)	-	346	-
354-355 (7)	354	356	

На рис.2 показана плотность геофизических индикаторов разломов. Можно наблюдать следующее:

1. По дефрагментированности систем можно предположить, что самой древней по времени заложения является система (77 и 347⁰), либо она не разу не активизировалась в последующие периоды. Системы (23 и 293⁰) и (35 и 305⁰) дефрагментированы на половину и проявляются в северо-восточной части Алданского щита. По всей площади проявляются системы (3 и 273⁰), (46 и 316⁰), (64 и 334⁰), (84 и 354⁰). Причем системы (46 и 316⁰) и (64 и 334⁰) обладают наибольшей плотностью индикаторов разломов, что свидетельствует о том, именно эти системы подвергались активизации в прошлом и являются активными в настоящее время. Таким образом, по степени дефрагментированности

системы можно расположить в следующем порядке: (77 и 347⁰), (23 и 293⁰) и (35 и 305⁰), (3 и 273⁰) и (84 и 354⁰), (64 и 334⁰) и (46 и 316⁰), что в принципе не означает временную последовательность заложения систем в данном порядке. На активность системы (46 и 316⁰) в настоящее время указывает пространственное распределение очагов землетрясений Олекмо - Становой зоны.

2. Карты систем докембрийских разломов и геологических формаций Алданского щита составлены разными авторами. Методики их составления основаны на равных геотектонических концепциях, и выявление закономерных взаимосвязей между ними представляет несомненный интерес. Ряд закономерностей носят общий характер и могут быть использованы для восстановления последовательности тектонического развития региона, тектонического районирования, металлогенической специализации разломов и др. Основные из таких закономерностей следующие:

- сложные границы областей распространения геологических формаций определяются влиянием на их формирование систем разломов с разными азимутами простирания;

- если удастся установить время формирования геологической формации, то по ее связи с той или иной системой разломов можно судить о времени активизации, а иногда и заложения системы. Верно и обратное утверждение.

Анализ взаимосвязи систем разломов с геологическими формациями не позволил установить последовательность заложения систем разломов. Эта перспективная задача может быть в принципе решена с привлечением результатов более детальных исследований, а также определений изотопного возраста пород. Дальнейшие исследования могут развиваться в двух основных направлениях: изучение систем разломов на отдельных участках в более крупных масштабах и изучение закономерностей взаимосвязи систем разломов и рудных месторождений.

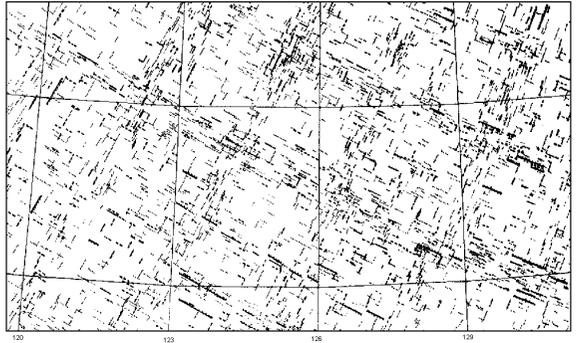
Литература

1. Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н. Системы разломов Украинского щита. Киев: Наук, думка, 1990. - 184 с.

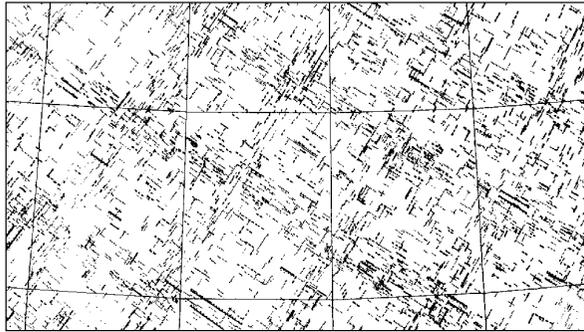
2. Статива А.С., Трофименко С.В. Кондряков В.А. и др. Электропроводность земной коры, литосферы и астеносферы. Якутск: ЯГУ, 1990. – 141с.

3. Гонтаренко В.Н., Статива А.С. Системы докембрийских разломов Алданского щита // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: Изд. ЯГУ, 1992. С.67-71.

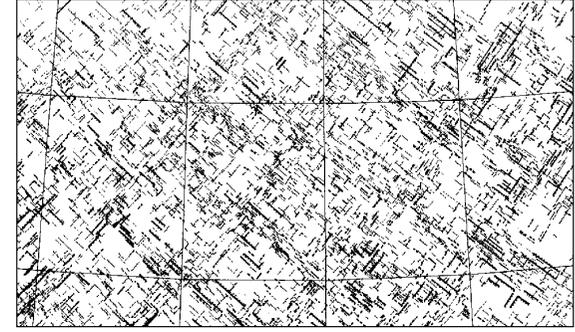
А



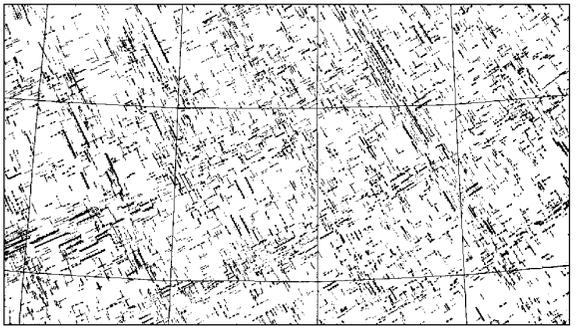
Б



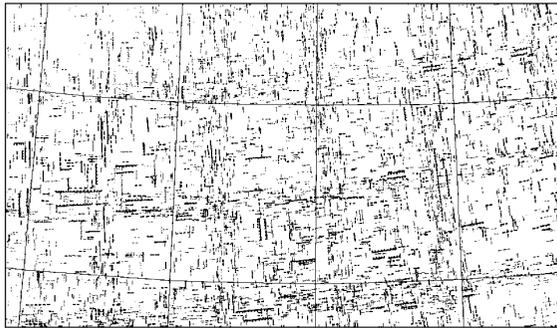
В



Г



Д



Е



Ж

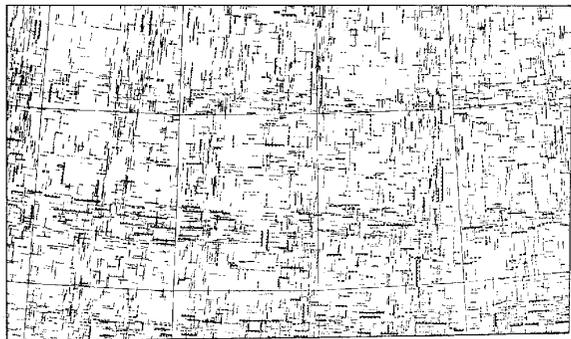


Рис. 2. Плотность индикаторов разломов гравитационного, магнитного полей и гидросети для системы с азимутами простираний: А - 26° и 296° ; Б - 35° и 305° , В - 40° и 310° , Г - 64° и 334° , Д- 77° и 347° , Е - 84° и 354° , Ж - 3° и 273°

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОЛЕКМО - СТАНОВОЙ ЗОНЫ (ОСЗ)

*Трофименко С.В., к.г.-м.н., Гриб Н.Н., д.т.н.,
ТИ (ф) ЯГУ, г. Нерюнгри, urovsky@yandex.ru*

Общие закономерности сейсмического процесса ОСЗ. Для моделирования сейсмического процесса использовалась база сейсмологической информации о землетрясениях в Южной Якутии из каталога ГС РФ и каталога USGS. Информация о землетрясениях содержала следующие данные: год, месяц, число, время, координаты и $K = \lg E$. Рассматривалась суммарная статистика за 15 лет (с 1970 по 1985), которая содержала сведения об общем количестве событий и их энергии на всей площади; распределение событий и энергии по месяцам и площадкам, по часам и площадкам, о распределении общего количества событий и энергии всей исследуемой площади по годам и их абсолютные и относительные отклонения от средних величин за 15 лет, распределение количества землетрясений и энергии в течение суток за 15 лет. Все это изображено в изолиниях (рис. 1, 2). Проведенные построения показали следующее:

1. Корреляционная связь между суммарной, ежегодно выделяемой энергией и количеством землетрясений отсутствует (рис.1); Среднегодовая величина высвобождаемой энергии за период с 1970 по 1985 гг. по всей площади оставалась примерно постоянной на уровне 10^{12} Дж. Минимальная энергия отмечается в 1970 г ($\lg E = 12$). Максимальная – в 1971 г ($\lg E = 15$).

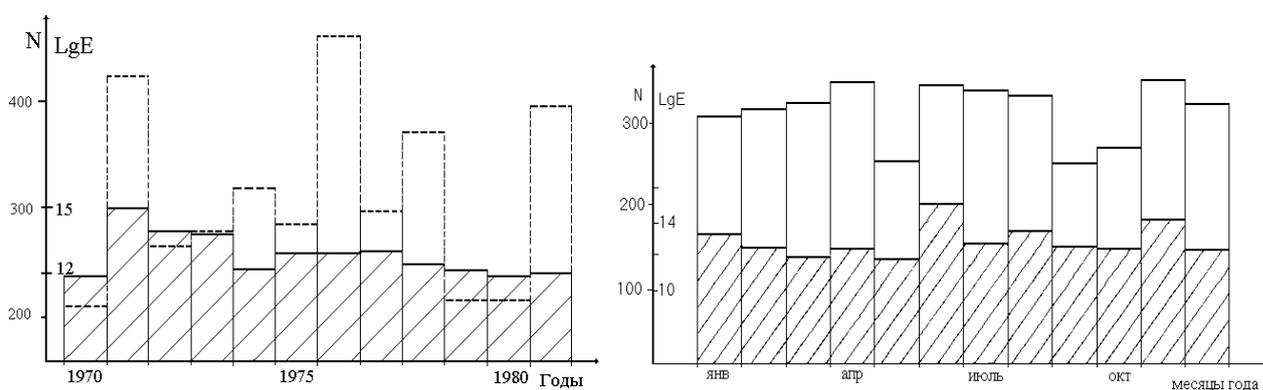


Рис. 1. Среднегодовые и среднемесячные значения высвобожденной энергии и количество произошедших землетрясений за этот же период. Здесь и на рис. 2

– суммарная энергия землетрясений, - количество событий.

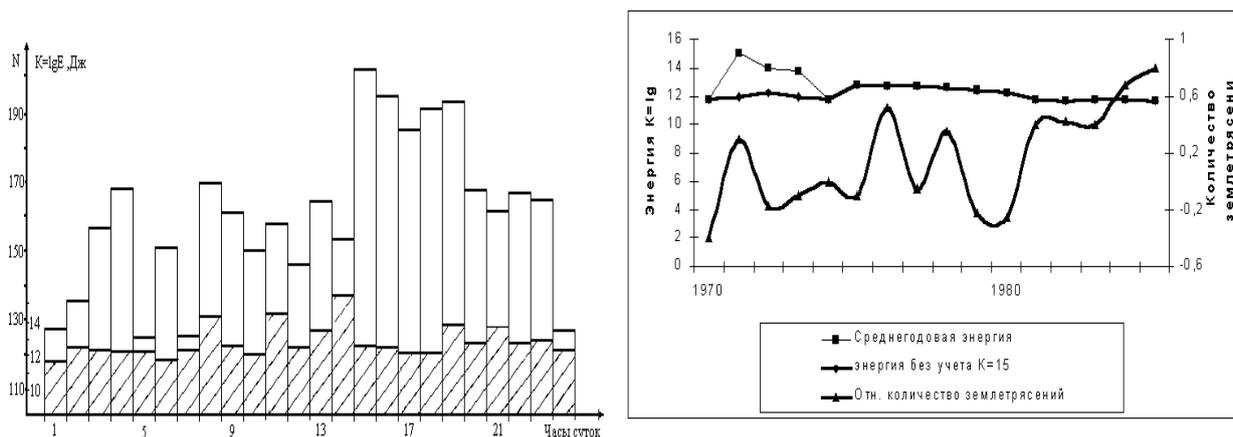


Рис. 2. Распределение высвобожденной энергии и количество землетрясений по часам в течение суток и сглаженные кривые среднегодовых значений высвобожденной энергии и количества произошедших землетрясений за период с 1970 по 1985 гг.

Затем происходит медленный спад с $\lg E=14$ (в 1972 г) до $\lg E=12,5$ (в 1981 г), что видно из графика (рис.2). Но если принимать во внимание только слабые землетрясения (без учета землетрясения с $E = 10^{15}$ Дж 1971г.), то суммарная энергия не меняется.

2. Изменение количества событий по площади квазипериодично. За 15 лет произошло 6 полных колебаний с разной амплитудой. Средний период изменения около 2.5 года.

3. Анализ распределения энергии и количества землетрясений по месяцам и часам в пределах суток приводит к следующему: максимум высвобождаемой энергии за исследуемый период времени приходится на июнь и ноябрь; по времени в сутках отмечается три пика в 8, 11, 14 часов (по Гринвичу).

4. На основании данных построений было сделано предположение, что распределение энергии может рассматриваться в качестве долгосрочного прогноза катастрофических землетрясений после соответствующей обработки за более длительное время.

5. Полученные результаты по статистической обработке сейсмологических данных свидетельствуют о стационарности сейсмического процесса центральной части Олекмо – Становой сейсмической зоны (ОСЗ).

Изучение сейсмического режима традиционно начинается с расчетов графика повторяемости и оценки параметров закона повторяемости землетрясений. Первые расчеты Ларионова А.Г. за 1975 г. показали, что угол наклона γ графика повторяемости находится в пределах 0,42 – 0,57 для различных структурных элементов ОСЗ.

Дополнительно был просчитан график повторяемости по 10-ти летним циклам со смещением на один год. В каждой серии расчетов использовано от 2500 до 1500 событий для статистической оценки параметров закона повторяемости, что отражено на рис 3.

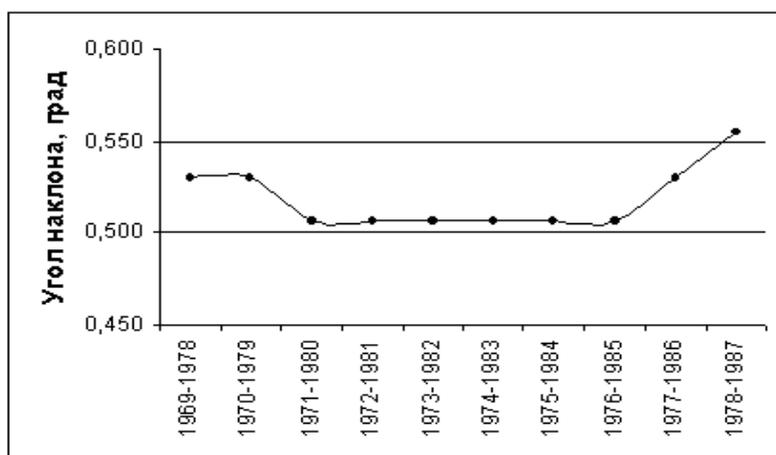


Рис. 3. Изменение графика повторяемости во времени

Распределение энергии землетрясений и их количества во времени.

Если принять независимость распределения очагов землетрясений, то логично было бы предположить, что за длительный период наблюдений средняя величина энергии и количества землетрясений в течение суток должны стремиться к равномерному распределению, как равновероятные события. В 1982 г. впервые построенный график распределения количества событий показал (см. рис. 1), что вся ОССЗ имеет общий возмущающий фактор, который формирует неравномерность событий.

Повторно данный анализ был проведен за 1982 –1994 гг. и отдельно за 1989г., т. е. для афтершоков Южно Якутского землетрясения. Оказалось, что закономерности распределения количества событий во времени в течение суток сохранились как для всей ОССЗ так и для отдельной сейсмической площадки. Формы кривых, представленных на рисунках 4 – 5 не изменились за 30 лет. Максимум событий приходится на 13 – 15 часов УТ и предварительно сдвинулся после Южно – Якутского землетрясения на один час вправо, крупнейшие сейсмические события с $K=15,16,17$ произошли в минимумах суточной сейсмической активности.

Аномальное распределение сейсмических событий во времени позволяет построить модель сейсмического процесса. Сейсмическое событие происходит в векторном поле тектонических сил, которые проецируются на плоскости активизированных разломов. Крупные землетрясения формируют (либо активи-

зируют) в земной коре систему взаимно подчиненных разрывов, которые назовем легкими осями. Тогда, если вектор силы (суммы сил) совпадет с одной из легких осей, то вероятность события повышается.

Графики на рис.4-5, построенные по материалам каталога USGS, являются дополнением графиков на рис. 1-2.

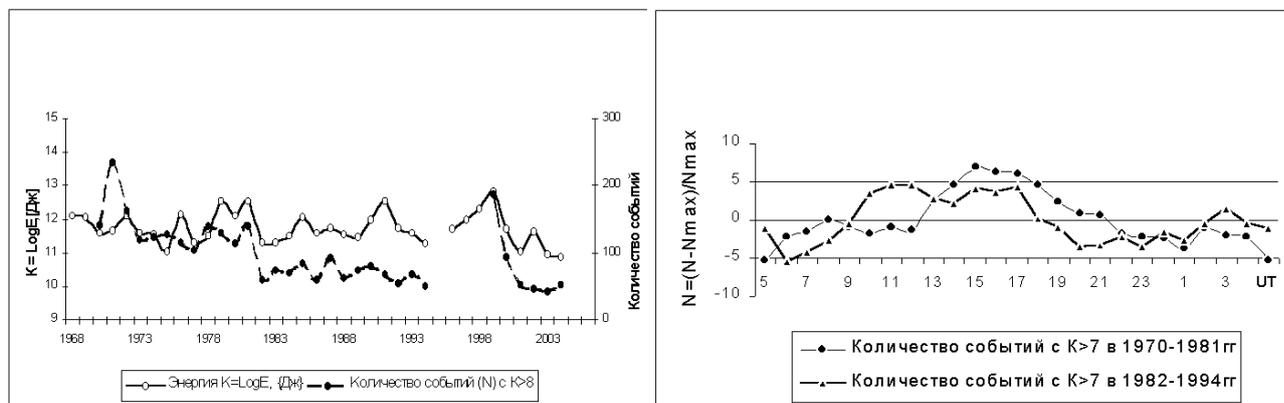


Рис. 4. Изменение среднегодовой энергии землетрясений и количества событий с энергией $K=LgE$, {Дж} > 8 с 1968 по 2004 гг. и распределение количества событий в течение суток по Олекмо Становой сейсмической зоне без учета афтершоков землетрясения 1989г.

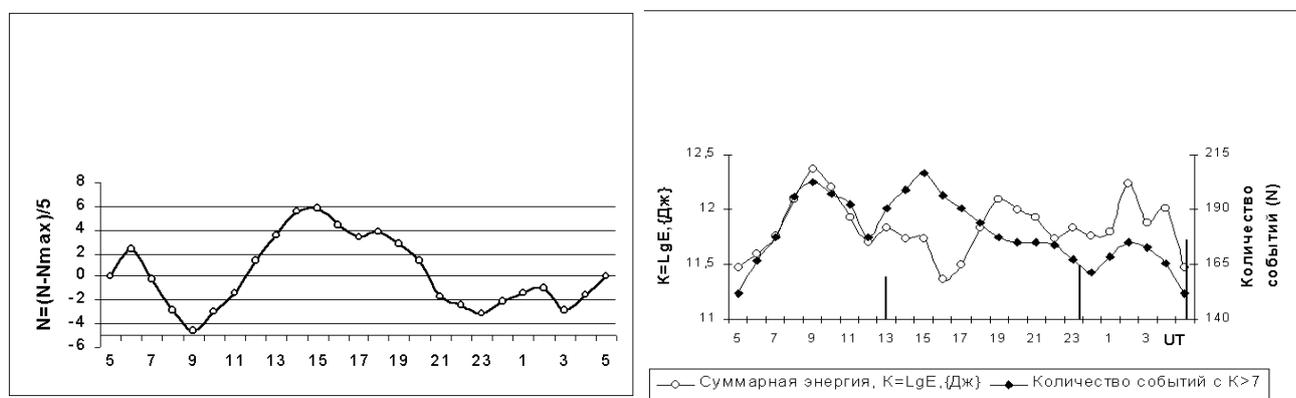


Рис. 5. Распределение количества событий в течение суток по Олекмо-Становой сейсмической зоне в 1989г, в период действия афтершоков Южно - Якутского землетрясения (левый график) и по всей центральной части Олекмо-Становой сейсмической зоны за 1968 - 1994 гг.

При незначительных различиях в целом форма кривых за 1970 – 1985гг. совпадает. Как можно видеть, начиная с 1981 г., произошло резкое уменьшение количества событий с энергией $K=l g E$ больше 8 в среднем со 150 до 80 собы-

тий. На фоне данного минимума произошло Южно-Якутское землетрясение. В 2000 г. начал формироваться новый минимум, детальный характер которого проследить невозможно из-за разрыва в сейсмологических данных. Тем не менее, из качественного рассмотрения можно утверждать, что при сохранении тенденции сейсмического процесса ОССЗ вероятность сильного землетрясения будет повышаться в течение 8 лет.

Замечания, следствия и выводы. Все оценки параметров сейсмического процесса ОСЗ, представлены в виде не взаимодействующей системы с другими сейсмогенерирующими зонами. В данном приближении имеют право на существование следующие следствия анализа сейсмического процесса:

1. Под элементарной сейсмогенерирующей областью будем понимать область, обладающую свойством постоянства выделяющейся сейсмической энергии за некоторый (фиксированный, обычно ежегодный) интервал времени. В расчет принимается минимальная область, обладающая данным свойством.

2. Размер анализируемой области должен выбираться таким, чтобы после ощутимого (значимого) сейсмического события вся область представляла собой зону сейсмического затишья в течение некоторого времени, определяемого магнитудой землетрясения и скоростью диссипативных процессов.

3. Среднегодовая энергия, высвобождаемая в данной области без учета влияния энергии сильных землетрясений, принимается за нормальный сейсмический фон E_{ϕ} . Любое сейсмическое событие в данной области с энергией меньше E_{ϕ} не нарушает стационарность сейсмического процесса.

4. Временные изменения параметров сейсмического процесса: наклон графика повторяемости, распределения энергии землетрясений по энергетическим классам, изменения высвобожденной энергии и количества событий во времени обусловлены региональными и глобальными причинами тектонической, инерционной, гравитационной природы. Отклонения распределения указанных параметров от стационарных свидетельствует о начале перераспределения энергии, т. е. о изменении соотношений скорости накопления энергии упругих деформаций и скорости диссипации энергии, что фактически означает начало формирования очага землетрясений в выделенной сейсмогенерирующей области.

АКТИВНЫЕ В КАЙНОЗОЕ РАЗЛОМЫ МОНГОЛО-СИБИРСКОГО ГОРНОГО РЕГИОНА

*Демьянович М.Г., к.г.-м.н., Демьянович В.М.,
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск,
ymdem@mail.ru*

Активные в кайнозое разломы в данном сейсмоактивном регионе картировались при сейсмогеологических, геолого-геоморфологических исследованиях, дешифрировании аэрокосмических фотоматериалов и последующей наземной (маршрутной) заверки, геодезических циклических наблюдениях на полигонах с использованием геологических, структурно-тектонических, новейшей тектоники, разломов и других карт крупного масштаба.

Для разломов определены морфоструктурная позиция, геодинамические особенности, кинематика, сейсмогенерирующая значимость (потенциальная сейсмичность-максимальная магнитуда возможных очагов землетрясений, приуроченных к зонам разломов), некоторые линейные параметры (протяженность, ширина зоны динамического влияния, амплитуды вертикальных и горизонтальных, одноактных и суммарных тектонических смещений, средние скорости движений крыльев, геометрия зон и т.д.), возраст заложения и последнего обновления (табл.1).

Под активными в кайнозое разломами понимаются разрывные нарушения с признаками тектонических движений в третичное, плейстоценовое, голоценовое (включая историческое) и настоящее (последние столетия) время, проявившимися в виде смещений молодых кайнозойских образований и элементов современного рельефа, линейных ограничений поднимающихся и опускающихся блоков земной коры, контроле выходов термоминеральных вод и кайнозойского магматизма, и отчетливой выраженности в рельефе.

Молодые разломы подтверждаются геодезическими (данные о контрастных современных движениях), геофизическими (электромагнитными, магнитотеллурическими, гравитационными и др.), геохимическими (газовые, эманационные и др.), гидродинамическими и гидрохимическими аномалиями, линейной упорядоченностью оро - и гидрографических элементов рельефа, кайнозойскими вулканическими проявлениями и особыми вещественными изменениями - брекчирование, дробление, дезинтеграция, аргиллизация, остеклование, глинка

трения, иногда низкотемпературный метасоматоз и т.д. Сейсмогенерирующая значимость разломов устанавливается по возрасту последнего обновления, кинематическим типам, средней скорости неотектонических и современных движений, и интенсивности сильных землетрясений связанных с ними. Все активные в кайнозой разломы оказывают определенное влияние на режим развития земной поверхности за счет различной силы проявления деформаций, которая в свою очередь зависит от состава, степени консолидации и прочности вмещающей геологической среды. Они, как правило, наследуют древние тектонические нарушения "избирательно оживляя" их (Карта..., 1987), хотя зачастую являются вновь образованными. Кинематика разломов тесно связывается с их положением в современном поле тектонических напряжений, обусловленных современной геодинамикой литосферы.

К **современным (Q_{IV})** разломам могут быть отнесены нарушения, обновившиеся при сильнейших землетрясениях в системах крупнейших глубинных линейных элементов - Станового шва, Байкало-Муйского рифтового желоба, восточной и западной Монголо-Алтайских систем, Монголо-Охотского шва, Главного Монгольского и Гоби-Тяньшаньского глубинных разломов и др. Все современные разломы подновились или вновь образовались в сейсмогеодинамической обстановке, отражающей доминанту субгоризонтального растяжения вкрест северо-восточной и субширотной ориентировки разрывных неотектонических структур, наклонного и субвертикального сжатия направленным ортогонально морфоструктурам в рифтовой системе (Сибирский сектор региона) или наоборот – субгоризонтального сжатия при наклонном растяжении также направленным ортогонально морфоструктурам в Монголо-Алтайской части. Следствием реализации напряжений явилось сбросообразование со сдвигом в рифтовой зоне и сдвиговое разрывообразование с существенной взбросовой компонентой в Монгольском секторе региона. Такой характер разрывных тектонических движений является как бы унаследованным от более древней геодинамики, обусловленной кайнозойской активизацией, связанной с влиянием Индо-Евразийской коллизии с одной стороны (западная Монголия и юго-западный Саян) и проявлением горячей верхней мантии на стыке кайнозойской Сибирской платформы с эпиплатформенным орогеническим поясом Прибайкалья и Забайкалья – с другой.

Разломы **позднеплейстоцен-голоценового (Q_{III-IV})** обновления выражены в рельефе протяженными, крутопадающими уступами вдоль бортов практически всех впадин Саянской области, Прибайкалья и Прихубсугулья, котловин

Монголии и Забайкалья. Молодые (включая голоцен) рыхлые толщи, террасы, ледниковые формы рельефа, покровы кайнозойских базальтов и вулканические формы в их зонах деформированы. Хотя многие разломы этой возрастной группы наследуют пространственную картину более древнего структурного плана, тем не менее, наблюдается индифферентность их к ориентировке структур докайнозойского фундамента. Основным признаком позднеплейстоцен-голоценового обновления разломов являются деформации, возникшие при палеоземлетрясениях (ПСС-палеосейсмоструктуры) от 300 лет назад и более. Разломы данного возраста обновления являются фрагментами или сами составляют системы крупных линеаментов. Они часто наследуют пространственную картину древнего структурного плана, отклоняясь от него главным образом в областях рифтогенной деструкции и зонах современного перераспределения тектонических напряжений, связанных с отголосками Индо-Евразийской коллизии. Хубсугульский, Тункинский, Приморский, Черского-Дельтовый (Хамардабанский), Северо-Байкальский, Верхнеангарский, Северо-Муйский (Уколкитский), Нижнемуйский, Южно-Муйский, Верхнемуйский, Кодаро-Токкинский, Муяканский, Самокутский, Баргузинский, Намаракитский и др. контролируют крупные рифтовые впадины байкальского типа собственно Байкальскую и сухопутные (загруженные осадками), протягиваясь на расстояния более 100 км. В Монгольском секторе региона Каахемский, Предалтайский, Шаргышгольский, Долиноозерский (Ихэ-Богдинский), Гоби-Тяньшаньский разломы определяют границы крупных котловин. Многие разломы позднеплейстоцен-голоценового обновления определяют заложение и развитие рифтогенных впадин-сателлитов и эмбриональных негативных структур в телах межвпадинных горных перемычек, играют значительную морфообразующую роль, контролируя неотектонические структуры и структурные комплексы.

Ведущий тип движений по голоцен-позднеплейстоценовым разломам в рифтовой зоне нисходящий (сбросовые смещения со сдвигом), в Монголо-Саянском секторе – сдвиговый на фоне общего воздымания, иногда с существенной сдвиговой компонентой. Протяженность разломов от 100 до 300 и более километров, ширина зон динамического влияния от первых км до первых десятков км. Суммарные амплитуды вертикальных неотектонических движений составляют (по разному кровли кристаллического докайнозойского фундамента) до 3-4км, горизонтальных (сдвига) от первых м. до первых десятков м. Средние скорости движений крыльев разломов в кайнозое от 3-5мм/год до 20-25мм/год.

Плейстоценовые (Q_{1-III}) разломы часто выполняют функции границ между краевыми частями Сибирской платформы (щитоподобные поднятия) и областями интенсивного горообразования - Ачитканский, Абчадский, Рэль-Тыйский, входят в группу разломов краевого шва Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем и прибайкальским складчатым обрамлением, а Бирюсинский и Передовой – северо-западное продолжение системы Главного Саянского разлома, составляющего северо-западную ветвь краевого шва. Многие разломы этой возрастной группы контролируют периферийные части областей интенсивного горообразования – Тургенский, Предалтайский, Тесингольский, Саяно-Минусинский, Южнотаннуольский, Кандатский и др. Большинство плейстоценовых разрывов являются ограничениями многочисленных мезо-кайнозойских впадин Монголии и Забайкалья в областях умеренного горообразования – Хантайширский, Хасагт-Хайрханский, Баянхонгорский, Селенга-Хилокский, Левоингодинский, Арахлейский, Темникский, Хилокский, Кижингский, Еравнинский и др. Функции границ внутриблоковой дифференциации фундамента выполняют разломы – Имангрский, Читканда-Ханийский, Бамбуйский, Борусский, Восточно-Таннуольский, Южно-Таннуольский, Усть-Ципинский и др. Все разломы выражены в рельефе протяженными зонами линейно упорядоченных уступов высотой от 200 до 800-1000м, спрямленных участков долин крупных рек, многочисленных серий рвов и седловин по водоразделам, Зоны динамического влияния разломов представлены сериями сближенных разрывных нарушений, интенсивной трещиноватостью и дезинтеграцией мощностью до первых сотен метров. Заложение многих из них произошло от докембрия до мезозоя. Причем характер развития разломов в период мезозойской тектоно-магматической активизации частично унаследован и в кайнозое. Плейстоценовые тектонические движения устанавливаются по деформациям рыхлых кайнозойских отложений доверхнеплейстоценового возраста, а также датированных аккумулятивных, эрозионных и экзарационных геоморфологических элементов. Простираие разломов и их кинематика предопределены характером поля тектонических напряжений, существовавших в допозднеплейстоценовый этап развития региона, и, скорее всего, унаследованным с мезозоя.

Доплейстоценовые (плиоцен-эоплейстоценовые N–Q_I), неотектонические разломы контролируют развитие мезо-кайнозойских впадин (Амалатский, Борзинско-Газимурский, Верхневитимский, Окуневский, Онон-Турский, Удинский и др.), во многом определяют крупноблоковую делимость неотектонической структуры и рельефа (Болдырганский, Нижнекалаканский, Тугнуйский, Даур-

ский, Нерчинский, Олекминский, Хуран-Оносский и др.), являются ограничениями предгорных депрессий (Бирюсинский, Передовой, Жигаловский и др.).

В большинстве положение названных разломов унаследовано от более древнего структурного плана, с сохранением типа движений мезозойской активизации. К разряду разломов доплейстоценового обновления отнесены некоторые линеаменты, выраженные в рельефе и проявляющиеся на космических снимках, но не обнаруживающие достаточно четких голоцен-плейстоценовых признаков деформаций на поверхности.

В направлении активных в кайнозойе разломов региона в целом наблюдается определенная закономерность. От южной вершины клина Иркутского амфитеатра идет разделение разломов по ориентировке на саянскую – западнее и байкальскую – восточнее. Разломы саянского направления имеют главным образом северо-западное простирание, байкальское в основном северо-восточное. Разрывные нарушения северо-восточного и субширотного простирания являются сбросами и сбросо-сдвигами; северо-западные и субмеридиональные, чаще всего взбросо-сдвиги, преимущественно правосторонние. В западной Монголии тектонические нарушения субмеридионального и северо-западного направления олицетворяют ориентировку Монгольского Алтая, а субширотные и северо-восточные, в большей мере отвечают простиранию Монголо-Охотского и Главного Монгольского глубинных линеаментов, следуя согласно Гобийскому Алтаю. В отличие от прибайкальских разломов – монгольские активизируются в условиях господства горизонтально ориентированных напряжений сжатия и наклонного растяжения и поэтому здесь преобладают сдвиги, взбросы и взбросо-сдвиги. Большинство молодых разломов достигает нижних горизонтов земной коры и некоторые смещают поверхность Мохоровичича.

Существующее представление о длительности развития разломов, о многократном возобновлении смещений по ним в разные геологические периоды доказываются многочисленными наблюдениями, особенно в последние пятьдесят лет проводившиеся с применением тренчинга в плейстосейстовых областях сильнейших землетрясений и палеоземлетрясений. Темп, режим, тип и направленность движений по разломам может характеризоваться как длительными, медленными «ползучими» (тектонический крип), так и резкими, прерывистыми (собственно сейсмическими) смещениями, иногда, в отдельные периоды активизации, инверсионного характера. При этом смена знака направления смещений отмечается как по сбросам и взбросам, так и по сдвигам.

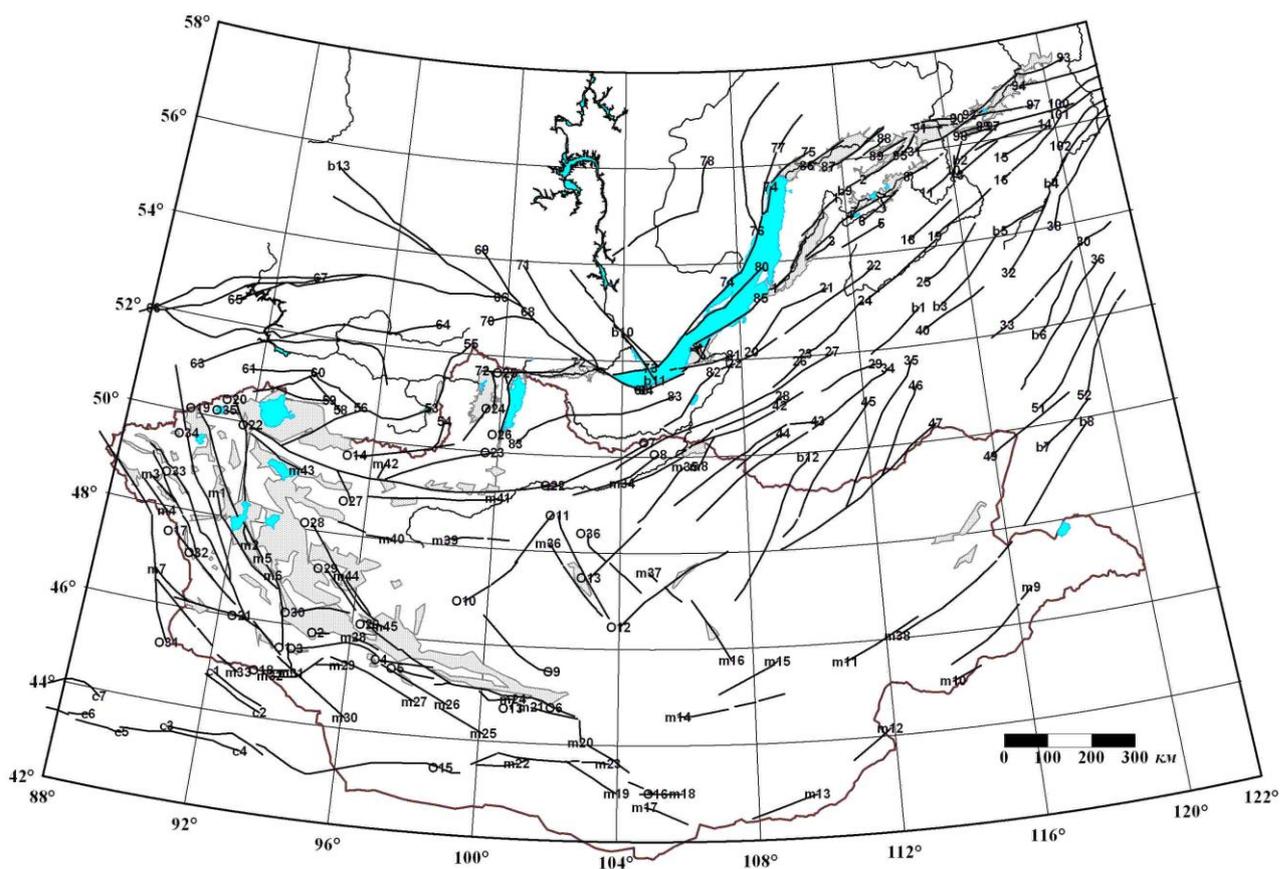


Рис.1. Карта активных в кайнозое разломов Монголо-Сибирского региона
Номера разломов соответствуют таблице 1.

В Монголо-Сибирском регионе подавляющее число землетрясений происходит в двух областях новейшей тектонической активизации, сформировавшейся после коллизии Индостана и части Евразийского континента. Это, с одной стороны, области интенсивного горообразования, развивающиеся в условиях преимущественно субгоризонтальных сжимающих напряжений: Гоби-Алтайская, Саяно-Монголоалтайская и Моголо-Охотская; с другой – Байкальская рифтовая система с господствующими субгоризонтальными напряжениями растяжениями ориентированными вкrest ее оси. В любом случае, однако, распределение очагов землетрясений (особенно сильных) указывает на их явную приуроченность к зонам крупных разломов, которые и выделяются в качестве основных “линейных” сейсмогенерирующих зон – сейсмических линейментов.

Таблица 1

Каталог активных в кайнозойе разломов Монголо-Сибирского региона

№	Название	Генетический тип	Длина, км Σ / sg	Амплитуда, м		Ориентирование		Заложение	Обновление	Обоснование активности	М
				верт. Σ / sg	гориз. Σ / sg	простираение	падение				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
01	Тонхилский	Взб.-сдвиг	210 / 25	2000 / -	- / 3.0	ССВ	ЮЗ-СВ	Pz	Q _{IV}	ПСС Бидж М=7.3	7.5
02	Тугрэгский	Надвиг	150 / 40	2000/3.0	- / -	ЗСЗ	ЮЗ	Kz	Q _{IV}	ПСС Тугрэг М=7.2	7.5
03	Худжиртынский	Взброс	150 / 28	700 / 3.0	- / -	ЗСЗ	ЮЗ	Pz	Q _{IV}	ПСС Худжиртын М=7.0	7.5
04	Мянгайн	Взб.-сдвиг	200 / 80	2000/3.0	- / Л	З-В	С-Ю	Mz	Q _{IV}	ПСС Мянгайн М=7.7	8.0
05	Чандманьский	Взб.-сдвиг	110 / 50	100 / 1.5	- / Л2.0	ЗСЗ	ЮЗ	Mz	Q _{IV}	ПСС Чандмань М=7.4	7.5
06	Богдинский	Взб.-сдвиг	320 / 270	2500/4.0	- / Л3.0	ЗСЗ	ЮЗ	Pz	Q _{IV}	Зем-ие 1957 М=8.2	>8.0
07	Тэс-Селенгинский	Сбр.-сдвиг	200 / -	400 / -	- / -	СВ	Ю	Pz	Q _{III-IV}	Деформации террас. ПСД	6.5
08	Бутуэлинский	Взб.-сдвиг	200 / -	1000 / -	- / -	СВ	ЮВ	Pz	Q _{IV}	Зем-ия: 1952 М=6.5, 1989 М=6.4	7.0
09	Баянхонгорский	Взб.-сдвиг	260 / -	1500 / -	- / П	СЗ	ЮЗ	PR ₃	Q _{IV}	Уступы, деформации долин, протяженные рвы	6.5
010	Эгийндабанский	Сбр.-сдвиг	300 / 42	400 / 4.5	- / Л	СВ	СЗ	PZ ₃	Q _{IV}	ПСС Эгийн Дабанская М=7.8 Зем-ие 1570 ?	8.0
011	Орхонский	Взб.-сдвиг	250 / -	1000 / -	- / П	СЗ	СВ	PZ ₃	Q _{III-IV}	Уступы, рвы, деформации Kz базальтов, Зем-ие 1958 М=6.2	7.0
012	Тольский	Взб.-сдвиг	300 / -	300 / -	- / -	СВ	СЗ	PZ ₁	Q _{III}	Уступы, эрозионно-тектонические. долины, деформации. террас	6.0
013	Гормхонский	Надвиг	40 / 40	/ 2.5	- / П4.0	ССВ	СЗ	Kz	Q _{IV}	Зем-ие 1957 М=8.1	>8.0
014	Тэсингольский	Взб.-сдвиг	300 / -	100 / -	- / -	ВСВ	ЮВ	Pz	Q _{III}	Уступы, эр.-тект. долин, Kz впадины	6.0
015	Гоби-Тяньшанский	Взб.-сдвиг	800 / -	- / -	- / -	ЗСЗ-ВСВ	С-ЮС	Pz	Q _{IV}	Зем-ие 1914 М=7.5	8.0
016	Бурынхярский	Взброс	120 / 24	4000/2.0	- / П1.0	СЗ	СВ	Pz	Q _{IV}	Зем-ие 1903 М=7.5	7.5
017	Тургенский	Взб.-сдвиг	220 / -	3000 / -	- / -	СЗ	СВ	Pz	Q _{I-III}	Зем-ие М=6.6	7.0
018	Тахийншарский	Взб.-сдвиг	60 / 17	250 / 1.0	- / ЛЮ.5	СВ	ЮВ	Kz	Q _{IV}	Зем-ие 1974 М=6.9	7.0
019	Ачит-Нурский	Взб.-сдвиг	220 / 27	1500/2.0	- / П	СЗ	ЮЗ	Kz	Q _{IV}	Зем-ие 1938 М=6.6	7.5
020	Предалтайский	Взб.-надвиг	360 / 12	800 / -	- / -	СЗ-С	СВ	Pz	Q _{IV}	Уступы, дамбы. Зем-ия М до 6.0-6.5, ПСД М= 7.5	7.5
021	Булганский	Взб.-сдвиг	200 / 32	1500/2.0	- / Л2.0	ЗСЗ	ЮЗ	Pz	Q _{IV}	ПСС Булганская М=7.5	7.5

022	Болнайский	Сдвиг	650 / 32	1500/2.5	- /Л6.5	ЗСЗ	СВ	Pz-Kz	Q _{IV}	ПСС Молчин 6.6,Дзунурская 7.8, Бусийнгольская 6.8, Зем-ие1905 М=8.2	>8.0
023	Цэцэрлэгский	Взб.-сдвиг	300 /150	1000/2.0	- /Л2.5	СВ	СЗ	Pz	Q _{IV}	Зем-ие 1905 М=7.6	8.0
024	Шишид-Гольский	Сброс	100 / 20	1000/6.0	- / -	СВ	СЗ	Kz	Q _{III-IV}	Отдельные ПСД М до 7.0	7.0
025	Дархатский	Сброс	80 / 2.0	1000/2.0	- / -	ССЗ	ЮЗ	Kz	Q _{IV}	ПСС Джарогол М=7.0	7.0
026	Хубсугульский	Сброс	200 / 7.0	1000 / -	- / -	ССЗ	В	Pz	Q _{I-IV}	ПСД, деформации террас,	7.0
027	Тэрготийнский	Взб.-сдвиг	100 / 70	- / 2.0	- / П4.0	СЗ	СВ	Kz	Q _{IV}	Зем-ие1905 М=8.2	7.5
028	Хасагт-Хайрханский	Взб.-сдвиг	250 / -	2000 / -	- / П	СЗ	СВ	Pz	Q _{III}	ПСД, тектонические.уступы до2м	6.5
029	Хантайширский	Взб.-сдвиг	300 / 20	2000/6.0	- / -	СЗ	ЮВ	Pz	Q _{I-III}	Оползни, надвиг, бугры, западины .	6.5
030	Шаргийннурский	Взб.-сдвиг	150 / 55	1000/6.0	- / Л2.0	ВСВ	С-СВ	Pz	Q _{IV}	ПСС Шаргынская М=7.4	7.5
031	Фуоньский	Взб.-сдвиг	300 /180	3000/4.0	200/П1.	СЗ	ЮВ	Pz	Q _{IV}	Зем-ие 1931 М=8.0	>8.0
032	Делоно-Согсайский	Взб.-сдвиг	270 / 40	600 / 2.0	- /П3.0	СЗ	СВ	Pz	Q _{IV}	ПСС Сагсай М=7.4	7.5
033	Толбонурский	Взб.-сдвиг	175 / -	2000/2.0	- / П	СЗ	СВ	Pz	Q _{IV}	ПСС М=7.2	7.5
034	Кобдинский	Взб.-сдвиг	450 /210	2000/2.5	45/П4.5	СЗ	СВ	Pz	Q _{IV}	ПСС Архutel 8.2, Чихтейн 7.1, Зем-ие 1761 М=8.0	>8.0
035	Урэг-Нурский	Взброс	40 / 10	200 / 2.0	- / -	З-В	Ю	Kz	Q _{IV}	Зем-ие1970 М=7.0	7.0
036	Могодский	Взб.-сдвиш	150 / 36	200 / 3.6	-/П3.2	С	В	Kz	Q _{IV}	Зем-ие1967 М=7.6	8.0
037	Тулэтский	взброс	200 / 9	200 / 3.5	- / -	СЗ	СВ	Pz	Q _{IV}	Зем-ие1967 М=7.0	7.5
1	Баргузинский	сброс	200/ 8.0	5000/ 15	/ Л	СВ	ЮВ	Pt ₃	Q _{III-IV}	ПСС Нестериха М=7.0, Саранхур М= 7.0, Шаманка М=7.0, Алла + Сухитке > 7	7.5
2	Верхне-Муйский	Сбросо-сдвиг	150/29	3500/ 6.0	Л56/Л6	СВ	СЗ	Pz ₁	Q _{IV}	ПСС Оля М=7.6	8.0
3	Улан-Бургинский	Сброс	100/ -	600/ -	- ./ -	СВ	ЮВ	Pt ₃	Q _{III-IV}	Отдельные ПСД	6.5
4	Гаргинский	Сброс	120/ -	200/ -	- ./ -	СВ	ЮВ	Pt ₃	Q _{II-III}	Деформирована вершинная поверхность, рои слабых землетрясений, термальные.источники.	6.5
5	Витимканский	Сброс	100/ -	100/ -	- / -	СВ	ЮВ	Mz	Q _{I-III}	Деформормированы Kz-базальты	6.0
6	Окуневский	Взброс	100/ -	550/ -	- / -	СВ	СЗ	Mz	Q _{III-IV}	Зем-ие 1973 М=5.3	6.0
7	Ципинский	Сброс	150/10	700/15	- / -	СВ	СЗ	Pt ₃	Q _{IV}	ПСС Хаптон М=7.1	7.5

8	Тилишминский	Сброс	100/15	1300/10	- / -	СВ	СЗ	Сm	Q _{IV}	ПСС Тилишминская М=7.3	7.5
9	Бамбуйский	Сброс	> 70/ -	100/ -	-/-	СВ	ЮВ	Сm	Q _{III}	ПСД, Деформации террас	6.5
10	Таксима-Джиллиндинский	Сброс	100/ -	450/ -	- / -	ССВ	ЮВ	Pt ₃	Q _{III}	Уступы, деформации террас	6.0
11	Усть-Ципинский	Сброс	100/ -	100/ -	- / -	ВСВ	ЮВ	Pt ₃	Q _{I-III}	Деформации террас	5.5
12	Нижнекаларский	Взброс	100/ -	150/ -	- / -	СВ	СЗ	Mz	N-Q _I	Уступ по борту Mz-Kz впадины	6.0
13	Каларский	Взброс	200/ -	150/ -	- / -	ВСВ	СЗ	Mz	N-Q	Уступ по борту Mz-Kz впадины	5.5
14	Катугинский	Сбросо-сдвиг	100/10	150/2/0	-/ JI2	СВ	ЮВ	Pz	Q _{III-IV}	ПСД – обвал, дамба	6.5
15	Нижнекалаканский	Взброс	80 / -	200/ -	- / -	СВ	СЗ	Pt	N-Q _I	Ограничивает MZ-Kz впадину	5.5
16	Амалатский	Сброс	100/ -	300/ -	- / -	СВ	СЗ	Pz	N-Q _I	Деформирует покров Kz базальтов, ограничивает Mz-Kz впадину	5.5
17	Верхневитимский	Сброс	200/ -	200/ -	- / -	СВ	ЮВ	Pz	N-Q _I	Уступ по борту Mz-Kz впадины, выходы Kz базальтов	5.5
18	Хаимский	Сброс	130/ -	500/ -	- / -	ССВ	ЮВ	Pt	Q _{I-III}	Отдельные ПСД	6.0
19	Туркинский	Сброс	150/ -	500/2.0	- / -	ВСВ	ЮВ	Pz	Q _{III-IV}	Отдельные ПСД, термальные источники	6.6
20	Удинский	Сброс	250/ -	350/ -	-/-	СВ	ЮВ	Pt	N-Q _I	Отдельные ПСД, ограничение Mz-Kz впадин	6.5
21	Еравнинский	Сброс	200/ -	400/ -	- / -	СВ	ЮВ	Pz _I	Q _{I-III}	Ограничение Mz-Kz впадин	5.5
22	Витимский	Сброс	200/ -	200/ -	- / -	СВ	ЮВ	Pt _I	N-Q _I	Контролирует борта долин и Mz-Kz впадин	5.5
23	Каренгский	Взброс	120/ -	200/ -	- / -	СВ	ЮВ	Pt _I	N-Q _I	Контролирует долину и борт Mz-Kz впадины	5.5
24	Тугнуйский	Взброс	75 / -	100/ -	- / -	СС	ЮВ	Pz _I	N-Q _I	Контролирует борт впадины	5.5
25	Кижингский	Взброс	500/ -	700/ -	- / -	СВ	ЮВ-ЮЗ	Pz _I	Qi-iii	ПСД, деформации террас, ограничение впадин	6.5
26	Хилокский	Взброс	150/ -	1500/ -	- / -	СВ	СЗ	Pz _I	Q _{I-III}	Контролирует Mz-Kz впадины, деформ. террасы	6.0
27	Арахлейский	Взброс	100/ -	100/ -	- / -	СВ	ЮВ	Pz	N-Q	Ограничивает Mz-Kz впадины	5.5

28	Нерчинский	Взброс	100/ -	200/ -	- / -	СВ	СЗ	Pt ₁	N-Q	Ограничивает впадины	5.5
29	Южно-Муйский	Сброс	200/29	3000/7.0	- / -	ВСВ	СЗ	Pt ₃	Q _{IV}	ПСС Усмун М= 7.2	7.5
30	Тунгирский	Взброс	150/ -	100/ -	- / -	СВ	ЮВ	Mz	N-Q _I	Ограничивает Mz-Kz впадины	5.5
31	Шилкинский	Взброс	150/ -	100/ -	Л / -	СВ	СЗ	Pt ₁	N-Q _I	Ограничивает Mz-Kz впадины	5.5
32	Лево-Ингодинский	Взброс	100/2.0	1000/3.0	- / -	СВ	СЗ	Pz ₁	Q _{IV}	ПСС Ядрихинская М=6.0	6.5
33	Оленгуйский	Сброс	120/ -	200/ -	- / -	ССВ	СЗ	Pt ₁	N-Q	Деформирует Mz-Kz отложения впадин	5.5
34	Борзинско-Газимурский	Сброс	200/ -	400/ -	- / -	СВ	СЗ	Pt ₁	N-Q	Сбросовым уступом ограничивает Mz-Kz впадину	5.5
35	Борзинский	Взброс	150/ -	200/ -	- / -	СВ	ЮВ	Pt ₁	N-Q	Контролирует Mz-Kz впадину	5.5
36	Олекминский	Сброс	230/ -	100/ -	- / -	СВ	СЗ	Pt ₁	N-Q	Уступом ограничивает Mz-Kz впадину	5.5
37	Ульдургинский	Сброс	160/ -	20 / -	- / -	СВ	СЗ	Pt ₁	N-Q	Уступ по борту долины	5.5
38	Селенга-Хилокский	Взброс	150 / -	200/ -	- / -			Pz ₁	Q _I	Деформации террас, уступы	6.0
39	Право-Чикойский	Взброс	130/2. 0	200/2.0	- / -	СВ	ЮВ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСС Куяктуй М = :60	6.5
40	Лево-Чикойский	Сброс	150/ -	100/ -	- / -	СВ	-	Pt ₃	N-Q	Деформации склона, уступы	5.5
41	Чикой-Ингодинский	Взброс	200/-	200/ -	- / -	ССВ	ЮЗ	Mz	N-Q	Деформации Mz-Kz отлож.	5.5
42	Онон-Турский	Сброс	150 / -	200 / -	- / -	ССВ	СЗ	Pt	N-Q	Контролирует Mz – Kz впадину.	5.5
43	Хуран-Ононский	Сброс	270 / -	200 / -	- / -	СВ	ЮВ	Pz ₁	N-Q	Уступы, спрямленные долины	5.5
44	Даурский	Сбросо-сдвиг	180 / -	150 / -	Л / -	ССВ	ЮВ	Pt ₁	N-Q	Контролирует Mz-Kz впадину	5.5
45	Эрзино-Белинский	Взброс	150 / -	700 / -	- / -	СЗ	ЮЗ	Pz ₁	Q _{III-IV}	ПСД, уступы	6.5
46	Приаргуньский	Сброс	120 / -	100 / -	- / -	СВ	ЮВ	Pz ₂	N-Q	Уступы, рвы во склонам	5.5
47	Эрзино-Агордакский	Взбросо-сдвиг	200/21	900/ -	-/Л 7.0	СВ	ЮВ	Pz ₂	Q _{III-IV}	ПСС Каа-Хем М=7.0	7.0

48	Тайрисингольский	Сброс	100/5.0	400/2.0	- / -	ССВ	3	Pz ₁	Q _{III-IV}	ПСС Тайрисингольская М=7.0	7.0
49	Белино-Бусингольский	Сбросо-сдвиг	200/20	700/-	- / Л	ССВ	3	Pt ₃	Q _{IV}	ПСС Бусингольская М=7.0, 1991, М=7.1-7.5	7.5
50	Восточно-Таннуольский	Взброс	150/-	1000/-	- / -	СЗ	СВ	Pz	Q _{III-IV}	ПСД до М=7.0	7.0
51	Северо-Таннуольский	Взброс	150/-	500/-	- / -	В	С	Pt ₃	N-Q	Прямая эрозионно-тектоническая долина	6.0
52	Унгешский	Сброс	100/-	800/-	- / -	СВ	ЮВ	Pz ₁	Q _{I-IV}	Предпол. ПСС-сейсмогенный уступ	7.0
53	Южно-Таннуольский	Взброс	140/-	1000/-	- / -	СЗ	СВ	Pz ₁	Q _{I-IV}	Предполагаемая ПСС по а.-к. снимкам	7.0
54	Улагойский	Взброс	100/-	800/-	- / -	СВ	СЗ	Pz ₁	Q _{I-III}	Уступ, эрозионно-тектоническая долина	6.5
55	Балдырганский	Взброс	225/3.2	900/3.0	- / -	СВ	ЮВ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСС Узун-Хем М=7.0	7.0
56	Каахемский	Взброс	375/4.0	300/2.5	- / Л	ССЗ	3	Pt ₃	Q _{IV}	ПСС Ат-Чол-Дуг М=7.0, Кодура-Холь М=7.2	7.5
57	Саяно-Тувинский	Взброс	350/2.5	1000/1.0	- / Л	СВ	СЗ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСД ВерхнеТуранская М=6.5	7.0
58	Оттугтайгино-Азасский	Взбросо-сдвиг	250/1.0	1000/4.0	- / Л	ВСВ	ЮВ	Pt ₁	Q _{III-IV}	ПСД Кара-Джарик	7.0
59	Борусский	Взброс	75 / -	100 / -	- / -	ВСВ	С	Pz ₁	Q _{I-III}	Деформации рельефа	6.0
60	Кандатский	Взброс	750 / -	700 / -	- / -	ВСВ	ЮЗ	Pt ₁	Q _{I-III}	Уступы, рвы, деформации террас и поверхностей выравнивания	6.5
61	Саяно-Минусинский	Надвиг	350/-	800/6.0	- / -	СЗ	ЮЗ	Pz ₁	Q _{III-IV}	ПСС Малиновская М=7.0	7.0
62	Ангарский	Сбросо-сдвиг	200 / -	100 / -	- / -	СЗ	СВ	Pz	N-Q	Деформации берега оз.Байкал	6.5
68	Главный Саянский	Взбросо-сдвиг	900/60	11000/-	- / Л 2.5	СЗ	ЮЗ	Pt ₃	Q _{IV}	ПСС Восточно-Саянские М до 8.0	8.0
69	Бирюсинский	Взбросо-сдвиг	200 / -	300 / -	- / -	СЗ	ЮЗ	Pz ₁	N-Q	Рвы, уступы, линейные долины	6.0
70	Окинский	Сбросо-сдвиг	120/24	450/25	- / -	ВСВ	ЮВ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСС Окинские М до 7.5, Шулун М=7.2	7.5
71	Передовой	Взброс	180 / -	300 / -	- / -	СЗ	ЮЗ	Pz ₁	N-Q	Уступы, деформации долин рек	6.0

72	Тункинский	Сбросо-сдвиг	200/48	4500/20	- / Л 10	BCB	Ю-ЮЗ	Pt ₁	Q _{IV}	1950 М=7.0: ПСС Аршанские, Торские М до 7.3	7.5
73	Приморский	Сброс	400/3.0	10000/2.	- / -	BCB	ЮВ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСС Сарма М=7.0	7.5
74	Северо-Байкальский	Сброс	220/40	4000/12	- / -	CB	ЮВ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСС Солонцовая, Среднекедровая М до 7.5	7.5
75	Кичерский	Сброс	120/26	4000/6.0	- / -	CB	ЮВ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСС Кичерская М= 7.5	7.5
76	Рель-Тыйский	Сброс	130 / -	800/ -	- / -	CCB	В	Pt ₁	Q _{I-III}	Протяженные уступы, рвы	6.5
77	Абчадский	Взброс	100 / -	300/ -	- / -	CB	ЮВ	Pt ₁	Q _{I-III}	Уступ по флекуре	6.0
78	Жигаловский	Сбросо-сдвиг	250 /	200/ -	- / Л	CB, CCB	ЮВ	Pz ₁	Q _{I-III}	Уступ, деформации террас	6.0
79	Акитканский	Взброс	420 /-	1000 / -	- / -	CCB, CB	ЮВ	Pt ₁	Q _{I-III}	Уступы, рвы, флексуры	6.5
80	Ольхонский	Сброс	180/15	5000/ -	- / -	CB	ЮВ	Kz	Q _{III-IV}	Отдельные ПСД, Зем-ия с М до 6.5	7.5
81	Селенгинский	Сбросо-сдвиг	120/ 6	400/12	- / Л	BCB	CCЗ	Kz	Q _{IV}	ПСС Мантуриха М=6.7	7.0
82	Хамбинский	Сброс	200/6.5	300/3.0	- / -	CB	ЮВ	Mz	Q _{IV}	ПСС Гусинозерская М=6.5	7.0
83	Темникский	Сбросо-сдвиг	200/ -	500/ -	- / Л	BCB	ЮВ	Pt ₁	Q _{I-III}	Уступы, деформации рыхлых отложений	6.5
84	Черского-Дельтовый	Сброс	210/40	7000/15	- / -	CB	СЗ	Kz	Q _{IV}	ПСС Посольская М=7.0 3.1862 М=7.5	7.5
85	Морской	Сброс	180/15	4000/5.0	- / -	CB	СЗ	Kz	Q _{IV}	Зем-ие 1959 М=6.8	7.5
86	Верхнеангарский	Сбросо-сдвиг	120/2.4	3000/4.0	- / -	CB	ЮВ	Kz	Q _{III-IV}	ПСС Огней М=6.5, Зем-ие 1902, М=6.5	7.0
87	Уколкитский	Сбросо-сдвиг	140/13	3000/4.0	- /Л	CB	СЗ	Kz	Q _{III-IV}	ПСС Янчуканская М=7.2	7.5
88	Ковоктинский	Сброс	75 / 33	400 / 7.0	- / -	CB	СЗ-ЮВ	Pz ₁	Q _{IV}	ПСС Ковоктинская М=7.5, Итыкит М=7.1	7.5
89	Муяканский	Сброс	120/31	2500/7.0	- / -	CB	СЗ	Pz	Q _{IV}	ПСС Муяканская М=7.5	7.5
90	Самокутский	Сброс	110/21	3000/4.0	- / -	BCB	ЮЗ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСС Парамская М=7.0	7.5
91	Нижнемуйский	Сброс	60 /15	1500/8.0	- / -	В	Ю	Pz ₁	Q _{IV}	ПСС Таксимская М=7.3	7.5

92	Кодарский	Сброс-взброс	200/15	4500/7.0	- / -	СВ	ЮВ	Pt ₁	Q _{IV}	ПСС Сюльбанская М=7.2, Верхнесауканская М=7.0	7.5
93	Токкинский	Сбросо-сдвиг	150/10,5	2200/4.5	- /Л 1.0	BCB	СЗ	Kz	Q _{IV}	ПСС Аргукан М=6.7, Эбгахлир М=7.0	7.0
94	Ханийский	Сбросо-сдвиг	120/1.0	1800/2.0	- / -	BCB	С	Mz	Q _{IV}	ПСС Читкандинская М=6.8, Зем-ие 1989, М=6.6	7.0
95	Амнунда-Горбылокский	Сброс	150/12	500/3.5	- / -	СВ	СЗ	Pz ₁	Q _{IV}	ПСС Амнунда М=7.2	7.5
96	Довачанский	Сбросо-сдвиг	60 /12	100/7.0	- / Л 12	СВ	ЮВ	Kz	Q _{IV}	ПСС Довачан М=7.2	7.5
97	Чина-Вакатский	Сбросо-сдвиг	100/43	1000/9.0	П50/П	BCB	С	Kz	Q _{IV}	ПСС Чина-Вакатская М=8.0, Зем-ие 1725 М=8.0	8.0
98	Намаракитский	Сбросо-сдвиг	150/43	900/10	- /Л 1.0	СВ	СЗ	Kz	Q _{IV}	ПСС Намаракитская М=7.0, Зем-ие 1957 М=7.9	8.0
99	Конда-Эймнахский	Сброс	100/ -	1000/ -	- / -	СЗ	СВ	Kz	Q _{III-IV}	ПСД, Деформации террас и голоценовых вулканов	7.5
100	Имангрский	Сбросо-сдвиг	40 /4.0	140/ -	-/Л.	СВ	СЗ	Kz	Q _{III-IV}	Протяженные рвы. Зем-ия 1957, 1958 М до 6.5	7.0
101	Тасс-Юряхский	Сбросо-сдвиг	100/ -	100/ -	- / -	СВ	СЗ	Mz	Q _{III-IV}	Зем-ие 1967 М=7.0	7.5
102	Южно-Становой	Сбросо-сдвиг	200/ -	100/ -	- / -	СВ	ЮВ	Pz	Q _{III-IV}	Зем-ие 1971 М=7.0	7.0

Примечание: Σ / sg – длина разлома и амплитуда смещения суммарная за кайнозой и сейсмогенная; ПСС – палеосейсмоструктура, ПСД – палеосейсмодислокация, М – магнитуда.

СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ ГОР ЮЖНОЙ СИБИРИ

*Аржанников С.Г., к.г.-м.н., Аржанникова А.В., к.г.-м.н.,
Институт земной коры СО РАН,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Существующий палеосейсмогеологический метод [1] выделения эпицентральных областей доисторических землетрясений основывается на выявлении прямых признаков. К ним относятся: деформации в зонах влияния морфоконтролирующих разломов; разорванные современные формы рельефа - долины ручьев, сухие распадки, водораздельные гребни, конусы выноса, морены и террасовые комплексы, вплоть до надпойменных; образование тектонических дамб в тальвегах водотоков; эшелонированное и кулисообразное строение линейных микроформ современного рельефа. Сильные землетрясения также сопровождаются крупными обвалами и оползнями со специфическими формами рельефа. Это каскадный профиль обвала; выжатые из общей, более или менее однородной, массы крупные глыбы – обелиски; поверхностный вало-западинный рельеф; рои обвалов [1]; расстояние, пройденное обвалом [2]; профиль с характерным обратным уклоном его поверхности относительно стенки отрыва или перехлест в соседнюю долину, а также площадь распространения обвалов [3].

Кроме прямых признаков выделяются косвенные, которые В.П. Солоненко охарактеризовал как сейсмогенные фации осадков [1]. Внедрение тонкозернистых осадков в грубообломочные аллювиальные и пролювиальные отложения свидетельствует о внезапном изменении условий осадконакопления, а их ритмично построенная толща фиксирует этапы катастроф. Другими словами, седиментация во впадинах напрямую связана с их тектонической активностью, и быстрая реакция на импульсные тектонические движения отражается в размерности накапливаемого аллювия.

В ходе сейсмогеологических исследований в Восточном Саяне и Восточной Туве, наряду с сейсмогенными разрывами, были выявлены крупные обвалы и оползни (рис.1) объемом в сотни млн. м³. При идентификации обвалов, как сейсмогенных, авторы обязательно привлекали основные признаки, приведенные выше. Также достаточно подробно рассматривалась сеймотектоническая обстановка в районах исследований. Изучение областей проявления сейсмогравитационных явлений и прилегающих территорий показало, что характерной

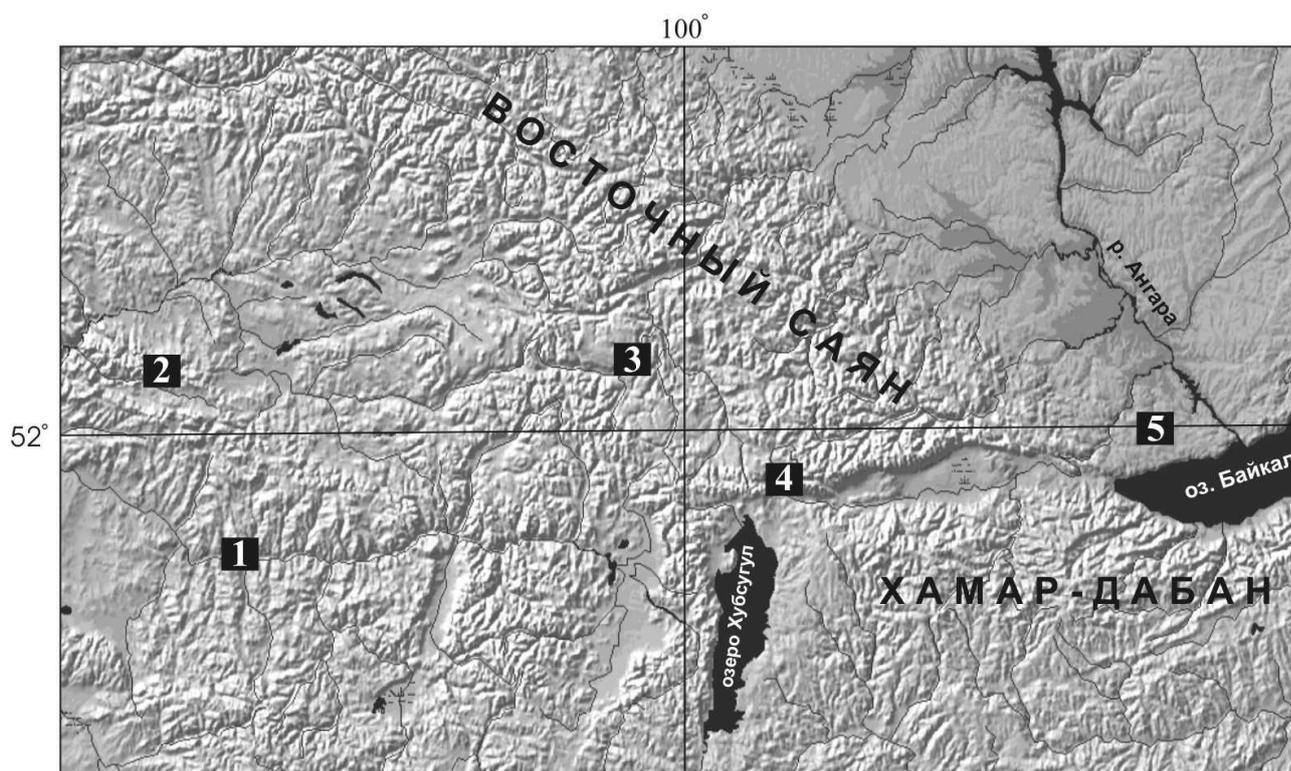


Рис. 1. Обзорная схема расположения объектов исследований 1-5.

1 – Каахемский обвал; 2 – Карахольские обвалы; 3 – обвал в долине р. Тиссы; 4 – обвал в долине р. Ихе-Ухгунь; 5 – обвалы в долине р. Олхи.

особенностью является образование подпорных водоемов, в которых существенно изменяется режим осадконакопления. В разрезы аллювиальных отложений крупной фракции внедряются пачки мелкозернистых горизонтально залегающих песчано-глинистых осадков.

Каахемский обвал (Восточная Тува; $51,37^\circ$ с.ш., $96,19^\circ$ в.д.) (рис. 2, II) расположен в хребте Ыдык, в 5 км западнее поселка Усть-Ужеп, в левом борту р. Каа-Хем, где поражает территорию с площадью около $1,5 \text{ км}^2$ и максимальной мощностью до 100 м (см. рис. 2, Б, III). Общий объем достигает порядка 100 млн. м^3 . В плане он имеет форму неправильного эллипса, длинная ось которого ориентирована в северо-западном направлении. Его поверхность представлена валами и западинами с диаметрами в 250 м и 100 м соответственно. Размер отдельных глыб достигает 15 м в поперечнике. В профиле обвала намечается нарастание мощности от уреза воды к левому борту (см. рис. 2, III). Следовательно, энергия схода каменного материала была столь велика, что позволила не только перекрыть полностью долину, но и сформировать обратный уклон в сторону реки. Фрагмент обвала, расположенный в русле реки, до сих

пор формирует подпор, высота которого составляет 13 м. В рельефе он выражен Байбальским порогом.

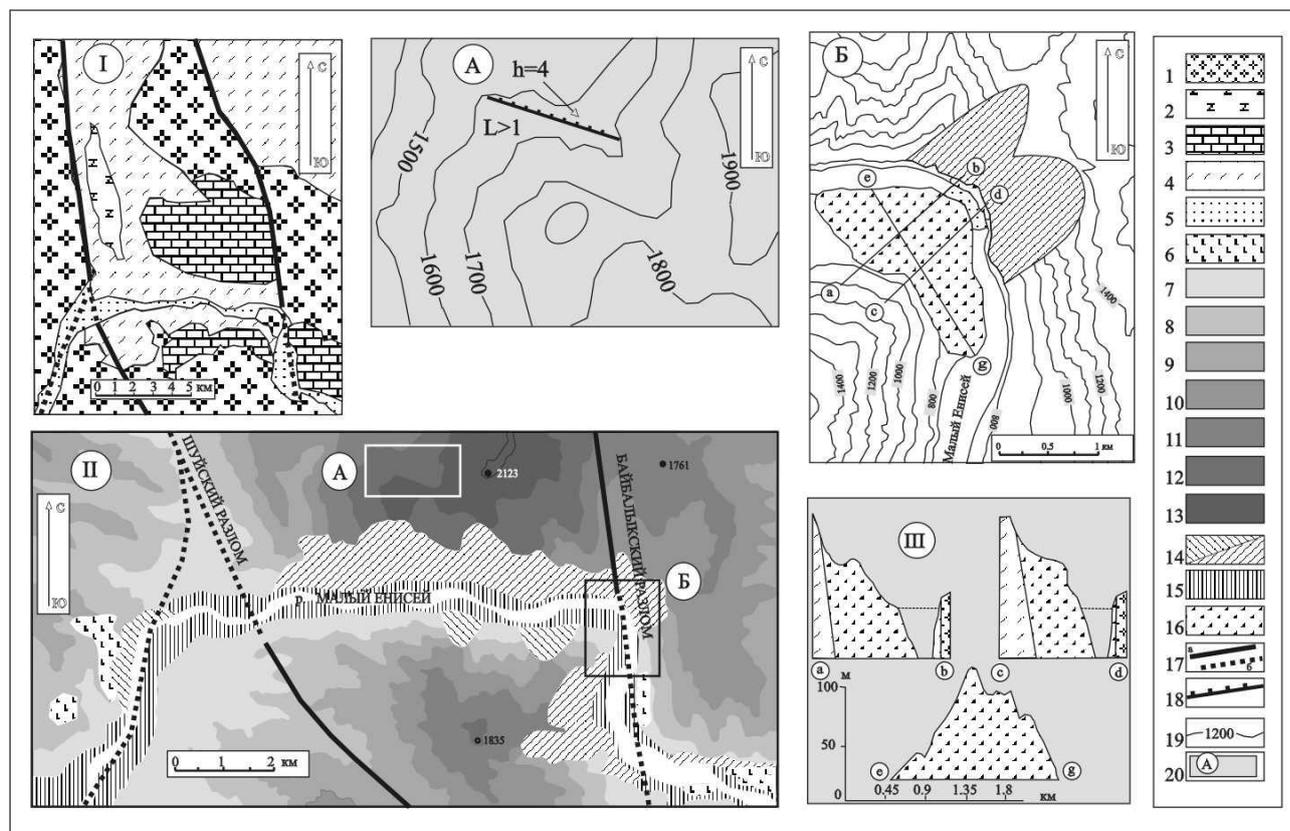


Рис. 2. Схема палеосейсмогенных деформаций в районе Байбалык-Шуйской петли.

1 - гранитоиды; 2 - габбро; 3 – гнейсы, кристаллические сланцы; 4 – вулканогенно-осадочные; 5 - рыхлые отложения четвертичного возраста; 6 - базальты; 7 - 13 абсолютная гипсометрия рельефа: 7 - 800-1000 м; 8 - 1000-1200 м; 9 - 1200-1400 м; 10 - 1400-1600 м; 11 - 1600-1800 м; 12 - 1800-2000 м; 13 - 2000-2200; 14 - обвальнo-оползневые склоны; 15 - пойма; 16 - обвальная масса; 17 - разломы: а - выявленные, б - скрытые под чехлом рыхлых образований; 18 - сейсмотектонический уступ; 19 - абсолютная гипсометрия рельефа; 20 - районы распространения сейсмогенных деформаций: А - сейсмотектонический разрыв, Б - сейсмогравитационный обвал.

Вскрытый шурфами контакт песчано-глинистых и крупногалечниковых (до 30 см в поперечнике) отложений восьмиметровой террасы р. Каа-Хем (выше Байбальского порога) свидетельствует о быстрой смене условий накопления и изменении размерности аллювия в меньшую сторону. Если на контакте галечников с песками размер последних характеризуется как крупнозернистые, то вверх по разрезу происходит их замещение на мелкозернистые, вплоть до су-

глинков. Подобное изменение фракции аллювия свидетельствует о росте глубины водоема в начальный период подпора.

Стенки отрыва расположены в правом борту субмеридианального отрезка долины р. Каа-Хем. Южная стенка выражена циркообразной нишей в склоне длиной около 1 км, северная - выглядит в виде треугольного закола шириной до 600 м. Мыс, расположенный между ними, разбит серией трещин. Ширина трещин достигает 30 м, глубина 50-60 м, при длине до 200 м. Наличие отчлененных, но не сброшенных блоков создает угрозу формирования новых обвалов. Небольшие абсолютные высоты (800 м) и влажный теплый климат в летний период сформировали благоприятные условия для быстрого восстановления растительного покрова в зонах деформации, поэтому основная часть, как обвала, так и стенок отрыва в настоящее время залесена.

Образование обвала связано с формированием сейсмогенного разрыва, расположенного в 7 км северо-западнее, где он деформирует левый борт долины р. Кара-Джарик (правый приток р. Каа-Хем). Разрыв выражен уступом субширотной ориентировки с видимой длиной 1 км и высотой 3-4 м (см. рис. 2, А).

При анализе геодинамической обстановки района исследований была выделена горстовая структура хребта Ыдык с абсолютными отметками 2123 м и относительным превышением 300-400 м. Длина структуры составляет 80 км при ширине от 10 до 15 км. В плане горст имеет клиновидную форму, вытянутую в субмеридианальном направлении, где западным ограничением является Шуйский разлом, восточным – Байбалык-Шивейский. Особое внимание привлекает структурный рисунок речной сети в пределах хр. Ыдык. Здесь выделяется коленообразный участок долины р. Каа-Хем. При общем ее широтном простирании ярко выражен фрагмент, смещенный по двум упомянутым разломам к северу на 6 км (см. рис. 2, II). Аналогичные смещения отражаются и в геологической среде. Так, по восточному обрамлению хребта разорван и смещен с правосторонней компонентой комплекс пород с амплитудой 6 км (см. рис. 2, I). Исходя из вышесказанного и принимая во внимание то, что структура Восточно-Тувинских поднятий формировалась в условиях преобладающего субгоризонтального сжатия, можно констатировать следующее: горстовая структура хр. Ыдык имела тенденцию к движению не только с вертикальной составляющей, но и с горизонтальной. Смещение блока на север по двум зонам разломов происходила в условиях субгоризонтального сжатия, где областью компенсационного растяжения послужили субширотные разломы южного фланга. На протяжении позднеплиоцен-среднечетвертичного времени район

испытывал общее воздымание, которое в позднем плейстоцене сменилось резко дифференцированными импульсными подвижками, результатом одной из которых и явилось образование сейсмогенного разрыва и Байбальского обвала.

Рой Карахольских обвалов (Восточная Тува; 52, 25° с.ш., 95,29° в.д.). Наличие четырнадцати крупных до (84 млн. куб. м) и большого количества мелких обвалов сконцентрированных в долинах рек Безымянная и Кара-Холь (рис. 3) и практически полное отсутствие в соседних, свидетельствует об аномальном проявлении гравитационных процессов. Приуроченность обвалов к зоне Отугтайгинского разлома, ответственного за формирование сейсмотектонических структур Узун-Хем и Устуку-Кара-Суг в 25 км к западу, указывает на активную сейсмотектоническую обстановку в этой области.

Анализ морфологической выраженности и взаимоотношения обвалов позволил выделить три палеоземлетрясения (см. рис. 3, I). Сейсмогравитационные смещения, связанные с первым по счету землетрясением (условный знак 10, 13), представлены крупными блоковыми смещениями и обвалом, расположенным на правом борту долины р. Кара-Холь и в днище соседней с запада долины р. Безымянной. Наиболее крупный по объему блок - оползень (11) расположен на правом борту долины р. Кара-Холь. Длина стенки отрыва достигает 1 км, высота - 330 м. Первоначальный объем блока - оползня достигал 30 млн. куб. м. Впоследствии он был осложнен обвалом в своей восточной части. Второй по величине блок-оползень (12) расположен в приводораздельной части рек Кара-Холь и Безымянная. Высота его фронтальной части составляет 80 м, длина 400 м. Третьим сейсмогравитационным смещением (13) является крупное обвальное тело, расположенное в днище долины р. Безымянная. Сход каменного материала происходил с левого борта долины, на котором отчетливо выделяется цирк, длина которого по окружности в верхней части составляет 1800 м, высота 300 м. Далее на запад он переходит в стенку отрыва более линейной формы, высота которой достигает 600 м, длина - 1100 м.

Сейсмогравитационные смещения, связанные со вторым палеоземлетрясением, широко развиты в долине р. Кара-Холь. Яркими примерами являются две мощные «плотины» (обвалы), между которыми в настоящее время расположено озеро. Нижняя «плотина» (1) (см. рис. 3, 4) имеет ширину по основанию около 500 м, в верхней части до 150 м. Простирается обвала по длинной оси составляет 75-80°. Высота «плотины» в нижнем бьефе 150 м, в верхнем - 50 м относительно зеркала озера. Поверхность обвала имеет вало-западинный рельеф. Обломки остроугольные, грани не эродированы. Обвальная масса частично за-

росла кедром и лиственницей с диаметром стволов 25-30 см. В поперечном профиле плотины намечается пологий подъем со стороны нижнего бьефа с углом около 15° , высотой до 70 м; затем следует пологонаклонная $5-8^\circ$ площадка шириной от 30 м до 50 м. Выше угол наклона увеличивается до 30° и

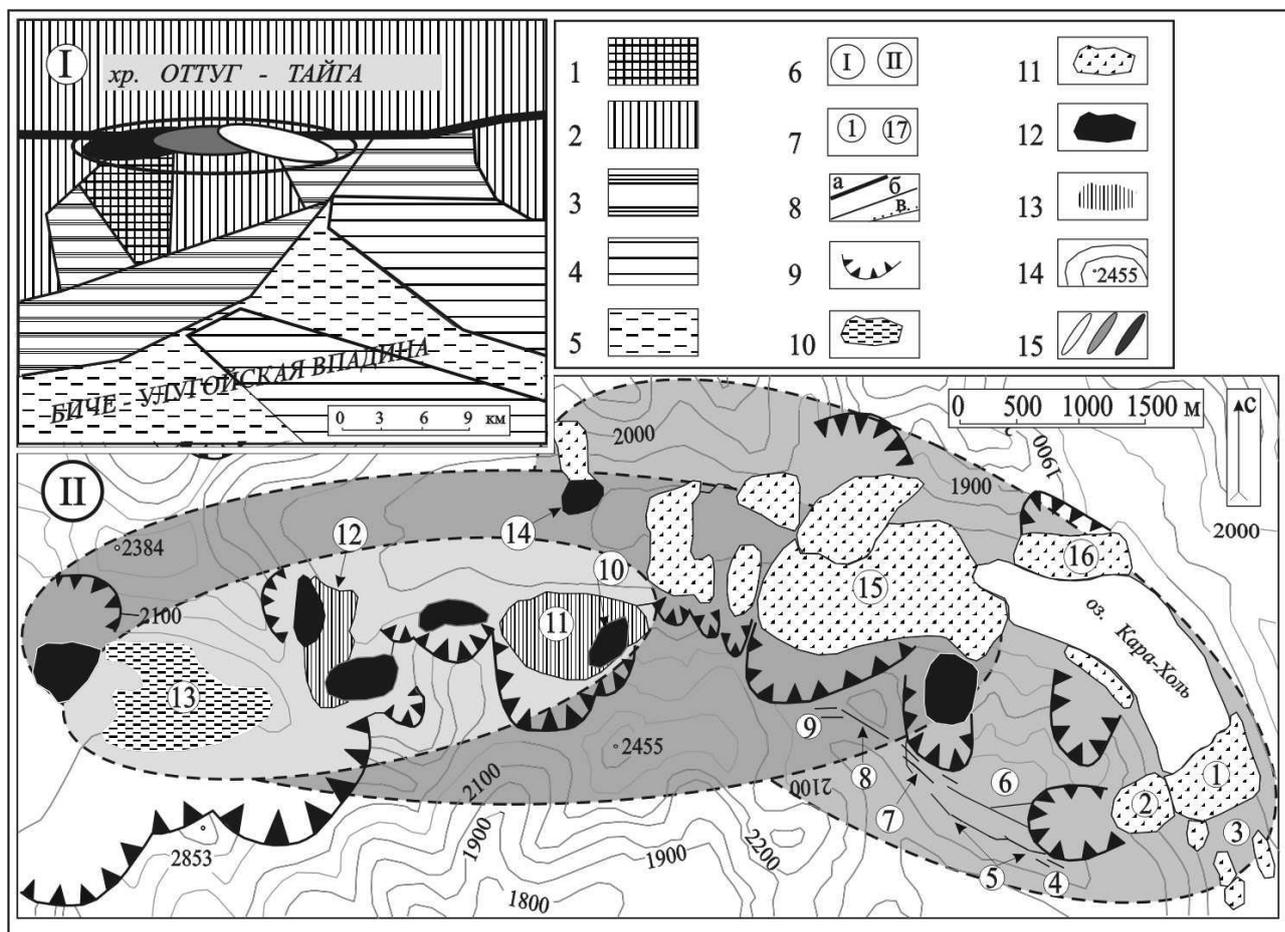


Рис. 3. Детальная схема палеосейсмодислокации (ПСД) Кара-Холь.

1 - 5 абсолютная гипсометрия блоков: 1 - 2500 - 2700 м; 2 - 2300 - 2500 м; 3 - 2000 - 2300 м; 4 - 1700 - 2000 м; 5 - 1400 - 1700 м; 6 - (I) –разломно-блоковое строение района структуры, (II) - детальная схема ПСД Кара-Холь; 7 - номера элементов ПСД Кара-Холь; 8 - разломы: а- региональный Оттугтайгинский; б - локальные; 9 - стенки отрыва; 10 - обвальные массы первой генерации ; 11 - обвальные массы второй генерации; 12 - обвальные массы третьей генерации; 13 - блоки-оползни первой генерации; 14 - изогипсы с заложением 100 м; 15 - эпицентральные области землетрясений разных генераций.

сохраняется до перегиба верхней бровки. В правом борту долины, выше плотины, расположен обвал (2). Его поверхность осложнена воронками глубиной до 8 м, длиной 12-15 м и шириной до 8-10 м. Ширина обвала около 330 м, длина по склону около 300 м, высота до 100 м. Объем 9-10 млн. куб. м. Выше по

склону над обвалом расположена стенка отрыва длиной 700 м и высотой 100-150 м. Относительно небольшие по объему обвальные тела (3) расположены ниже плотины. Их размеры достигают 120-200×100-120 м при мощности до 10-12 м. Гребень над правым бортом долины р. Кара-Холь, в районе подпорного озера, в значительной степени разбит системой трещин (4-9). Одна из них выходит в стенку обвального цирка, расположенного над нижней «плотиной».

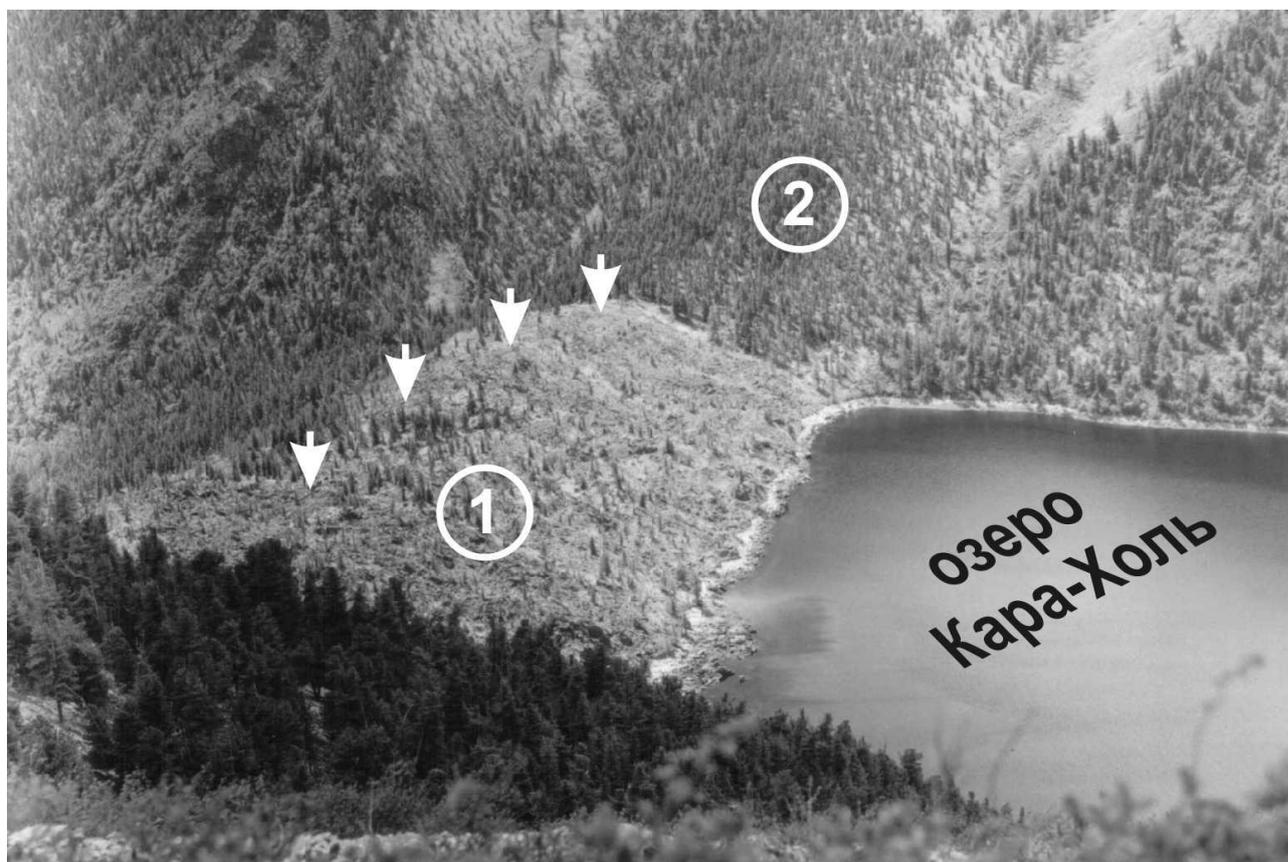


Рис. 4. Палеосейсмогенные обвалы (1, 2) и завальное озеро Кара-Холь.

Длина ее 70-80 м. Максимальная амплитуда вертикального смещения по трещине 2,5 м, опущено северное крыло. Выше по гребню в 250 м отмечается участок интенсивного дробления коренных пород. Вдоль разрывов прослеживается серия воронок до 5 м длиной, шириной 1,5-2 м и глубиной до 1 м. Весь блок отсечен единой трещиной длиной до 50 м и смещен на 7-8 м. В 100 м по гребню фиксируется еще одна сбросовая трещина, где по двум разрывам произошло отчленение массива длиной 60 м и шириной 40 м, амплитуда смещения достигает 8-12 м. Простираие разрывов 10-15° и 295-305°.

Вторая, более мощная «плотина» (15), расположена на западном ограничении озера Кара-Холь. Она полностью перекрывает троговую долину. Ширина обвала по основанию 1000-1200 м и до 800 м по гребню при средней мощности 60-70 м. Длина обвального тела колеблется от 1,5 км вдоль южного борта и до 800 м вдоль северного. На поверхности обвала широко развиты валы, западины диаметром 40-50 м и глубиной до 15-20 м. Характерной чертой является наличие отдельно стоящих небольших скальных блоков от 3 до 15 м в поперечнике сильно трещиноватых, но, в целом, сохранивших свою форму. На западном склоне плотины выделяется седловина. В плане она имеет форму ломаной линии и проходит почти по середине обвальной массы. Глубина седловины достигает 20-25 м. Ее образование связано с одновременным сходом обвалов с обоих бортов долины и фиксирует линию встречи их фронтальных частей. Объем обвального тела составляет 84 млн. м³.

Остаточные деформации, образовавшиеся при третьем по счету землетрясении, представлены сейсмогравитационными смещениями (на рис. 3, выделены знаком 12), но меньшими по объему по сравнению со вторым событием. Образование обвала (14) связано с деформацией обвала второй генерации. Обвал (10) осложняет блок-оползень первой генерации. На западе в замыкании троговой долины расположены два обвала, налегающие на блок – оползень (12). В правом борту, над второй «плотиной», расположено обвальное тело, выстилающее днище цирка и нависающее над троговой долиной. Превышение нижней части обвала над зеркалом озера 150-170 м. Фронтальная часть составлена тремя волнами высотой 35-40 м. Общая ширина 350-380 м, длина до 600-650 м. Объем оценивается в 8,5 млн. м³. Морфологическая выраженность и свежесть смещений свидетельствует об одноактности этих явлений, а их взаиморасположение и взаимоотношение с остаточными деформациями первых двух палеоземлетрясений говорит о третьем самостоятельном событии.

Сейсмотектоническая обстановка в районе хребтов Таскыл и Оттуг-Тайга развивается в условиях субмеридионально-северо-восточных сжимающих напряжений, приводящих к левосторонним смещениям, взбросам и локальным проявлениям сбросов. Сейсмогенные деформации первого по счету палеоземлетрясения связаны со сдвиговыми перемещениями. Левосторонние движения по зоне Оттугтайгинского разлома спровоцировали крупные блоковые опускания в центральной части S-образного изгиба широтных участков долин рек Безымянная и Кара-Холь. Опускание, разделяющей их перемычки, сопровождалось развитием блоков-оползней.

Образование сейсмогравитационных смещений при втором палеоземлетрясении произошло за счет взбросовой подвижки по разлому северо-западного простирания в районе озера Кара-Холь. Что касается остаточных деформаций более позднего палеоземлетрясения, то их образование связано со взбросами по субширотному разрыву.

Тиссинский обвал (Восточный Саян; 52, 38° с.ш., 99,57° в.д.) расположен в долине р. Тиссы в 5 км ниже ее левого притока р. Тэргэтэ. В плане он имеет эллипсовидную форму. Площадь распространения обвальных масс составляет 2 км². Средняя мощность – 25 м. Объем 50 млн. м³. Тело обвала сложено крупными глыбами базальтов.

Долина р. Тиссы в районе исследований имеет трапецевидный профиль со следами ледниковой деятельности. Ее ширина достигает 1 км, с превышением бортов над днищем 700-800 м. Стенка отрыва расположена на левом борту и представляет циркообразный закол длиной до 2 км. В настоящее время сохранились фрагменты каменных потоков во врезам временных водотоков. В результате схода обвала в долину р. Тиссы, последняя была полностью перекрыта, и сформировалось временное подпорное слабопроточное озеро. В связи с этим, в акватории данного водоема резко изменились условия осадконакопления и начали накапливаться мелкозернистые осадки, представленные песками разной фракции. Фрагменты этих осадков слагают первую надпойменную террасу высотой 4,5 м, прислоненную к телу обвала. В разрезе террасы выделяются следующие отложения (сверху вниз): 1) почвенно-растительный слой – 0,4 м; 2) чередующиеся параллельно-слоистые мелкозернистые и крупнозернистые песчаные отложения – 2,2 м; 3) крупные глыбы базальтов (до 80 см в поперечнике) – 1,5 м; 4) ожелезненные галечники с песчаным заполнителем – 0,4 м. Образование сейсмогравитационного обвала связано с формированием сейсмогенных уступов, расположенных в 7-10 км к северу в районе г. Шулун-Тологой (абс. отм. 2328 м) на плоском водоразделе рек Сенца и Тисса [4].

Ихе-Ухгуньский обвал (Восточный Саян; 51, 76° с.ш., 101,05° в.д.). При сейсмогеологических исследованиях был обнаружен комплекс деформаций, выраженных в виде тектонического уступа и системы обвалов в долине р. Ихе-Ухгунь.

Дальнейшие исследования показали, что это типичная ледниковая долина корытообразной формы с шириной днища 500-600 м, имеющая на этом участке широтное простирание. Углы падения склонов различны. Средняя величина их для левого склона составляет 35°, для правого – 40°.

Сейсмотектонические деформации представлены серией уступов, разрывающих правый борт реки. Они начинаются на востоке в месте изменения простирания долины р.Ихе-Ухгунь с широтного на северо-западное и протягиваются, сменяя друг друга, на 3,5 км вверх по течению. Дислоцированные породы представлены гнейсами и гранитогнейсами архейского возраста. Высота уступов увеличивается с запада на восток от первых метров до десятка. Крутизна их также не постоянна: от 60° до 80-85°. На восточном окончании наблюдается ступенчатое строение уступа.

Образовались уступы за счет подвижки по плоскостям в их основаниях, азимут падения которых постоянен - 185°, а угол меняется от 35° до 40-45°. По комплексу структурно-геологических признаков эти разрывные нарушения определяются как взбросо-сдвиги. Они четко фиксируются в стенках долин боковых притоков. В одних местах это маломощные (до 5-7 см) зоны дробления, в других – мощность тектонически раздробленного материала составляет 2 м. Породы в зонах интенсивно перетерты, а местами рассланцеваны.

Помимо тектонических деформаций долина осложнена серией обвалов и блоков-оползней. Очевидно, момент формирования уступов сопровождался мощными сейсмогравитационными процессами. Все обвальные формы задернованы и залесены. Высота и толщина деревьев на них примерно одинаковая, что свидетельствует об их единовременном образовании.

В 3 км выше по течению от западного окончания последнего тектонического уступа, с правого борта долины р. Ихе-Ухгунь сошел наиболее крупный обвал, почти полностью перекрывший долину. В настоящее время река изменила свое русло, огибая лежащее на пути препятствие. В плане обвал представляет эллипс субширотного простирания, длинная ось которого составляет 1,5 км, короткая – 0,6 км. Мощность обвальной массы в среднем около 80 м. Максимальная – в примыкании к склону – 130 м, в западной части до 120 м. Фронтальная часть наиболее понижена и имеет высоту 50 м. Объем вынесенного каменного материала составляет 72 млн. м³. Стенка отрыва расположена в правом борту долины. Высота ее 400 м, ширина 1,5 км. Во фронтальной части обвала ярко выражена серия волн, в западной части фиксируются отдельные языки каменного потока. На поверхности валы выражены в виде куполов с относительным превышением до 30 м.

Система Олхинских обвалов (Олхинское плоскогорье; 52, 00° с.ш., 104,12° в.д.) расположена в долине р. Бол. Олха и прослеживается от ручья Смоленский ключ вверх по течению на 8 км (рис. 5). На этом участке долина Бол. Олхи имеет два генеральных направления – субмеридиональное и северо-восточное. Субмеридиональный отрезок начинается от ручья ключ Зырянский и протягивается на север до ключа Смоленский. Здесь обвальные массы перекрывают долину на протяжении 3 км, образуя уступы как в поперечном, так и продольном профилях долины. Северо-восточный фрагмент реки начинается от ручья Ключ Зырянский и протягивается на юго-запад до впадины, известной под названием «Болото». На этом участке отмечается также аномальное развитие гравитационных процессов, развивающихся по обоим бортам долины. Среди них выделяется наиболее крупный обвал, расположенный в устьевой части руч. Ключ Левинский (левый приток р. Бол. Олхи). Он сошел с правого борта долины и, пройдя более полутора километров, практически полностью ее перекрыл.

Структурно-геоморфологический и геолого-структурный анализы показали, что речные долины Олхинского плато характеризуются рядом особенностей. К ним можно отнести озеровидные расширения русел, бифуркацию, резкие повороты русел под прямым и острым углами, встречное направление притоков относительно основного водотока, преобладание ширины долины второстепенных притоков над шириной долины основного водотока.

В тектоническом отношении район представляет собой северное погружение Шарыжалгайского выступа кристаллического фундамента, осложненное разломно-блоковой структурой. Кристаллический фундамент архей-протерозойского возраста представлен шарыжалгайской серией, прорванной архейскими и протерозойскими гранитными интрузиями. Кристаллический фундамент перекрыт осадочными породами рифея, венда, кембрия и юры, смятыми в складки и разбитыми дизъюнктивными нарушениями. Из разрывных нарушений со смещениями в районе известны сбросы, взбросы и надвиги, а также сдвиго-раздвиговые деформации. Гидросеть представляет собой разработанную эрозионно-денудационными процессами систему трещин и разрывов.

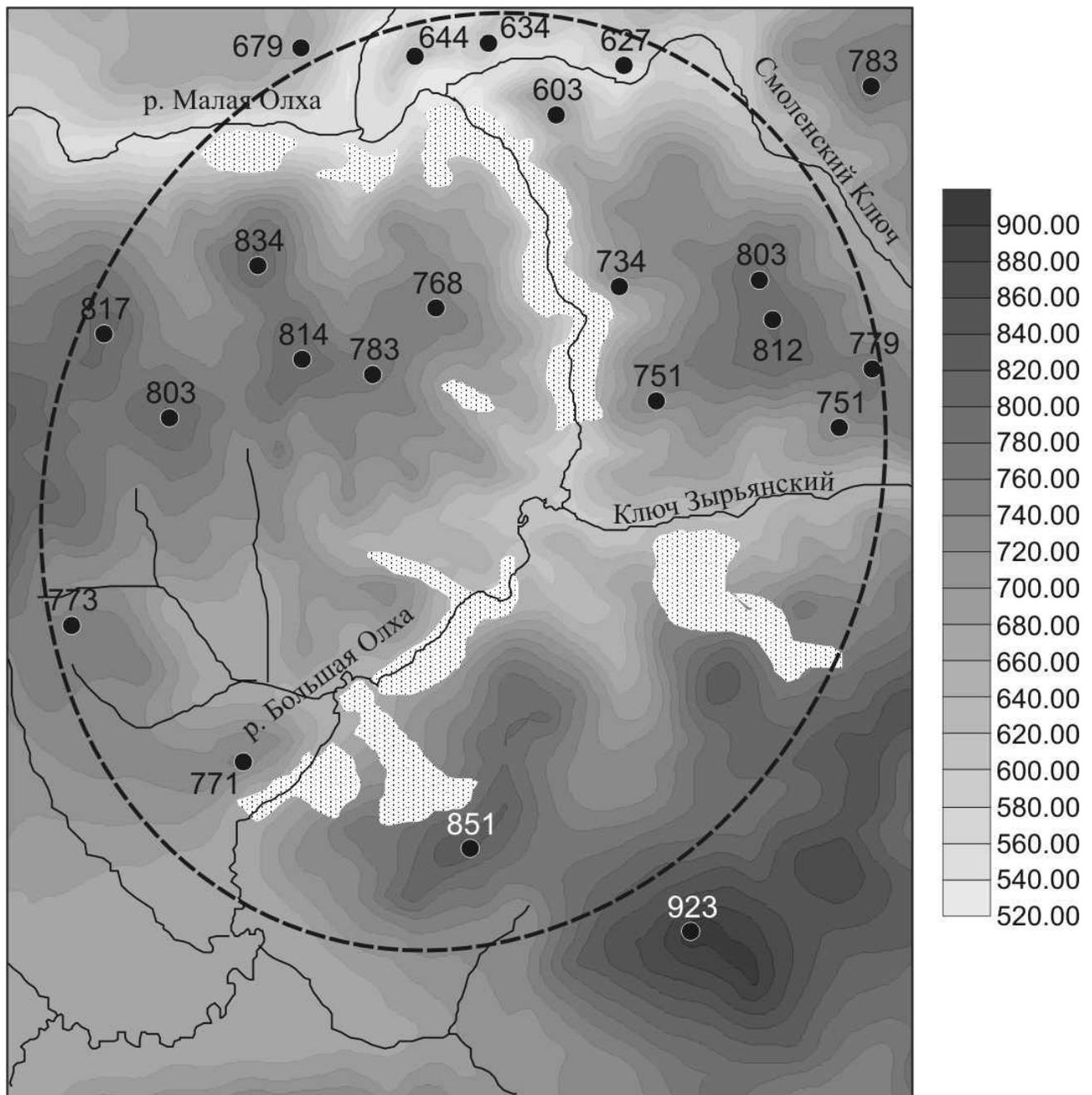


Рис. 5. Схема распространения обвалов и предполагаемая эпицентральная область сильного палеоземлетрясения.

Сочетание взбросов, сбросов и сдвигов приводит к формированию в современном рельефе блокового строения и структур типа наложенных молодых грабенов. Наиболее типично эти структуры выражены при слиянии р.р. Бол. и Мал. Олха, при впадении в р. Бол. Олха ключей Смоленского, Зырянских, Левинского, а также ключей Широкий, Комурастый, Мал. Кумыр-Ясдо, Каймурастуй. Озеровидные расширения, где реки меандрируют, по простиранию долины сменяются довольно узкими порожистыми участками. Характерной осо-

бенностью боковых притоков на указанном отрезке является их перегруженность осадочным материалом и довольно слабое развитие глубинной эрозии. Это явление, возможно, связано с изменением местного базиса эрозии, вызванного обвально-оползневой деятельностью.

Аномальное площадное развитие гравитационных процессов в долине р. Бол. Олха, по сравнению с прилегающими территориями Олхинского плато, свидетельствует об активных тектонических процессах на данной территории. Анализ сеймотектонических структур показывает, что наличие площадного развития обвалов и оползней связано с сильными землетрясениями. По предварительным данным площадь распространения обвалов составляет около 45-50 км². Исходя из параметров Олхинского обвального поля, магнитуда палеоземлетрясения [3] могла составлять 6.75, интенсивность 9 баллов.

Как видно из вышеприведенного материала, формирование сейсмогенных разрывов в областях с высокой энергией рельефа сопровождается площадным развитием сейсмогравитационных процессов, которые, в свою очередь, радикально влияют на развитие осадконакопления в аквальной среде. Это позволяет расширить ряд диагностических признаков импульсных тектонических движений, что особенно важно для прогностических целей как в сейсмораионировании, так и в инженерно-геологических изысканиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-64460), Фонда содействия отечественной науке и ИГ СО РАН – 162.

Литература

1. Солоненко В.П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977. С. 83-131.
2. Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984. - 145 с.
3. Adams J. Earthquake-dammed lake in New Zeland // Geology, 1981. Vol. 9. P. 215-219.
4. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. - 303 с.

Направление:
**ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СЕЙСМОАКТИВНЫХ
СТРУКТУР И ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

УДК 550.388

**ИОНОСФЕРНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ БОЛЬШИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ
СОБЫТИЙ В ЯКУТИИ**

*Смирнов В.Ф., к.ф.-м.н., Степанов А.Е., к.ф.-м.н., Филиппов Л.Д., к.ф.-м.н.,
Институт космофизических исследований и астрономии
им. Ю.Г. Шафера СО РАН, г. Якутск,
a_e_stepanov@ikfia.ysn.ru*

Введение

Среди природных катастроф землетрясения занимают одно из первых мест по наносимому экономическому, экологическому и социальному ущербу. Попытки объяснить причины возникновения землетрясений с переменным успехом продолжаются уже много лет. Не разрешенной остается до сих пор и проблема предсказания времени, места и силы землетрясений.

В настоящее время накоплено множество фактов того, что в периоды подготовки сильных землетрясений в ионосфере Земли происходят заметные изменения ее основных параметров и характеристик, например, таких как, электронная концентрация, высоты регулярных слоев, формирование спорадических слоев в E-области, волновые возмущения и т.п. [1-7].

Основными механизмами таких вариаций ионосферы до и после землетрясения являются:

- Распространение гравитационных или акустических волн (волн Рэлея) в верхней атмосфере, генерируемых крупными землетрясениями не только вблизи эпицентра, но и на больших расстояниях, когда сейсмические волны распространяются вокруг Земли.
- Нагрев верхней атмосферы из-за диссипации энергии землетрясения вверх, тем самым увеличивается термальная энергия в ионосфере.
- Влияние электрического поля тектонического происхождения на верхнюю атмосферу.

Данные и методика исследования

Анализировались данные станции ионосферного зондирования Якутск (Lat = 62.04N, Long = 129.8E). Данные по землетрясениям взяты с сайта Геологической Службы США (US GS) - <http://neic.usgs.gov/>.

Чтобы четко разделить ионосферные признаки землетрясений от гелио-геофизических факторов нами выбирались землетрясения с магнитудой 5 и выше. Таких землетрясений на территории Якутии, выделенной в прямоугольник с координатами 55 – 70 градусов северной широты, и 120 – 140 градусов восточной долготы, с 1973 г. по 2005 г. зафиксировано 9 событий (см. рис.1 и таблицу).

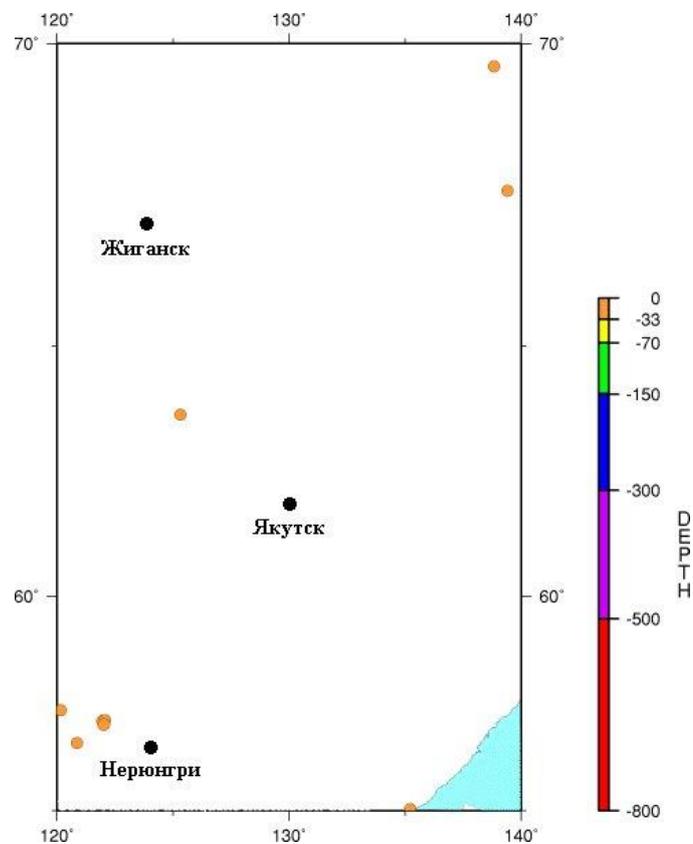


Рис. 1. Расположение эпицентров землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$ на территории Якутии в период 1973-2005 гг.

Год	Мес.	День	Время	Шир.	Долг.	Глуб.,км	Магн.
1978	08	09	175958.20	63.71	125.32	0	5.60
1987	07	07	170730.94	56.65	120.86	33	5.00
1989	04	20	225954.07	57.17	121.98	26	6.50
1989	04	29	062539.12	57.19	122.07	29	5.30
1989	05	17	050435.94	57.09	122.02	30	5.90
1994	01	28	010513.76	55.04	135.21	17	5.00
1998	01	15	033308.25	67.70	139.41	10	5.00
1999	09	08	023848.54	57.43	120.16	10	5.10
2005	01	25	222158.50	69.66	138.83	10	5.00

За эти дни нами рассматривались вариации критической частоты foF2 по данным станции вертикального зондирования ионосферы. Для исключения сезонных и суточных вариаций foF2 применялась нормализация частот по следующей формуле:

$$\Delta f = (fod - fom) / fom,$$

где *fod* – среднесуточное значение критических частот, а *fom* - среднемесячное значение критических частот слоя F2.

Результаты и обсуждение

На рис.2 показан ход нормализованных критических частот за апрель 1989 г., когда было зарегистрировано два мощных землетрясения с магнитудами $M = 6.5$ и $M = 5.3$, соответственно 20 апреля в 22:59:54 UT и 29 апреля в 06:25:39 UT. Моменты начала землетрясений на рисунке отмечены большими стрелками. Здесь следует учесть, что времена по оси абсцисс приведены по местному времени. Видно, что перед землетрясениями, за 5-6 дней в первом случае, и за 3-4 дня во втором случае, наблюдаются понижения критических частот слоя F2.

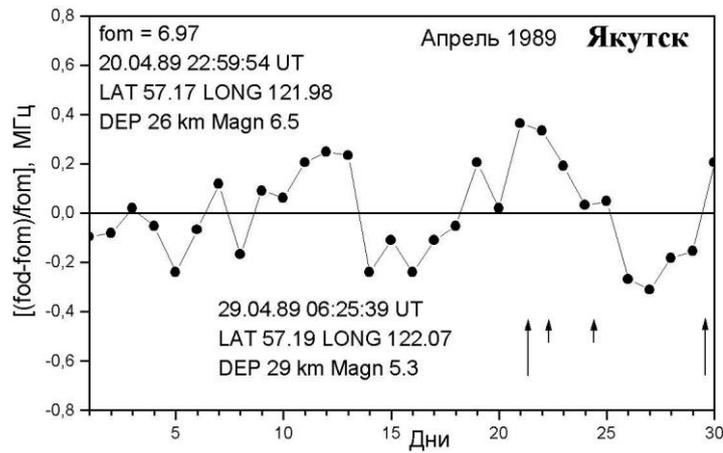


Рис. 2. Ход нормализованных критических частот за апрель 1989 г. Стрелками указаны моменты землетрясений.

На рис. 3 приведены усредненные значения Δf за все отобранные дни, где ход нормализованных частот выбран за 10 дней до начала землетрясения. Из рисунка видно, что за 7-8 дней до землетрясения критические частоты повышены, а за 3-4 дня они понижены. Примерно такое поведение параметров ионосферы описано также в [8].

Отметим, что суточные планетарные Кр-индексы в 7 случаях были ниже 20, что соответствует спокойным периодам геомагнитной активности, а в двух случаях составляли соответственно 31.7 и 23.3, т.е. относились к средневозмущенным периодам. Поэтому, влияние геофизических параметров во время анализируемых событий на характер поведения ионосферы на широтах Якутска является слабым.

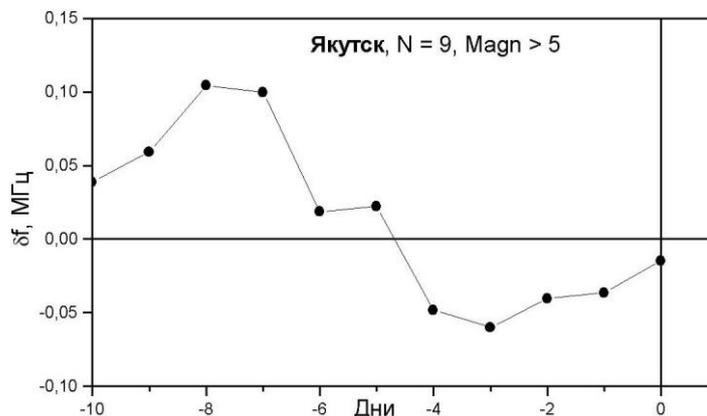


Рис. 3. Усредненные значения нормализованных критических частот по всем событиям. Вертикальная линия – начало землетрясений.

21-го и 24-го апреля 1989 г. были еще землетрясения, которые были расположены в рассматриваемом нами прямоугольнике земной поверхности. Моменты землетрясений отмечены на рис.2 маленькими стрелками и магнитуды этих землетрясений составляли меньше $M < 5$. Можно с большой долей вероятности сказать, что эти слабые землетрясения не оказали существенного влияния на поведение ионосферы над Якутском, т.к. не заметно “общепринятых” в этом случае понижений частоты за предыдущие дни. Кроме того, они удалены от Якутска на 650 – 700 км к югу.

Из 107 случаев землетрясений с магнитудой $M > 3$, в период с 1973 г. по 2005 г. (каталог US GS), подавляющее большинство приходится на южные районы Якутии, а примерно 1/5 часть на северо-восточные. Таким образом, изучение ионосферных эффектов землетрясений по данным станций центральной Якутии, из-за их большой удаленности от очагов землетрясений, возможно только при землетрясениях большой магнитуды, которые регистрируются сравнительно редко (9 за 32 года). Поэтому, для мониторинга слабых землетрясений целесообразно установить станцию ионосферного зондирования на юге Якутии.

Заключение

- По данным анализа ионосферных материалов станции Якутск установлено, что перед большими землетрясениями с магнитудой $M \geq 5$ наблюдается понижение критических частот слоя F2 за 3-4 дня до дня землетрясения.
- Показано, что на расстоянии более 600 км землетрясения с магнитудой $M < 5$ не оказывают существенного влияния на поведение ионосферы над Якутском.
- Для детального изучения влияния слабых землетрясений ($M < 5$) на ионосферу и их прогнозирования необходимо, чтобы ионосферная станция находилась вблизи от эпицентра землетрясения ($R \sim 300-400$ км).

Литература

1. Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Vasil'eva N.E., Alimov O. On spread-Es effects in the ionosphere before earthquakes, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2005, vol.5, pp.59-62.
2. Ducic V., Artru J., Lognonne P. Ionospheric Remote Sensing of the Denali Earthquake Rayleigh Surface Waves, *Geophys. Res. Lett.*, 2003, 30(18), p.1951.

3. Ruzhin Yu., Depueva A., Devi M. Equatorial Ionosphere 'Fountain-effect' above Imminent Earthquake Epicenter, *Geophysical Research Abstracts*, 2003, Vol.5, 03080.

4. Корсунова Л.П. Предвестниковые эффекты в спорадическом слое E от коровых землетрясений вблизи Японии и в Средней Азии. *Тр. III межд. сов. «Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений»*. 2004. ИКИР ДВО РАН, Паратунка.

5. Шестопалов И.П., Харин Е.П. О связи сейсмичности Земли с солнечной и геомагнитной активностью. *Тр. III межд. сов. «Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений»*. 2004. ИКИР ДВО РАН, Паратунка.

6. Гайворонская Т.В. Нерегулярные вариации ионосферы в зонах сейсмической активности. *Тр. III межд. сов. «Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений»*. 2004. ИКИР ДВО РАН, Паратунка.

7. Смирнов В.М. Интерпретация ионосферных возмущений в период слабых землетрясений. *Эл.ж. «Исследовано в России»*. 2003. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2003/012.pdf>

8. Chen Y.-I., Liu J.-Y., Tsai Y.-B., Chen C.-S. Statistical Tests for Pre-earthquake Ionospheric Anomaly, *TAO*, 2004, vol.15, N 3, pp.385-396.

УДК 550.341

МОДЕЛИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПЕРИОД ЮЖНО – ЯКУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1989 г.

*Трофименко С.В., к.г.-м.н.,
ТИ (ф) ЯГУ, г. Нерюнгри, urovsky@yandex.ru*

Модельные представления Южно-Якутского очага землетрясения.

Для прогнозирования степени сейсмической опасности катастрофических землетрясений представляет несомненный интерес не только результаты инструментальных наблюдений, но и оценка потенциально возможной энергии землетрясения для данной области, его магнитуды и интенсивности, а также, радиуса действия (влияния) землетрясения на геофизические параметры.

К настоящему времени существует несколько способов проведения таких оценок: по изостатическим аномалиям силы тяжести [1], по величине сейсмических пятен и закону повторяемости землетрясений [2]. В основе современных

теоретических моделей подготовки землетрясения лежат представления о землетрясении, как о заключительной стадии длительного процесса разгрузки среды. Наиболее разработанными моделями, допускающими бухтообразное изменение геофизических полей является модель лавино-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ), дилатантно-диффузионная (ДД) и консолидационная модели [3]. По характеру изменения наклонов в период Южно-Якутского землетрясения можно заключить, что сейсмический процесс развивался по промежуточной модели (рис. 1), очень близкой к модели внутреннего разрушения, однако допускающей миграцию флюидов как в области подготовки очага землетрясения (ослабленной зоны), так и за его пределами. Миграция флюидов, как общего возмущающего фактора, приведет к изменению физических свойств горных пород: плотности, электропроводности, магнитной восприимчивости. Это создаст необходимые условия для появления аномалий в геофизических полях различной природы (рис. 2, 3). Достаточность этих условий будет следовать из количественных оценок возможностей модельного фактора, влиять на формирование аномальных полей, при этом, расчетную модель будем соотносить с параметрами Тас-Юрхского землетрясения, одного из крупнейших сейсмических событий в Сибири ($M=7$, $K=17$, $J=9$), произошедших на территории Южной Якутии.

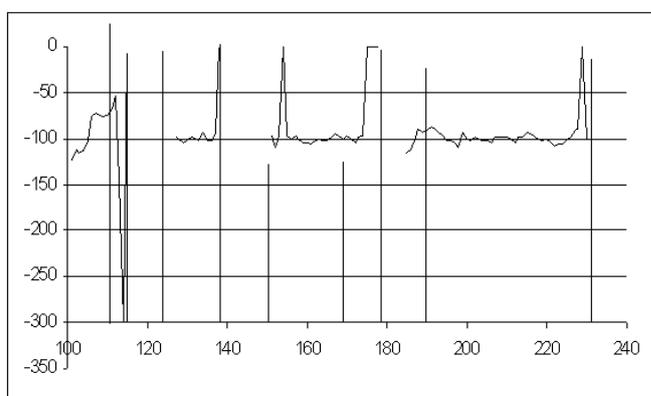


Рис. 1. Непрерывные наклоны в канале СЮ компоненты. Горизонтальная ось – дни от начала 1989 года.

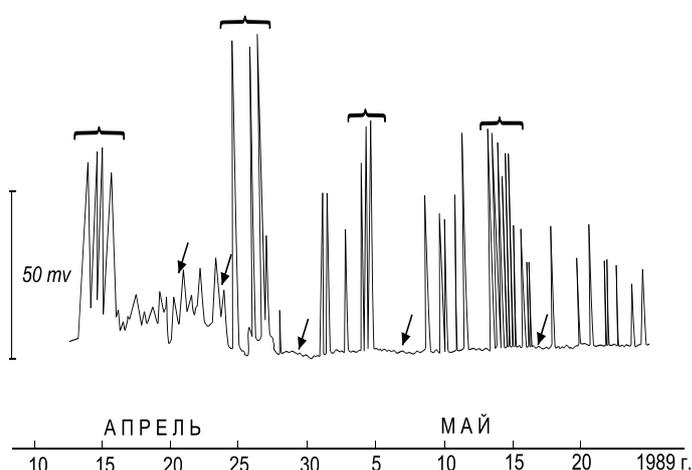


Рис. 2. Изменение напряженности ЭМИ и СДВ полей в период сильных землетрясений апреле – мае 1989г.

Стрелками отмечены моменты главного события 20 апреля 1989г. и его сильных афтершоков 25 и 28 апреля, а также 7 и 17 мая. Фигурные скобки указывают на возмущения ЭМИ, зафиксированные перед этими событиями.

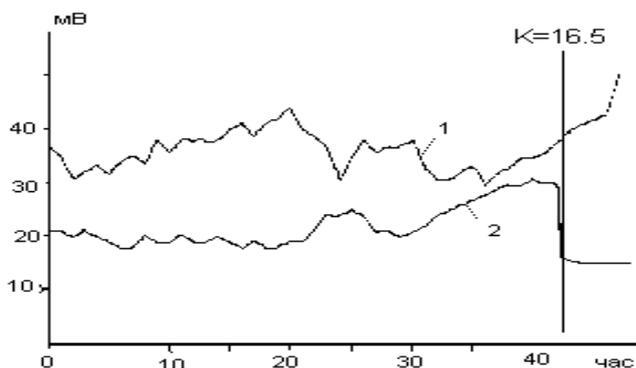


Рис. 3. Ступенчатое изменение суточного хода СДВ поля в момент землетрясения 20.04.89., 23ч. по Гринвичу.

Критическая деформация, при которой происходит разрушение пород, равна $\varepsilon_0 = 10^{-4}$. Деформация на границе очага землетрясения не может превышать эту величину. Фактически, возмущения в процессе деформации составляют часть этой величины, и на практике считается $\varepsilon_0 = 10^{-5} - 10^{-4}$. В упругом полупространстве возмущение деформации $\varepsilon(R)$ изменяется в дальней зоне по закону: $\varepsilon(R) = \varepsilon_0 (R_0/R)^3$, где R_0 – средний размер источника, R – расстояние от центра неоднородности (очага) до пункта наблюдения;

Используя параметры Южно-Якутского землетрясения (M, h) из работы [4] $M=6,5$, $h=33$ км; параметры переходной зоны от Алданского щита к зоне Становика, горизонтальные размеры которой возьмем по внутренней области максимальных градиентов количества землетрясений $A \times L = (25 \div 40) \times 350$ км², а также, макросейсмические параметры для Южной Якутии, которые составляют следующие величины [5]: скорость поперечных волн – 3.6 км/с, скорость продольных волн – 6.3 км/с, плотность – 2.75 г/см³, уравнение макросейсмического поля $J = 1.5M - 4.5 \cdot \lg \Delta + 5.1$, где Δ – эпицентральное расстояние, рассчитывая модуль упругости среды по уравнению $K_y = \rho V_s^2 (V_p^2/V_s^2 - 4/3)$, оценим полную энергию, занесенную в объеме неоднородности: $E = 1/2 K_y \cdot \varepsilon(R)^2 \cdot V$, $V = S \cdot H$, $H=60$ км. Подставляя в E численные значения величин K_y , $\varepsilon(R)$ и V , получим: $E = 1/2 \cdot 5 \cdot 10^{10} \cdot 60 \cdot 32 \cdot 350 \cdot (10^{-5} + 10^{-4})^2 = 10^{17} \div 2 \cdot 10^{17}$ Дж. Магнитуду оценим по формуле Гутенберга - Рихтера $M_T = (K - 4,8)/1,5 = 7 \div 8,1$, верхняя граница которой на единицу выше магнитуды Тас-Юрхского землетрясения. Для землетрясения с такой магнитудой радиус зоны проявления предвестников будет равен: $R = K \cdot R_0 = 10^{0.3M - 0.8} = 5 \cdot (20 \div 44)$ км. Полученная величина радиуса проявления предвестников $R = 5 \cdot R_0 = 100 \div 220$ км имеет тот же порядок, что и размеры переходной зоны. Максимальная сотрясаемость (интенсивность) в эпицентре, рассчитанная по уравнению микросейсмического поля [5] $I = b \cdot M - D \cdot \lg h + e$, получается равной: $I = 1,5 \cdot (7 \div 8,1) - 3,2 \cdot \lg(R_0) + 2,7 = (8 \div 10)$, что

фактически на один балл выше, чем для эпицентрального поля Тас-Юрхского землетрясения.

Вышеприведенные оценки справедливы для однородного включения, т.е. без реологии нижнего полупространства. Наличие систем разломов (основных и подчиненных) может значительно усилить эффекты в одних направлениях и ослабить по другим, а то, что разломы (в особенности узлы разломов) контролируют сейсмический процесс показано в работе [6]. Не на много отличаются оценки потенциальной сейсмичности Южной Якутии, рассчитанные по формулам из работы [2]: $M = 7.5 \div 7.8$.

Из вышеприведенных оценок следует:

- возможная запасенная энергия упругих деформаций на 12 – 50% может превышать высвободившуюся энергию при самом крупном произошедшем в Южной Якутии Тас-Юрхском землетрясении;

- если вся запасенная энергия трансформируется в единовременное сейсмическое событие, то внутри выделенной области может произойти землетрясение с параметрами: $K = 17 \div 17.3$, $M = 7 \div 8.1$, $J = 10$;

- радиус влияния предвестников сравним с протяженностью регионального Южно-Якутского разлома, что означает, что данный разлом может быть общим возмущающим геофизические параметры фактором.

На представленных графиках изменения напряженности ЭМИ и СДВ полей в период главного толчка землетрясения и его афтершоков перед событиями с $K > 14$ наблюдается увеличение амплитуды сигнала от 40 до 100 мВ при фоновом уровне 10 – 20 мВ. Отчетливо проявляется группирование всплесков интенсивности ЭМИ перед сейсмическими событиями. Перед главным толчком возмущения начались за 7 дней и закончились за 4 дня. Перед сильными афтершоками 29.04.89, 7.05.89, 17.05.89 эти аномалии прекращались за более короткий интервал времени до события – 1 – 2 дня, причем интенсивность возмущений и их длительность в группе не зависела от магнитуды землетрясения. Следует также отметить, что в случае афтершока 24 апреля 1989 г. подобного эффекта либо не наблюдалось, либо эффект от него был перекрыт предвестниками афтершока 29.04.89 с $K = 15$.

На рис. 3 представлены два графика усредненных значений в канале СДВР за 21 апреля 1989 и 1990гг. Как можно видеть, за пол часа до основного события произошел резкий сброс амплитуды сигнала практически до нуля (на 15 мВ). По сути, это может означать, что перед сейсмическим событием открывается проводящая зона в окрестности влияния Ханьского разлома. Сопо-

ставим эти изменения с изменением неприливных наклонов в пункте наблюдения штольне Укдуска (рис. 1). Изменение знака наклонов в NS компоненте произошло после землетрясения, два афтершока с $K = 13 - 15$ приурочены к области максимальных значений наклонов амплитудой около 80 - 100мс. Следует заметить, что за весь период наблюдений положительный градиент остаточных наклонов наблюдался только в период Южно-Якутского землетрясения, а также, то, что после землетрясения и его главных афтершоков среднее значение наклона в NS компоненте изменилось на $- 20 - 50$ мс. Геофизическая интерпретация полученных результатов может быть следующей: до основного события правый борт разлома охвачен положительной аномалией наклона. С учетом места наблюдения это означает вертикальный подъем правого борта разлома. После землетрясения наблюдается отрицательный наклон с последующим увеличением до максимального значения и уменьшением до нового фонового значения. Перед афтершоками наблюдается увеличение угла наклона с возвратом на нормальный уровень. С начала марта увеличение составило $\alpha = +100$ мс, после события $- 250$ мс и остаточная деформация -50 мс. Учитывая, что расстояние L до условной середины Ханыйского разлома от пункта регистрации около 1 км, получим величины смещений h по разлому по формуле $h = L \cdot \text{tg}(\alpha)$ соответственно 0,48 см, 1.2см и 0,24см. Можно предположить, что в процессе тектонических деформаций под воздействием сейсмического события с энергией $K = \lg E = 16.5$ {Дж} произошел сброс по разлому. В период максимальных наклонов происходит подток флюидов в область дилатансии, увеличивается проводимость верхних слоев земной коры. В свою очередь, флюидонасыщенность приводит к резкому снижению сил трения, сдерживающих сейсмический процесс. Энергия деформации трансформируется в сейсмическое событие.

Что мы получили: суммарная энергия $\sum E_i$, которая выделилась во всех видах геофизических процессов за один год не превышает 70% от возможной запасенной энергии упругих деформаций. При различных соотношениях времени релаксации напряжения (T_p) и времени накопления энергии упругих деформаций (T_n) эти 30% запасенной энергии могут высвободиться как до, так и после основного события (землетрясения), что регистрируется геофизическими методами. Аномалии суточного хода напряженности СДВ поля могут служить оперативным предвестником землетрясения при наличии полной информации по деформационному методу. Увеличение амплитуды сигналов электромагнитной природы их группирование выступает в роли краткосрочного предвестника

землетрясения с погрешностью определения времени события ± 2 суток без указания на характер самого землетрясения.

Литература

1. Цубои Т. Гравитационное поле Земли. М.: Мир, 1982. С. 286.
2. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. – 96 с.
3. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. – 189 с.
4. Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Николаев В.В., Трофименко С.В. и др. Южно-Якутское землетрясение 20 апреля 1989 года. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. - 45 с.
5. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. - 125 с.
6. Имаев В.С. Тектонические критерии сейсмичности Южной Якутии. М.: Наука, 1986. - 127 с.

УДК 550.343+550.388+537.874

РАДИОПРОСВЕЧИВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ НАД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ЮЖНОЙ ЯКУТИИ С ПОМОЩЬЮ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРО- МАГНИТНЫХ СИГНАЛОВ

Муллаяров В.А., к.ф.-м.н., ИКФИА СО РАН,

г. Якутск, mullayarov@ikfia.yasn.ru

Козлов В.И., к.ф.-м.н., ИКФИА СО РАН,

г. Якутск, v.kozlov@ikfia.yasn.ru

1. Одним из методов поиска предвестников землетрясений является радиопросвечивание областей над очагами землетрясений с помощью наблюдений сигналов низкочастотных радиостанций с трассами, проходящими над сейсмоактивными районами [1-2]. В качестве источников радиосигналов можно попытаться использовать грозовые источники естественных электромагнитных радиоизлучений. В этом случае появляется возможность в одном пункте приема сигналов просматривать широкие области сейсмической активности (прием сигналов с различных азимутов). В данной работе проведен анализ вариаций средней амплитуды электромагнитных сигналов грозовых разрядов – атмосфе-

риков, принимаемых в Якутске с направлений, проходящих над Южной Якутией. Рассмотрены эффекты землетрясений энергетического класса более 8, зарегистрированных в первой половине 2004 года.

2. Регистрация импульсных грозových сигналов осуществлялась с помощью однопунктового грозопеленгатора-дальномера [3], у которого для целей эксперимента была поднята чувствительность (понижен порог регистрации). Дальность до ближних грозových разрядов (в летнее время) определяется как среднегеометрическое по ансамблю признаков: используются два амплитудных и два спектральных признака. Однако в зимнее время для грубой оценки расстояния до грозového разряда (дальние атмосферерики) использованы только два спектральных признака - количество положительных и отрицательных полупериодов электрической компоненты сигнала, превосходящих уровень, равный 0,1 максимальной величины сигнала атмосферерика. Коэффициент дальности определен перерасчетом летних пороговых значений в зимние и уточнен статистически на специально выбранных трассах методом, учитывающим резкое падение числа атмосферериков при переходе с суши на море.

Воздействие сейсмических процессов на уровень принимаемых в Якутске ОНЧ-сигналов должно иметь место, если область землетрясения приходится на первые по счету зоны Френеля трассы "грозовой источник - пункт приема". Как известно, размер зон Френеля F определяется расстоянием d и длиной волны λ :

$$F = (n\lambda d_1 d_2 / d)^{1/2},$$

где $d = d_1 + d_2$, d_1 – расстояние от точки до источника, d_2 – расстояние от точки до приемника, n – номер зоны.

Методика анализа заключалась в следующем. Основной анализ проведен для сигналов, принятых в утренние (07-08 LT), дневные (16-17 LT) и ночные (23-24 LT) часы. Для каждого выбранного землетрясения определялся азимут и расстояние до Якутска, по которому рассчитывались первые зоны Френеля. Выбирались те атмосферерики, азимуты которых соответствовали рассчитанным зонам Френеля, а минимальные дальности источников (разрядов) на 10% превышали дальность до землетрясений. Определялась средняя амплитуда атмосферериков, принятых в течение часа (в проанализированных событиях количество принимаемых атмосферериков в ночные часы – до 3000, в утренние часы – до 1200, в вечерние часы – до 2100). Предварительно амплитуды сигналов приводились к амплитуде одного расстояния (дальность до очага землетрясения),

используя в первом приближении зависимость коэффициента затухания, обратно пропорциональную расстоянию.

3. На рис.1 представлены вариации среднечасовой амплитуды ночных атмосфериков ото дня ко дню, полученные методом наложения эпох. За нулевой день принят день землетрясения.

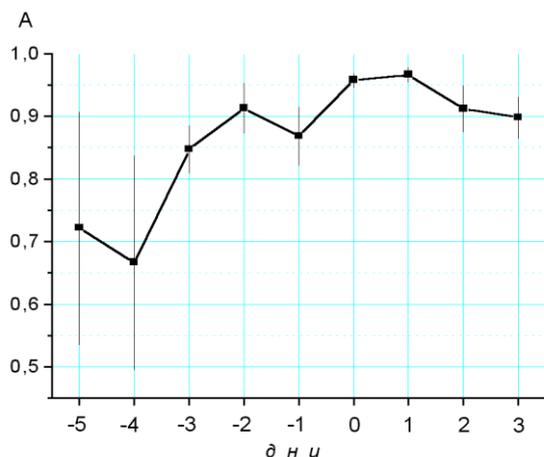


Рис. 1. Общий вид вариаций нормированной среднечасовой амплитуды ночных атмосфериков. Вертикальными линиями приведена среднеквадратичная ошибка средних значений.

В каждой эпохе (9-дневный интервал) предварительно проведено нормирование среднечасовой амплитуды на максимальное значение в эпохе. Видно, что за 4 дня до событий уровень сигнала начинает нарастать, достигает максимума в день землетрясения (на следующий день), после чего спадает. Данная картина оказалась справедливой для большей части событий землетрясений (пример вариаций амплитуды ночных атмосфериков для отдельного события 05.04.04. энергетического класса 8,5 показан на рис. 2).

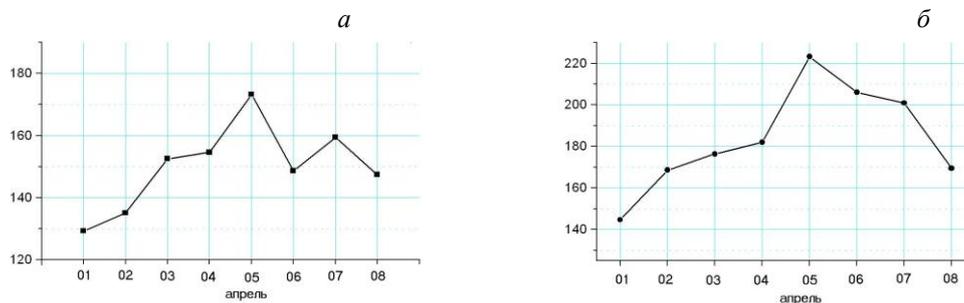


Рис. 2. Вариации амплитуды утренних (а) и ночных (б) атмосфериков в событии землетрясения 05.04.04.

Особенностью события 05.04.04. оказалось проявления землетрясения в амплитуде атмосфериков во все рассмотренные часовые интервалы (в утренние, дневные и ночные часы). В других случаях в утренних сигналах эффект практически отсутствовал, а в дневных – выражен в меньшей степени. Если же событию предшествовало другое землетрясение за 1-3 дня до этого, то эффект в ночных атмосфериках проявлялся в однодневном пике амплитуды сигнала в день события (пример события 22.03.04. на рис.3, в котором землетрясение имело энергетический класс 9,3, в то время как за 3 дня до этого предшествующее событие имело энергетический класс 8,1).

Для объяснения рассмотренных эффектов землетрясений в низкочастотных сигналах может быть привлечен механизм воздействия сейсмических процессов на нижние слои ионосферы, выражающихся в вариациях высотного профиля электронной концентрации [4]. При этом следует принять во внимание достаточно близкое расположение областей ионосферы, подвергающихся сейсмическому воздействию, к пункту регистрации рассмотренных сигналов (450-800 км). Малое поперечное сечение основной зоны Френеля в этом случае может объяснить возможность проявления землетрясений среднего энергетического класса.

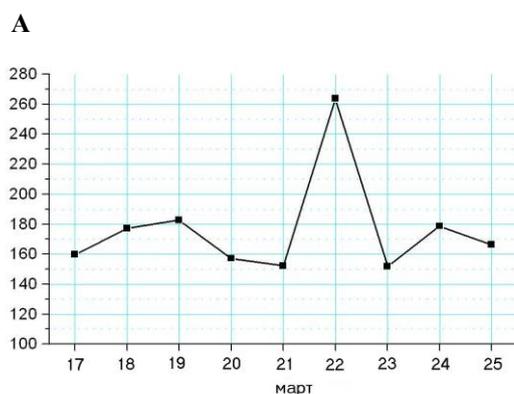


Рис. 3. Пик среднечасовой амплитуды атмосфериков в день землетрясения 22.03.04 в двойной последовательности событий

4. Результаты проведенного анализа вариаций амплитуды атмосфериков, принимаемых на трассах, проходящих над областями землетрясений среднего энергетического класса, также как и полученные ранее в [5], показывают возможность использования наблюдений естественных сигналов грозового происхождения в качестве дополнительного метода мониторинга землетрясений на стадии их подготовки.

Литература

1. Gokhberg M.B., Gufeld I.L., Rozhnoi A.A., Marenko V.F., Yampolshy V.S., Ponomarev E.A. Study of seismic influence on the ionosphere by superlong wave probing of the Earth-ionosphere waveguide // Phys. Earth Planet. Inter. 1989. V. 57. P. 64–67.

2. Hayakawa M., Molchanov O.A., Ondoh T., Kawai E. The precursory signature effect of the Kobe earthquake on VLF subionospheric signals // J. Atmos. Electr. 1996a. V. 16. P. 247-257.

3. Козлов В.И., Муллаяров В.А., Лаптев А.Д., Вальков С.П., Громов Б.Н. Грозовая активность в Якутии по наблюдениям с помощью однопунктового грозопеленгатора-дальномера // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32. № 2. С. 216-221.

4. Гохберг М.Б., Пилипенко В.А., Похотелов О.А. О сейсмических предвестниках в ионосфере // Известия АН СССР. Физика Земли. 1983. № 10. С. 17-21.

5. Муллаяров В.А., Козлов В.И. Проявления землетрясений в ОНЧ-радиошумах по наблюдениям в Якутске // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Сборник докладов III международной конференции, 16-21 августа 2004 года. с.Паратунка Камчатской обл. С. 96-103.

УДК 537.531:622.235 (571.56-13)

РЕГИСТРАЦИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ДИАПАЗОНЕ 1-30 ГЦ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГОРНОВЗРЫВНЫХ РАБОТ НА НЕРЮНГРИНСКОМ УГОЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ

Тимофеев В.Б., ТИ (ф) ЯГУ, г. Нерюнгри,

noris@mail.nerungry.ru

Амбурский А.В., ИКФИА СО РАН, г. Якутск,

myllayarov@ikfia.ysn.ru

Изучение изменений потоков высокоэнергичных захваченных частиц привело к обнаружению воздействия сейсмической активности Земли на внутреннюю границу радиационного пояса [1]. Физическое объяснение этого явления состоит в следующем. Из эпицентра предстоящего землетрясения испускается электромагнитное излучение, возникающее из-за механических перемеще-

ний подземных пород. Частотный спектр этого излучения довольно широкий, однако минимальное поглощение в земной коре и атмосфере имеет излучение в диапазоне частот – 0.1-10 Гц. Достигнув нижней границы радиационного пояса Земли, электромагнитное излучение взаимодействует с захваченными электронами и протонами, вызывая высыпание заряженных частиц. Механические перемещения подземных пород и сопровождающие их трения, растрескивания и пьезоэффект происходят также при горновзрывных работах. Подземные взрывы позволяют регулярно моделировать сейсмическую активность. Поэтому представляет интерес исследовать электромагнитное излучение, возникающее при горновзрывных работах.

Установка для синхронной регистрации электромагнитных и сейсмических волн в диапазоне 1-20 Гц состояла из магнитной антенны, сейсмоприемника СВ-20-П, усилителей с фильтрами, многоканального АЦП и ноутбука. Магнитная антенна имела сердечник из пермаллоя, 50000 витков и индуктивность на частоте 100 Гц – 80 Гн. Для уменьшения влияния механических вибраций при проведении измерений, антенна устанавливалась на поролоновый коврик. Расстояние до трех блоков взрывчатых веществ составляло 800 – 1000 м. Общая масса взрывчатых веществ – 300 тонн. Три блока взрывались последовательно с задержкой 1-2 секунды, общая продолжительность взрыва составляла примерно 10 секунд.

Осциллограммы сигналов с магнитной антенны (8 канал) и сейсмоприемника (7 канал) показаны на рис.1.

Сигнал с магнитной антенны возникает синхронно с сигналом сейсмоприемника. Длительность сигнала с антенны больше длительности сигнала с сейсмоприемника примерно на 0.5 секунд. Спектры сигналов с антенны и сейсмоприемника показаны на рис.2. и рис.3. соответственно. Максимум спектра сигнала антенны приходится на частоту 16 Гц, максимум спектра сигнала сейсмоприемника – на частоту 24 Гц.

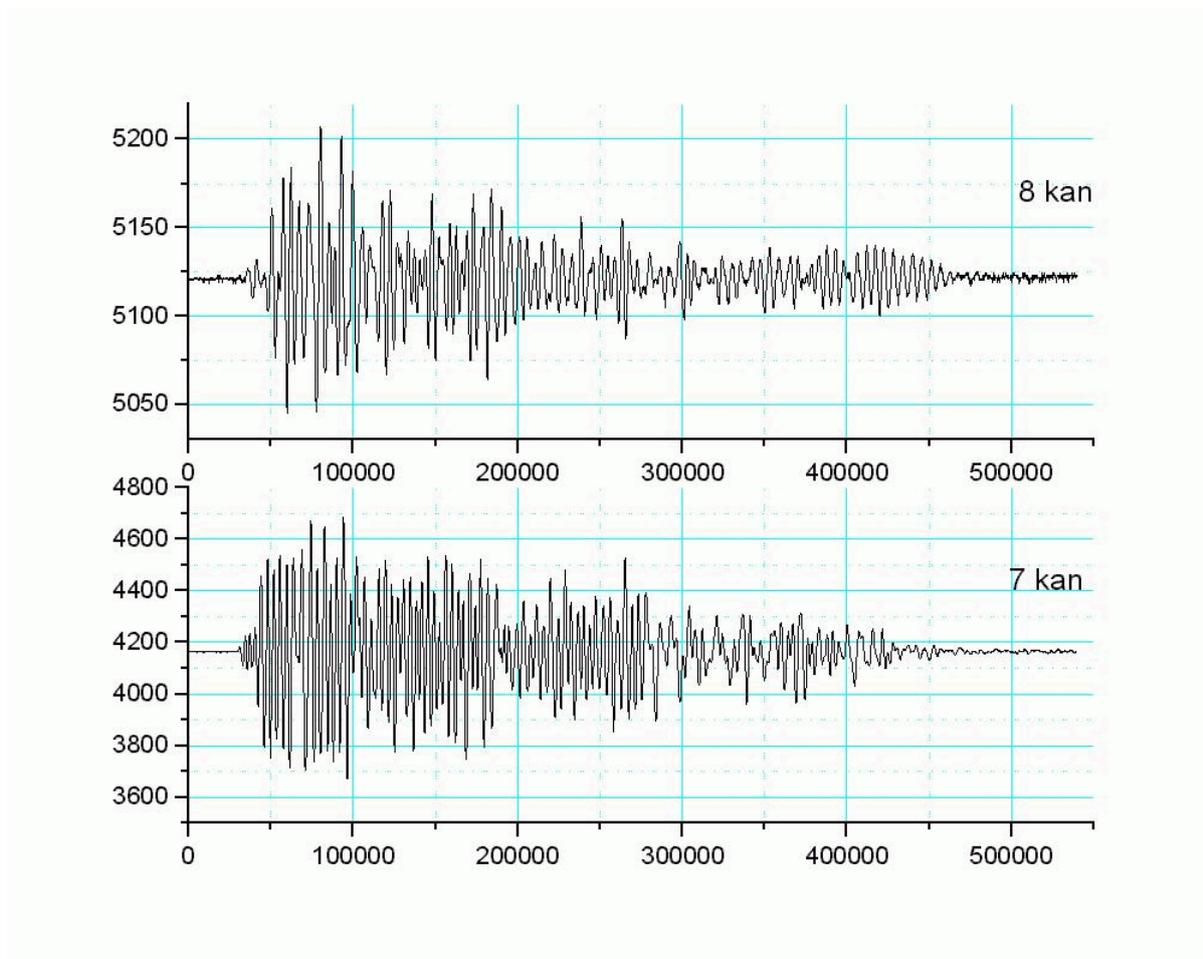


Рис. 1. Осциллограммы сигналов (цена деления шкалы времени – 1 секунда)

Анализ полученных результатов не позволяет исключить влияние механических вибраций магнитной антенны на регистрируемый сигнал. Необходимо повторить измерения на различных расстояниях от эпицентра взрыва и исследовать влияние механических вибраций на магнитную антенну. Можно использовать также электрическую антенну, менее подверженную влиянию механических вибраций.

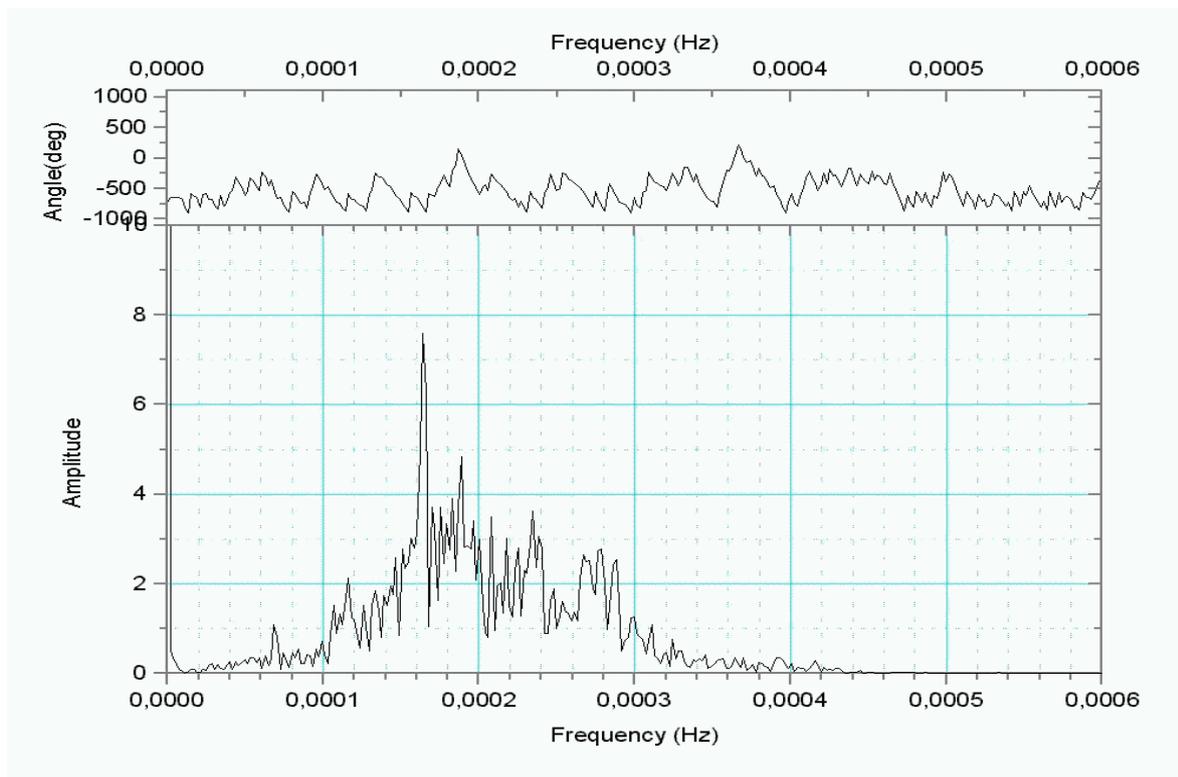


Рис. 2. Спектр сигнала с магнитной антенны

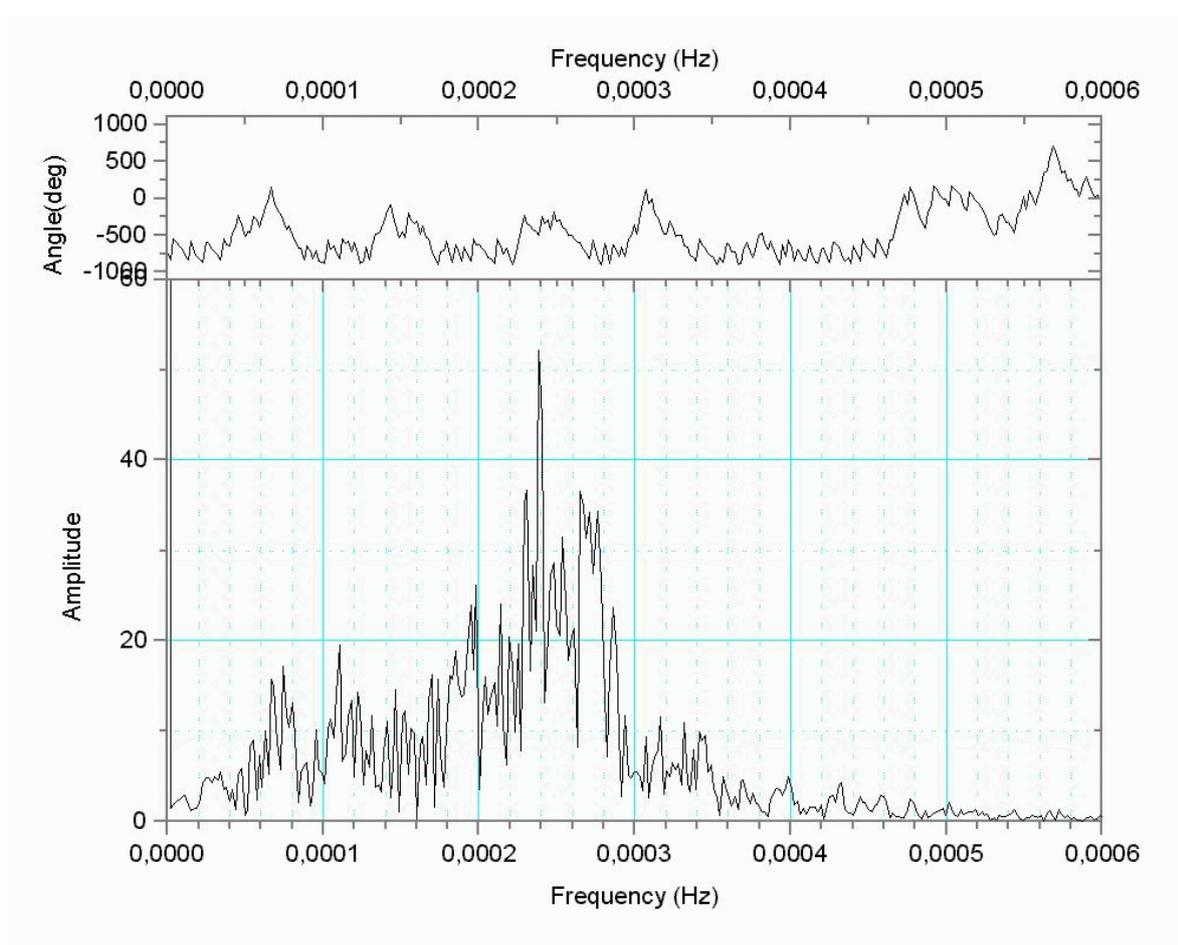


Рис. 3. Спектр сигнала с сейсмоприемника

Литература

1. Гальпер А.М. Радиационный пояс Земли // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 6. С. 75.

УДК 551.1:551.2 (571.5)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Алакшин А.М., к.г.-м.н., ИЗК СО РАН, г. Иркутск

Поспеев А.В., д.г.-м.н., ФГУГП Иркутскгеофизика МПР РФ, г. Иркутск

Изучение глубинного строения территории Байкальской горной области и сопредельных районов Сибирской платформы и Забайкалья базируется на данных глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), гравитационных моделях литосферы; для оценок термического и фазового состояния глубоких недр привлекаются результаты магнитотеллурических исследований (МТЗ). Гравиметрическая съемка и региональная электроразведка проведены предприятием Иркутскгеофизика. Работы ГСЗ выполнялись предприятием Иркутскгеофизика совместно с ИГиГ СО АН СССР.

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

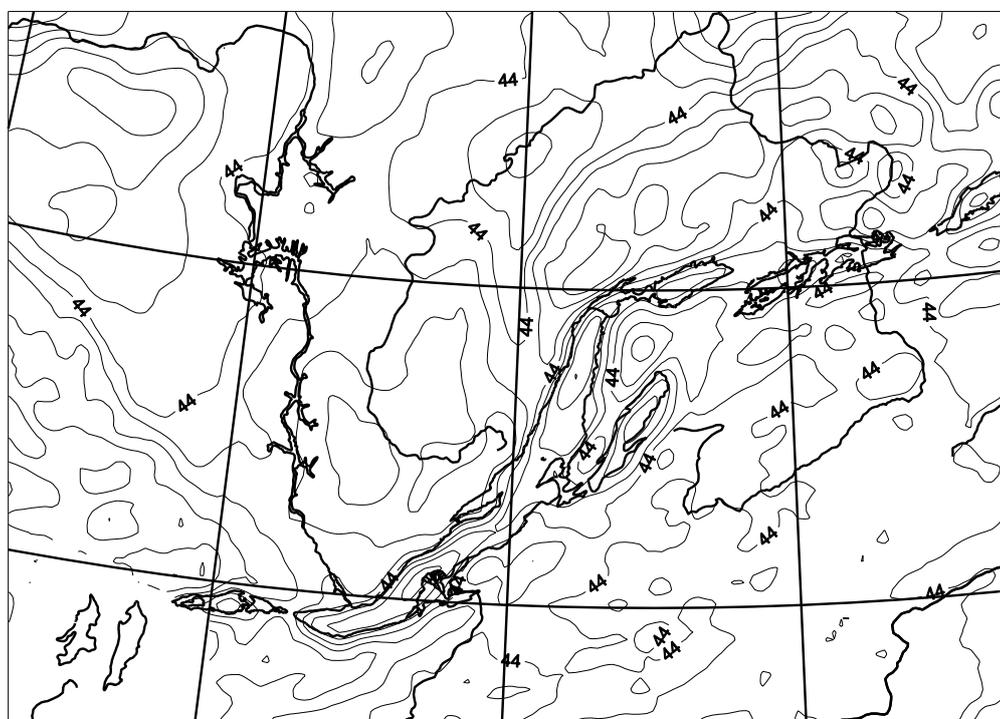
Исследования методом ГСЗ проводятся с 1968 г. Применялась специализированная малодетальная спецификация – методика дифференциальных сейсмических зондирований, предназначенная для экспрессного изучения труднодоступных регионов (Крылов и др., 1981; Пузырев и др., 1975).

С 1980-х г.г. на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) начали применяться детальные исследования ГСЗ, методика и результаты которых исчерпывающе изложены в работах (Крылов и др., 1993; и др., Мишенькин и др., 1984 и др.). Волновые характеристики коры и верхней мантии БРЗ, а также построения по структуре поверхности мантии приведены, кроме того, в работах (Мац и др., 2001; Суворов, 2000). Здесь мы кратко рассмотрим данные по морфологии поверхности мантии (граница М) и по скоростным неоднородностям коры и верхней мантии.

Точность определения глубин до границы М (отклонения значений в отдельных точках от усредняющей линии), не превышает 2 км. Среднеквадрати-

ческая погрешность определения граничных скоростей составляет 0.1-0.15 км/с.

На рис.1 приводится схема мощности земной коры (Нм) по данным ГСЗ. Для ее построения использовались значения Нм, определенные в пунктах зондирования по профильной и площадной системам наблюдений. Мощность земной коры варьирует от 34-36 км (центральная часть Байкальской впадины, некоторые районы платформы) до 45-55 км (Восточный Саян, отдельные участки Муйского блока Байкальской складчатой области, Катангский блок Сибирской платформы). Таким образом, контраст мощности земной коры в пределах горной области и платформы примерно одинаков, максимальные градиенты свойственны переходной части от платформы к Восточному Саяну. Это, на наш взгляд, наиболее существенные черты строения поверхности Мохо в регионе.



0 100 200 300 400 км
Схема мощности земной коры

Рис. 1.

Весьма важно, что по имеющимся на сегодняшний день сейсмическим данным рельеф подошвы земной коры района Байкальской впадины не имеет каких-либо существенных отличий от соседних регионов (см. рис.1). По значениям мощности коры район Байкальской впадины разделяется на три участка: Южный (39-44 км), Средний (34-39 км) и Северный (39-42 до 44 км).

Работами ГСЗ с привлечением материалов сейсмологии близких землетрясений выделена верхнемантийная линза с аномально низкими скоростями продольных (7.6-7.8 км/с) и поперечных (4.3 км/с) волн. От кровли и подошвы линзы получены как преломленные, так и отраженные волны. Низкоскоростная линза подстилается породами с нормальными скоростями, свойственными поверхности мантии в окружающих районах Сибирской платформы и Забайкалья (8.1-8.2 км/с). Область данной скоростной неоднородности вытянута в северо-восточном направлении более чем на 1500 км при ширине 200-400 км и охватывает всю Байкальскую рифтовую зону. В поперечном сечении линза представляет собой утолщенное до 50 км под рифтом тело с почти вертикальным ограничением со стороны Сибирской платформы и плавным утонением в юго-восточном направлении.

Более обширная область аномальной (низкоскоростной) мантии выявлена по величинам запаздывания прихода первых волн от удаленных землетрясений и ядерных взрывов к сейсмическим станциям Прибайкалья (Рогожина, Кожевников, 1979). Величина запаздывания с учетом поправок за влияние неоднородностей коры составляет 1-3 с по отношению к стандартному годографу Джеффриса-Буллена.

В разрезе данная неоднородность расположена на глубинах, превышающих 60-80 км. На это указывает изолированное положение подкорового низкоскоростного слоя, отделение его от рассматриваемой области аномальной мантии слоем со скоростями продольных волн 8.0-8.1 км/с.

В зависимости от принимаемых значений понижения скорости Р-волн в пределах мантийной неоднородности, существуют несколько вариантов описания ее морфологии.

Согласно расчетам (Рогожина, Кожевников, 1979) вертикальная мощность низкоскоростной неоднородности верхней мантии в пределах Байкальской рифтовой зоны достигает 350-500 км при дефиците скорости Р-волн 0.3 км/с. Аномальная область охватывает практически всю Монголо-Сибирскую горную страну, включая Саяно-Байкальскую и Алтае-Саянскую области, Монгольский Алтай, Гобийский Алтай, Хангай, Хэнтэй, Забайкальское Среднегорье.

В модели С.В. Крылова (Крылов и др., 1981, 1993) уменьшение скорости в верхней мантии до уровня 800 км задано равным 0.09 км/с, в нижней мантии - 0.07 км/с. На сечении, построенном в широтном направлении от Байкальского рифта до Японских островов, низкоскоростная область распространяется в глу-

бокие части мантии, возможно вплоть до земного ядра, в виде относительно узкого канала шириной первые сотни километров. Со стороны Сибирской платформы ограничение области резкое и отклоняется от вертикали в сторону платформы не более, чем на 10° . На уровне границы между верхней и нижней мантией намечено горизонтальное ответвление аномальной области, имеющее толщину порядка 300 км и прослеживающееся в юго-восточном направлении на расстояние трех тысяч километров от Байкала вплоть до Южных Японских островов.

Байкальская рифтовая зона характеризуется различной расслоенностью земной коры по упругим свойствам и инверсией скорости по глубине. В ее пределах расслоенность коры наблюдается спорадически, тогда как в прилегающих районах Сибирской платформы прослеживается несколько выдержанных субгоризонтальных границ.

В интервале глубин 11-22 км выявлен внутрикоровый сейсмический волновод, в пределах которого скорости продольных волн уменьшены на 0.3-0.7 км/с, поперечных - до 1.0 км/с. Его положение хорошо согласуется с данными магнитотеллурических исследований, сейсмологии и магнитометрии. Можно полагать, что слой с пониженной скоростью сейсмических волн приурочен к породам с повышенной электропроводностью, и, вероятно, магнитовозмущающие объекты и большая часть очагов землетрясений располагаются над этим слоем.

Принципиальной для обоснования физико-геологической модели тектоносферы Байкальского региона является проблема оценки глубины расположения астеносферы. Следует отметить, что Байкальская рифтовая зона - не первый регион, где была выявлена пониженная граничная скорость на поверхности Мохо. Этот феномен был изучен и ранее, в частности, пониженные скорости в районах с высокими значениями регионального поверхностного теплового потока были выявлены в Средней Азии (Гордиенко и др., 1990), Центральной Европе (EUGEMI Working Group, 1990). Характерно, что и в этих случаях, как и в Байкальском рифте, ниже поверхности М отмечается вторая граница, скорость на которой имеет нормальные значения. Поскольку величина граничной скорости в пределах линзы «аномальной» мантии является промежуточной между скоростью в ультрабазитах и основных породах, первоначальным вариантом интерпретации наблюдаемой скоростной структуры было предположение о наличии между корой и мантией гипотетического слоя «коро-мантийной» смеси. Подобная гипотеза, высказанная впервые К.Л. Ку-

ком (Cook, 1962), позднее использовалась в целом ряде работ (Система..., 1970 и др.).

Однако, рассмотрение в работе (Крылов и др., 1981) многопараметровых геолого-геофизических моделей позволило сделать вывод, что гипотеза «коро-мантийной» смеси в наименьшей степени отвечает региональным геофизическим полям Байкальского региона. Вследствие того, что соотношение между приростами плотности ($\Delta\sigma$) и скорости продольных волн (ΔV_p) в этом случае подчиняется так называемому «закону Берча» ($\Delta\sigma \approx 0.33\Delta V_p$), наличие ~20-км слоя «аномальной» мантии в БРЗ должно вызывать аномалии гравитационного поля амплитудой около 100 мГал, в то время как реально на долю этого объекта можно отнести 30 - 50 мГал.

В качестве иных вариантов С.В. Крыловым рассмотрено влияние разогрева, эклогитизации низов коры и плавления. Поскольку в случае температурных эффектов изменение скорости значительно больше, чем это следует из «закона Берча», этот вариант в принципе удовлетворяет региональной сейсмической и плотностной модели БРЗ. Ниже будут показаны возможности геоэлектрических методов в решении затронутых вопросов.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

В начале 70-х годов количество глубинных электромагнитных зондирований в пределах Байкальского рифта измерялось единицами, а надежность получаемых по данным их интерпретации геоэлектрических моделей для разреза литосферы была крайне низка. В силу этого фактически они в известной работе (Крылов и др., 1981) для разделения моделей не использовались. Окончательным вариантом, принятым в вышеуказанной работе была модель частично расплавленной мантии мощностью до 20 км и степенью плавления около 5%.

Дальнейшее совместное использование данных ГСЗ и телесеизмических позволило оценить строение низкоскоростной неоднородности в поперечном по отношению к Байкалу направлении на всю толщину верхней мантии.

Проведение в 70 - 80-е годы масштабных глубинных электромагнитных исследований, в том числе получение информации в области длинных периодов магнитотеллурического поля, а также совершенствование методики интерпретации данных в значительной степени повысили надежность геоэлектрической модели тектоносферы.

Характерной ее особенностью в пределах БРЗ является нормальная связь между глубинами залегания астеносферы и региональным тепловым по-

током (ТП) как по теоретической зависимости, полученной по петрологическим и петрофизическим данным, так и по корреляционному графику, построенному по наблюдаемым данным (Поспеев, 2004). В осевой части Байкальской рифтовой зоны кровля мантийного проводящего слоя отмечается на глубинах не менее 70 - 90 км, причем, наблюдается нормальное соответствие между положением верхнего (внутрилитосферного) и нижнего проводящих слоев (Поспеев, 2004). Средняя величина ТП близка к 75 мВт/м^2 , причем наибольшие значения характерны для южной части рифтовой зоны и собственно Байкальской впадины (Лысак, 1988). В пределах северо-восточного фланга БРЗ данные по тепловому потоку немногочисленны и, в силу влияния многолетней мерзлоты и разломной тектоники, очень контрастны. Средняя величина ТП здесь близка к 55 мВт/м^2 .

Теоретические кривые МТЗ, рассчитанные с включением в разрез проводящего слоя на глубинах 40 - 60 км даже при максимально возможном для частично расплавленного слоя сопротивлением, значительно расходятся с наблюдаемыми. Это дает основание рассматривать природу слоя «аномальной» мантии, залегающего непосредственно под корой Байкальской рифтовой зоны, в рамках твердофазовых моделей.

Изучение обширных петрологических материалов по ультраосновным породам показывает, что в зависимости от термобарических условий последние могут образовывать кристаллические ассоциации, отвечающие различным фациям метаморфизма. Как и в случае метаморфизма основных пород, переход в более высокую фацию сопровождается увеличением плотностных и скоростных параметров.

РТ-условия перехода от шпинель-пироксеновой к графит-пироповой фации несколько различаются для различных типов горных пород, представляющих верхнюю мантию, однако в целом они могут быть описаны линией: $P = 0.014 T^{\circ}\text{C} + 10.6$, где P - давление в МПа- 10^2 , $T^{\circ}\text{C}$ - температура.

Существование пород верхней мантии, кристаллизованных в высокотемпературной шпинель-пироксеновой фации, подтверждается многочисленными петрологическими данными. Так, по данным (Поляков и др., 1985) толщина слоя шпинель-пироксеновой фации в пределах Байкальского рифта составляет около 20 км.

Помимо этого определенным аргументом в пользу отсутствия частичного плавления непосредственно под корой Байкальского рифта является довольно значительная - 70 -120 км глубина очагов магмообразования, опре-

деленная по минеральным ассоциациям выплавленных базальтов (Рассказов, 1993). Глубины очагов для Витимского поля кайнозойских базальтов составляют около 100 км.

Геодинамическим следствием такой интерпретации скоростных и геоэлектрических особенностей верхней мантии БРЗ является необходимость признания существования обширного мантийного астеносферного диапира, имеющего толщину значительно меньшую его латеральных размеров. Поскольку при стационарном геотермическом режиме наблюдаемый региональный тепловой поток должен составлять не менее 100 - 120 мВт/м², а наблюдаемый в среднем не превышает 70 мВт/м², единственным следствием этого должно быть признание факта значительной нестационарности теплового потока рифта.

Формирование Байкальского рифта в целом началось в палеогене, возрастом которого датируются наиболее древние осадки Байкальской впадины. В неогене накапливались мощные толщи терригенных осадков во впадинах южного фланга БРЗ и собственно в Байкальской впадине, началось заложение рифтовых депрессий на северо-востоке БРЗ. Характерным является также и временное распределение магматизма. Наиболее древние проявления основного магматизма в Байкальской рифтовой зоне и прилегающей Забайкальской области умеренного горообразования относятся к верхнемеловому возрасту (Рассказов, 1993).

Что касается положения астеносферы в течение паузы относительного тектонического покоя, соответствующей времени формирования меловой поверхности выравнивания, то она не могла быть достаточно глубоко. На это указывает пространственное совпадение области «аномальной» мантии и ареала распространения палеозойских гранитоидов. Характерно, что по результатам интерпретации гравиметрических данных (см. ниже), латеральная структура гранитоидных массивов во многом схожа со строением «аномальной» мантии - крутые контакты со стороны Сибирской платформы, максимальные мощности гранитоидов тяготеют к осевой части рифта.

Это позволяет говорить о длительном, по крайней мере, с палеозоя (силур), существовании области повышенного разогрева тектоносферы региона, а, следовательно, и относительно приподнятого, по сравнению со стабильными соседними областями Сибирской платформы, положением астеносферы. Периодическое возбуждение последней и релаксация избыточной энергии сменялась фазами относительного покоя. Однако, вряд ли следует ожидать су-

ществленного быстрого перемещения глубины кровли астеносферы хотя бы в силу большой инерционности кондуктивного механизма распространения теплового поля.

Значительный объем информации о состоянии вещества мантии дают петрологические данные. Изучение состава, геохимических особенностей, возраста кайнозойских основных магматитов и содержащихся в них мантийных ксенолитов позволяет оценить термобарические параметры очаговых зон и вышележащей части мантии и коры на время извержений. Наиболее полные обзоры по этой проблеме приведены в работе (Рассказов, 1993). При этом следует учесть, что астеносферный слой в нормальных условиях является относительно амагматическим. Это связано с тем, что степень плавления в нем по геофизическим данным и геотермическим оценкам составляет максимум 5-7% (Добрецов, 1981), в то время как сегрегация расплава начинается при доле плавления 15-20%. По всей видимости, такая большая степень перегрева астеносферы в региональном масштабе достигается только в астеносферных зонах срединно-океанических хребтов. В остальных случаях для формирования магмопроизводящих структур недостаточно существования астеносферного слоя с нормальными региональными параметрами. Магматические очаги в этом случае, вероятнее всего, образуются в результате поступления дополнительных порций термической энергии из подастеносферных зон.

В модели, развиваемой С.В. Рассказовым (Рассказов, 1993), возникновение и развитие магматических очагов обусловлено существованием так называемых «горячих струй», которые конвективным путем доставляют в магмогенерирующие зоны астеносферы дополнительные дозы тепловой энергии. При этом в первоначальный период магматической активизации формировались очаги на сравнительно меньших глубинах; в дальнейшем, вследствие бокового перемещения мантийной струи магмогенерирующие области мигрировали как по латерали, так и по глубине.

Глубинность магматических очагов оцениваются по максимальным давлениям, определяемым для глубинных ксенолитов. Они составляют ряд от 50-60 до 100 км для магматических районов соответственно: Тункинская впадина, Удокан, Забита-Тэсийн-Гол, Джида, Хентей-Даурское поднятие, Витим, Хангай. Не устанавливается существенной разницы положения магматических очагов для одного и того же района в зависимости от времени активизации.

В этом отношении интересным является статистика по термическим параметрам захвата мантийных ксенолитов в пределах Витимского плоскогорья и

Джидинского района (Добрецов, Ащепков, 1991). Распределение двупироксеновых температур перидотитовых ксенолитов имеют ярко выраженный три-модальный характер. Наиболее высокотемпературная мода, согласно авторам, соответствует апикальной части мантийного магматического очага; средняя мода - глубинам вскипания магматических расплавов; низкотемпературная - зоне промежуточной задержки расплавов вблизи границы Мохо.

Средняя температура главной моды для ксенолитов олигоценового и плиоценового возраста статистически одинакова - соответственно $1030 \pm 5^\circ\text{C}$ и $1040 \pm 60^\circ\text{C}$. Что касается температур низкотемпературной моды, то по немногочисленному количеству образцов средняя температура пород, залегающих вблизи границы кора - мантия составляет $890 \pm 10^\circ\text{C}$.

Отметим, что эта оценка температуры полностью совпадает с оценками термодинамических параметров поверхности мантии, сделанными авторами (Письменный и др., 1984).

Рассмотрим вариант внедрения вещества астеносферы в подкоровую область в силу разницы плотности частично расплавленной и твердой мантии в модели Крылова - Зорина. В этом случае вещество «аномальной» мантии первоначально поднимается по субвертикальному каналу в осевой части Байкальского рифта (в районе Байкальской впадины), а затем, вследствие большей, чем для нижней коры, но меньшей, чем для литосферы плотности, растекается непосредственно под подошвой коры.

Подобная модель может быть описана уравнением, отвечающим закону Стокса:

$$V = 2gr^2(\Delta\delta) / 9h \quad (1),$$

где g - ускорение силы тяжести, r - радиус поднимающейся капли, $\Delta\delta$ - дефицит ее плотности, h - вязкость среды. Радиус в данном случае может быть принят равным ширине Байкальской впадины (~ 50 км), дефицит плотности вещества астеносферы при 5%-ной доле расплава можно принять равным 0.01 г/см³. При заданных условиях средняя скорость поднятия «аномальной» мантии составит $10 \sim 10^0$ м/с или $3 \cdot 10^{-3}$ м/год. В этом случае для достижения глубины около 40 км с начальной около 150 км потребуется примерно 30 млн. лет. В дальнейшем, испытывая горизонтальную силу растекания, вещество «аномальной» мантии начнет вклиниваться вдоль границы Мохо. В этом случае в формуле (1) радиус r уменьшится до 10 км, а скорость растекания - соответственно до $4 \cdot 10^{-4}$ м/год. Поскольку ширина проекции зоны «аномаль-

ной» мантии составляет около 1000 км, для ее формирования потребуется уже более 1 млрд. лет.

При использовании данной формулы наиболее критичным параметром является величина вязкости, оценка которой представляет собой достаточно сложную задачу. В этой связи хотелось бы отметить, что величины порядка 10^{20} пуаз получены фундаментальными оценками (Жарков, 1973).

Следует также отметить, что в вышеприведенном случае расчеты времени внедрения «аномальной» мантии проведены без учета потерь тепла, что для временного интервала в десятки и сотни миллионов лет и относительно небольших по геологическим масштабам толщин аномального объекта представляется более чем грубым допущением.

Из этого следует признать, что конвективный вариант формирования «аномального» мантийного диапира возможен лишь в случае реализации «нормального» магматического механизма, то есть перегрева астеносферы до степени плавления более 10%, сегрегации расплава, формирования магматического очага и других сопутствующих этому явлениях. Однако, в таком случае под подошвой коры гипотетически должен скапливаться базальтовый расплав. Это тем более невероятно, поскольку данный вариант не отвечает исходной многопараметровой модели (Крылов и др., 1981), а также и тому факту, что базальтовая магма легче пород нижней коры и неминуемо должна образовывать магматические очаги в коре со всеми вытекающими отсюда последствиями.

Следует отметить, что отмечаемые по петрологическим данным магматические очаги, как на западе, так и на востоке Байкальской рифтовой зоны имеют относительно небольшие размеры, хотя все они оказались способны вывести определенную часть магматитов на дневную поверхность.

Что касается кондуктивного механизма, то продвижение теплового поля в этом случае осуществляется достаточно медленно. Если предположить, что источником возбуждения Байкальской рифтовой зоны является область горячего материала на подастеносферном уровне (на глубинах около 400 км), которая появилась там в геологически короткое время, то подъем астеносферы с глубин от 100 до 40 км должен произойти в течение 50 млн. лет, что следует из расчетов, аналогичных (Зорин, 1971).

Вследствие вышесказанного продвижение кровли астеносферы непосредственно к разделу кора-мантия и, в целом, астеносферный вариант интер-

претации линзы подкоровой «аномальной» мантии, представляется маловероятным.

Многочисленные работы методом магнитотеллурического зондирования, проведенные в различных регионах Земли, показывают, что в подавляющем большинстве случаев сопротивление верхней литосферы Земли заведомо ниже сопротивления кристаллических горных пород при соответствующих РТ-условиях. Методические аспекты проблемы изучения глубинных аномально проводящих зон развиваются в настоящее время достаточно интенсивно (Бердичевский, 1996, Зингер, 1992 и др.). Широкое развитие новых методов интерпретации магнитотеллурических данных, основанных на использовании данных двумерного и трехмерного моделирования, позволили получить реальные геоэлектрические модели многих изученных регионов Земли.

Проблема геологической интерпретации глубинных электропроводящих аномалий порождает ряд вопросов, главный из которых состоит в том, существует ли единый механизм (ионный или электронный) их формирования? Если да, то каков он? Если нет, то, какие критерии могут быть положены в основу разделения зон, имеющих различный тип проводимости? Каковы геологические источники образования зон пониженного сопротивления?

Выявленные к настоящему времени глубинные геоэлектрические аномалии отличаются большим разнообразием параметров. Их проводимость колеблется от десятков до десятков тысяч и более сименс, глубина кровли варьирует от долей километра до десятков километров. Тем не менее, в подавляющем большинстве случаев глубинные аномалии могут быть по характеру своего поведения отнесены к двум различающимся категориям. К первой можно отнести аномалии, проявляющиеся в виде регионально (скорее всего, глобально-) распространённого слоя, поверхность которого ведет себя достаточно гладко. Его проводимость колеблется от первых сотен сименс до 1500 – 2000 См. Ко второй категории относятся проводящие (и непроводящие) аномалии, контуры которых имеют неправильную форму и отчетливую локализацию в пространстве (рис.2).

Существует достаточно большое число аргументов в пользу того, что единым механизмом проводимости нельзя объяснить все наблюдаемые аномалии электропроводности. В тех регионах, где проводимость осадочных отложений невелика, проводящий слой, кровля которого располагается в верхней – средней коре, проявляется на кривых достаточно ярко. В целом, наблюдается

отчетливая тенденция погружения этого слоя в тектонически пассивных областях и воздымание в активных регионах.

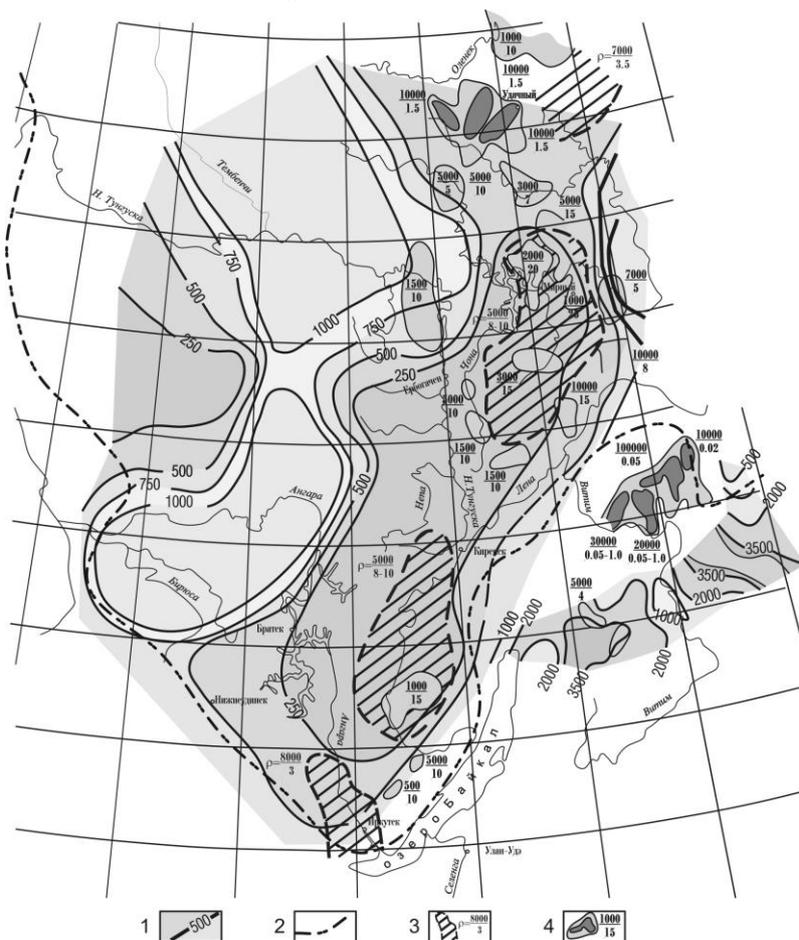


Рис. 2. Схема электропроводности литосферы Восточной Сибири.

1 – изолинии проводимости литосферного проводящего горизонта, См; 2 – контур осадочно-чехла Сибирской платформы; 3 – непроводящие локализованные геоэлектрические неоднородности (числитель / знаменатель) сопротивление, Ом·м / глубина кровли, км; 4 - проводящие локализованные геоэлектрические неоднородности проводимость, См / глубина кровли, км.

Характерным для проводящего слоя является его слабая коррелированность с вещественным составом и возрастом приповерхностных отложений.

Наиболее приподнят внутрилитосферный проводящий слой в осевой части Байкальской рифтовой зоны, Центрально-Камчатской вулканической области, на Сахалине и других регионах, активизация которых связана с кайнозойскими тектоническими процессами. Связь регионального теплового потока и глубины положения кровли проводящего слоя подчиняется уравнению (Adam, 1980):

$$H_r = 1720 \cdot q^{-1.09},$$

где H_r – глубина кровли литосферного проводящего слоя, км; q – региональный тепловой поток, мВт/м².

Использование данной статистики позволяет оценить температурные условия на кровле литосферного проводящего слоя (ЛПС), которые составляют 350–400°C.

Другим геологическим фактом, имеющим отношение к геологической природе ЛПС, является закономерное сочетание в его пределах геоэлектрических и скоростных аномалий. Наиболее характерны подобные сочетания для изученной взрывной томографией части Байкальского рифта. Для всех профилей, изученных детальными ГСЗ, характерно практически полное совпадение зон аномального снижения скорости на средних скоростных кривых и зон понижения сопротивлений по результатам интерпретации осредненных квазипродольных кривых МТЗ (Поспеев, 2004). Подобное сочетание представляется не случайным, а непосредственно связанным с геологической природой литосферного проводящего слоя. Наиболее яркие скоростные неоднородности зафиксированы детальными ГСЗ в пределах центральной части Ангаро-Витимского батолита. Его характеризует максимальные толщины (до 15–20 км и даже 25 км), значительная степень метаморфизованности ксенолитов метаморфических пород, а также практически полная безрудность. Тем не менее, на тех же глубинах, что и аномалия проводимости, отмечаются зоны понижения V_p на 0.2 – 0.4 км/с, чем скорость в гранитоидах.

Существуют и достаточно четкие сейсмические данные по тем регионам, где проводились исследования методом глубинного ОГТ. Сейсмические отражающие пластины и пояса (*lamellae & bands*) проявлены в виде серий сравнительно коротких или умеренно протяженных отражающих площадок, преимущественно в диапазоне времен 4 - 10 сек, что соответствует породам средней - нижней коры. Характерно, что отражательная способность вышележащих пород верхней кристаллической коры в зонах распространенности средне-нижнекоровых отражающих пластин и поясов значительно ниже; здесь как правило фиксируются лишь отдельные отражающие площадки, количество которых примерно на порядок меньше, чем в нижней коре. В региональном геотермическом плане все указанные регионы отличаются повышенным до 70 - 90 мВт/м² тепловым потоком; в изученных магнитотеллурикой зонах отмечается приближение литосферного проводящего слоя до глубин 12 - 16 км.

Авторы работы (Meissner., Wever, 1992) считают, что основной причиной формирования «ламинарной» структуры средней - нижней коры активных ре-

гионов является ее флюидизация. Важным физическим следствием этого является изменение не только удельного электрического сопротивления среды и ее сейсмических характеристик, но и реологических свойств. С этой точки зрения кора может быть разделена на верхнюю хрупкую и подстилающую ее нижнюю пластичную зоны. Поскольку сопротивляемость последней по отношению к односторонним напряжениям значительно снижена, не исключена вероятность проскальзывания хрупких верхних коровых пластин по более пластичному субстрату, подстилающему их.

Конкурирующими гипотезами относительно геологической природы формирования литосферного проводящего слоя являются водно-метаморфическая, подразумевающая ионную проводимость среды, и рудно-графитовая, связывающая ее с электронными проводниками. Первую из них обосновывали Л.Л. Ваньян, Р.Д. Хайндман, В.И. Поспеев и мн. другие, в т.ч. и авторы данной работы. Ее суть состоит в предположении об образовании свободного надкритического водного флюида за счет прогрессивного метаморфизма водосодержащих минералов в диапазоне температур 400 - 800°C, либо накопления водных растворов глубинной природы. Впоследствии эта гипотеза стала основной, поскольку были выявлены описанные выше две группы факторов, с которыми она согласуется.

Сопоставление геофизических данных для обоснования водно-метаморфической природы аномального в сейсмогеологическом и геоэлектрическом отношении слоя для интервала нижней коры выполнено в работе (Hyndman et al., 1993). Авторы выбрали данный интервал разреза не только из-за его относительно гомогенности по составу, но и благодаря довольно большому количеству геофизической информации, которая его характеризует. Статистика, приведенная этими исследователями, с учетом использования данных по величине коэффициента Пуассона для нижней коры, дает основание заключить, что наиболее вероятная величина отношения осей эллипсов флюидных включений составляет 0.1-0.3, а степенной коэффициент формулы Арчи - 1.5-2.0. Существенным является вывод о том, что наблюдаемые соотношения скоростной и геоэлектрической структуры средней - нижней коры не могут быть объяснены в рамках твердофазовой гипотезы. Соотношения V/σ могут обеспечить только наличие водного флюида. Если принять сопротивление литосферного проводящего горизонта равным 5 Ом·м, параметр пористости в данном случае составит 500 - 700, а коэффициент пористости - 2 - 3%.

Поскольку внешние источники воды для Земли, как планеты, отсутствуют, следует признать механизм восходящего движения глубинного флюида главным как в тектоносфере, так и во внешних оболочках Земли. Одной из наиболее непротиворечивых гипотез, позволяющей объяснить образование воды в пределах геотермического интервала 400 - 800°C, является гипотеза Ф.А. Летникова (Летников, 1985). В соответствии с ней вода образуется в результате окисления мантийного водорода, который, взаимодействуя с железосодержащими минералами коры и мантии, восстанавливает трехвалентное железо до двухвалентного. Количество воды в геотермическом диапазоне ее генерации, исходя из гипотезы Ф.А. Летникова, зависит от общего количества водорода в мантийном флюиде. С этой точки зрения весьма интересным представляется явление обратной зависимости проводимости литосферного проводящего слоя от средней плотности верхней части земной коры. Так, средние плотности верхней части земной коры для Ангаро-Витимского батолита и Муйского офиолитового пояса составляют соответственно 2.62 - 2.70 и 2.85 - 3.00 г/см³ (см. ниже), а средняя проводимости ЛПС, - 2500 и 800 См соответственно. Аналогичная резкая разница в проводимости и выраженности ЛПС проявляется и на юго-востоке Забайкалья, где проводимость ЛПС Даурского свода и Ундино-Тазимурского поднятий, верхняя кора которых представлена гранитоидами, составляет 1500 - 2000 См, а в пределах разделяющего их Агинского массива - 300 - 500 См (Кузьминых, 1993).

Геологической причиной подобного явления с позиций гипотезы о водородной водогенерации могут быть значительные отличия в количестве мантийного водорода, поступающего в гранитизированных областях. Это, в какой-то мере, согласуется с выводами (Литвиновский и др., 1989, 1993) о необходимости длительной проработки нижней и средней коры водой и щелочами для ее гранитизации.

Само по себе существование глубинного флюидного дыхания является геологически известным фактом. Современные физико-химические данные анализа флюидных систем магматических и метаморфических пород свидетельствуют о наличии ювенильных флюидных потоков, которые можно в первом приближении считать стабильными на протяжении геологической истории Земли. Наиболее распространенными флюидными компонентами являются водород, вода, окись углерода, метан и некоторые другие. Прямыми геологическими данными о наличии глубинных флюидов являются флюидные микровключения в ксенолитах мантийных пород; присутствие в них минералов,

содержащих связанные флюидные компоненты (амфибол, флогопит и др.); закономерные вариации содержания редких элементов, характерные только для систем с участием флюидной фазы (Рябчиков, 1985).

Расчет среднегодового потока водорода только в срединно-океанических хребтах Мирового океана, дает соответствующие объемы в $1.3 \cdot 10^9$ м³/год (Доленко, 1985). Аномальные содержания водорода устанавливаются в зонах региональных глубинных разломов многих тектонических элементов (Щербаков, 1985).

Значительная роль флюидов в формировании физико-геологической модели земной коры отмечается С.Н. Ивановым (Иванов, 1994, 2002). Характерной особенностью данной модели является наличие в коре двух зон - зоны флюидогенерации и флюидонасыщения (которые характеризуются понижением скорости и сопротивления пород), а также зоны гидратации горных пород, расположенной выше. Раздел между этими зонами («палеоотделитель» - «detachment») приблизительно совпадает с геоизотермой 350°С, за счет чего могут быть образованы часто встречаемые в земной коре границы К₁ и К₂. Важнейшей особенностью строения коры, по мнению С.Н. Иванова, является значительное различие ее реологических свойств по вертикали. Верхняя гидратированная зона является существенно более хрупкой по сравнению с нижней флюидонасыщенной, за счет чего образуется реологическое подобие системы литосфера / астеносфера, но на гораздо более близком к дневной поверхности уровне глубин. Поскольку геологам давно известны свидетельства значительных перемещений коровых пластин по горизонтали, подобная модель представляется весьма вероятной.

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ

Построение гравитационных моделей литосферы базируется здесь на концепции изостатического распределения масс. Алгоритм вычислений предусматривает получение поправок за компенсацию как топографических масс, так и масс, обусловленных латеральной плотностной неоднородностью земной коры.

Задача построения плотностной модели земной коры и верхней мантии по гравитационным аномалиям формулируется следующим образом: конструирование моделей распределения масс в земной коре и верхней мантии, отвечающих условиям изостатического равновесия. Не останавливаясь подробно на методических вопросах разделения аномалий, которые освещены в ряде работ (Алакшин, 1984, Зорин и др., 1985; Мац и др., 2001 и др.), отметим следующее.

Изостатические аномалии (g_i) представляются в виде суммы двух компонент, отражающих распределение масс в верхней коре (g_c) и на уровне кровли мантии (g_{cm}). Последние компенсируют аномальные массы верхней коры и по условию изостазии равны им по абсолютной величине, но имеют противоположный знак:

$$g_{cm}(x,y,0) = -g_c(x,y,h),$$

где h – расстояние между материальными пластинами или центрами масс.

В такой постановке задача разделения суммарных аномалий решается с помощью преобразования М.Г. Сербуленко (1963) для потенциальных полей:

$$g_c(x,y,0) = - \sum_{k=0}^{\infty} g_i(x,y,kh) \quad (2)$$

Природа компоненты g_c (геолого-изостатическая аномалия) связывается с вещественно-плотностными неоднородностями верхней коры, а способ ее получения основан на теории изостазии (Алакшин, 1984). Компонента g_{cm} , или геолого-изостатическая поправка, в сумме с топографо-изостатической поправкой составляет суммарную компенсационную поправку, характеризующую влияние рельефа поверхности мантии (g_m).

Вычисления по алгоритму (2) возможны только в ограниченной области интегрирования и с конечной суммой ряда. Этим требованиям отвечает программа, позволяющая варьировать данными параметрами. Однако, указанные ограничения приводят к неизбежным погрешностям вычислений, которые поддаются оценке.

Таким образом, результатом трансформации суммарных аномалий по фильтру преобразования (2) получаются составляющие поля эквивалентные гравитационным воздействиям уравновешенных по заданной модели масс, суммарный эффект которых отличается от исходных аномалий на некоторую величину ε . Следовательно, поставленная задача конструирования изостатически равновесной модели земной коры решается с вполне определенными погрешностями:

$$\varepsilon(x,y,0) = g_i(x,y,0) - g_c(x,y,0) + g_c(x,y,h).$$

Величина ε является мерой соответствия изостатических аномалий сумме расчетных величин g_c и g_{cm} , которые характеризуют идеально равновесное распределение масс. В основном, она зависит от соотношения размеров применяемого фильтра и изучаемых аномалий.

Геолого-изостатические аномалии более информативны в освещении строения верхней коры, нежели аномалии Буге. Однако, метод дает приближенную картину распределения масс вследствие двух основных причин: отличий реального распределения масс от заданной модели без нарушений равновесия и вероятных отклонений от изостазии. Последняя величина не может быть оценена без привлечения дополнительной информации и на данном этапе мы вынуждены ей пренебречь.

Опробование различных фильтров привело нас к выводу о том, что наиболее оптимальным, с учетом размеров изучаемой территории, является фильтр (квадратная матрица) со стороной 850 км для $h = 35$ км и $n = 20$. Величина $h = 35$ км отвечает толщине гравитационно-активного слоя 15 км, при мощности земной коры 42.5 км. Это вполне приемлемые условия для юга Восточной Сибири.

Как было показано выше, аномальная мантия под горными областями юга Восточной Сибири имеет, как минимум, двухслойное строение. Причем верхний слой, точнее линза, характеризуется высоким сопротивлением пород, а кровля мантийного проводящего слоя отмечается на глубинах 70-100 км. Это подчеркивает отличие и изолированность друг от друга указанных слоев.

В представлениях многих исследователей, область аномальной мантии ответственна за становление обширных сводовых поднятий Монголо-Саяно-Байкальской горной страны вследствие изостатического воздымания литосферы. Исходя из этого, следует ожидать наличия связи между пространственными характеристиками сводовых поднятий и области аномальной мантии.

Для характеристики сводовых поднятий нами используется вершинная поверхность рельефа дневной поверхности, т.е. поверхность касательная к максимальным отметкам рельефа в заданном окне (принятый размер стороны квадратного окна – 210 км).

Отмечается общее совпадение контуров поднятий с границей области аномальной мантии по данным В.А. Рогожиной и В.Н. Кожевникова (1989), хотя в деталях имеются расхождения: в частности, на схеме, построенной по сейсмологическим данным, не выделяются отдельные области утолщения аномальной мантии. Видимо, оценка пространственных характеристик аномальной области по сейсмологическим данным не позволяет выделять ее локальные особенности в силу глобального характера исследований.

Пространственная корреляция высот вершинной поверхности Байкальского свода отмечается не только с параметрами низкоскоростной подлито-

сферной мантии, но и с положением области пониженной скорости упругих волн на поверхности мантии, установленной по данным сейсмологии близких землетрясений (Суворов, Корнилова, 1985).

Коэффициент корреляции высот вершинной поверхности (Н) с мощностью аномальной мантии из работы (Рогожина, Кожевников, 1989) составил 0.70, а с гипсометрией ее верхней поверхности 0.77. При этом, из рассмотрения исключены 4 пункта определения времен запаздывания прихода сейсмических волн (сейсмостанции Байкальской региональной сети), расположенные в крайних частях сводовых поднятий. Для других вариантов построения вершинной поверхности (в окнах меньших и больших размеров) получены более низкие коэффициенты корреляции - это явилось одной из причин выбора данного размера окна. Уравнения регрессии имеют вид:

$$H (m) = 1640 + 1.89 h_a (km),$$

$H (m) = 1540 + 1.36H_a (km)$, где h_a - мощность аномальной мантии, H_a - гипсометрия ее верхней поверхности.

В обоих уравнениях свободный член близок к 1600 м. В данном случае свободный член означает - какой будет высота вершинной поверхности при отсутствии аномальной мантии. При расчетах целесообразно оперировать величиной $\Delta H = H - 1600 (m)$. Полученные при этом отрицательные значения (в равнинных районах) приравниваются к нулю, как не имеющие физического смысла. ΔH - это та часть рельефа вершинной поверхности, которая характеризует крупные сводовые поднятия, изостатически связанные с аномальной (разуплотненной) мантией.

По изостатическому соотношению:

$\Delta \sigma_a h_a = - \sigma_t \Delta H$, где $\Delta \sigma_a$ - дефицит плотности аномальной мантии по отношению к нормальной, σ_t - плотность топографических масс (принимается равной 2.67 г/см^3). Из уравнения регрессии:

$$\Delta H = 0.00189 h_a (в м).$$

Из двух последних уравнений следует:

$$\Delta \sigma_a = - 2.67 * 0.00189 = - 0.005 (\text{г/см}^3).$$

Следует отметить, что близкие значения недостатка плотности аномальной мантии получались нами и ранее, при использовании меньших размеров окон для расчета высот вершинной поверхности. Угловым коэффициентом в уравнении регрессии составил 0.0026, что соответствует значению $\Delta \sigma_a = - 0.007 \text{ г/см}^3$ (Алакшин и др., 1990).

А.В. Поспеевым (см. выше) недостаток плотности в линзе твердофазового перехода в самой верхней подкоревой части мантии оценен в $-0.03 - -0.05$ г/см³ при вертикальной мощности в 20-30 км. Принимая эти оценки, приходим к заключению, что данная линза компенсирует от 25 до 60 % масс сводовых поднятий. Доля аномальных масс подлитосферной части аномальной мантии может составлять от 40 до 75 %. Следовательно, приведенная оценка $\Delta\sigma_a$ (подлитосферная аномальная мантия) в данной модели является максимальной.

Таким образом, тезис о генетической связи становления крупных форм рельефа Монголо-Саяно-Байкальской горной страны в кайнозое с формированием области аномальной разуплотненной мантии, определенно подтверждается. Отмечается также значимая ($r = 0.7$) связь между высотами вершинной поверхности и региональным тепловым потоком, что укладывается в принятую модель.

Приведенные данные показывают, что расчет изостатических аномалий в регионе не может производиться по традиционной схеме. Топографические массы (H_t) в горных областях раскладываются на составляющие, которые компенсируются на разных уровнях: $H_t = \Delta H_t + \Delta H$, где ΔH_t - составляющая, которая компенсируется вариациями мощности коры, ΔH - высоты сводовых поднятий, которые компенсируются аномальной (разуплотненной) мантией. За пределами сводовых поднятий $\Delta H = 0$. С учетом наличия подкоревой линзы разуплотненной мантии, средняя глубина центра масс аномальной мантии принята нами в 80 км.

Таким образом, суммарная поправка за компенсацию топографических масс также складывается из двух составляющих: $\Delta\sigma_a$ (влияние разуплотненной мантии, полученной с помощью операции пересчета масс сводовых поднятий в верхнее полупространство на высоту 80 км) и $\Delta\sigma_m$ (пересчет $\Delta H_t * \sigma_t$ на высоту 42 км - средняя мощность земной коры). На платформе $\Delta\sigma_a = 0$.

Для полученных указанным способом изостатических аномалий рассчитана величина длиннопериодной компоненты - Δg_{lis} (окно осреднения 510 км). Последняя вычиталась из изостатических аномалий (Δg_{is}): $\Delta g_{dis} = \Delta g_{is} - \Delta g_{lis}$. Длиннопериодная компонента изостатических аномалий в пределах региона имеет полную амплитуда около 40 мГл, при среднем горизонтальном градиенте до 0.03 мГл/км (Мац и др, 2001). Отметим, что аномалии, полученные с другими размерами окон осреднения (от 300 до 800 км), существенно не отличаются.

Дальнейшие операции производились с компонентой Δg_{dis} . В результате получены составляющие g_{em} (модельная геолого-изостатическая аномалия), g_{sk}

(суммарная поправка за компенсацию аномальных масс, связанных с рельефом поверхности мантии) и др., а также рассчитана величина ϵ , показывающая отличие суммы трансформант, полученных путем фильтрации, от суммарных аномалий Δg_{dis} .

По значению g_{em} рассчитана аномальная плотность верхней коры в слое вертикальной мощности 15 км. Привязка нулевого уровня осуществлялась с учетом данных ГСЗ по Муйскому району (Письменный и др., 1984; Крылов и др., 1993; Мац и др., 2001), которые показывают, что в центральных частях Ангаро-Витимского гранитного батолита) мощность "чистых" гранитов (а их средняя плотность достаточно выдержана и составляет $\sim 2.62 \text{ г/см}^3$) достигает 15-20 км.

Таким образом, получена карта плотности верхней коры. На рис.3 приведена карта плотности верхней части коры со снятыми значениями влияния кайнозойских осадков (см., например, - Мац и др.,2001). Значения плотности варьируют в достаточно широких пределах ($\sim 0.4 \text{ г/см}^3$), что отвечает изменению вещественного состава верхов кристаллической коры от гранитов до базитов и ультрабазитов.

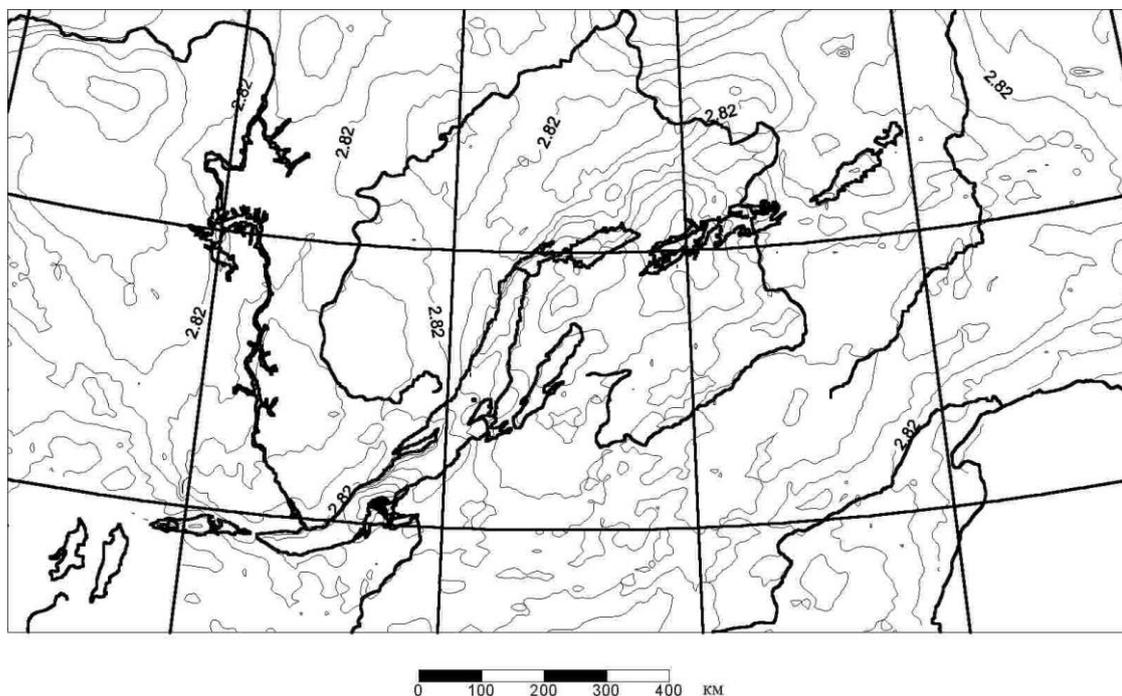


Рис. 3. Схема плотности верхней части земной коры

Максимальные значения ($2.85-2.95 \text{ г/см}^3$) отмечаются на юге платформы (Иркутский и Катангский блоки), а также по ее южной окраине (см. например - Алакшин, Письменный, 1989). Минимальные величины - в Восточном Саяне, Присаяно-Енисейской синеклизе, на Байкале и Ангаро-Витимском батолите. Если в Присаяно-Енисейской синеклизе пониженная плотность верхней коры объясняется развитием мощного (5-8 км и, возможно, более) PZ осадочного чехла, то в остальных районах она связана с широким развитием в верхней коре гранитоидов. В пределах горных областей - это преимущественно граниты PZ возраста.

В краевой части платформы, в целом конформно границе распространения осадочного чехла на поверхности, прослеживается пояс положительных аномалий, занимающий секущее положение к линейным аномалиям платформы и согласное в общих чертах с аномальными зонами окружающих складчатых областей. На большем протяжении эта зона, названная "Краевым базит-гипербазитовым поясом" (Алакшин, Письменный, 1989), является границей древнего Сибирского кратона с блоками раннедокембрийской коры (рис.4). Данная структура совпадает с так называемым Восточно-Сибирским протоофиолитовым поясом, выделенным по геологическим данным (Сезько, Алакшин, 1997). В пределах Северного и, возможно, Южного Прибайкалья, а также собственно района, занимаемого впадиной озера Байкал, данную зону можно рассматривать в качестве ограничения раннедокембрийской континентальной коры.

Наиболее крупной неоднородностью верхней коры Байкальской складчатой области является огромный массив палеозойских гранитоидов, известный как Ангаро-Витимский батолит (АВБ). Площадь распространения гранитов по геолого-геофизическим данным превышает 300 тыс.кв.км, а глубина его подошвы погружается до 15-20 км, возможно до 25 км. По масштабам развития гранитов АВБ относится к крупнейшим в мире (Литвиновский и др.,1993).

В пределах АВБ значения плотности понижаются до 2.57 г/см^3 , что несколько меньше плотности самих гранитов. Это объясняется развитием гранитов в центральной части батолита глубже 15 км, вероятно до 20-25 км (Литвиновский и др.,1993, Litvinovsky et al.,1990). При пересчете аномалий в слой 15 км это и дает избыточную плотность.

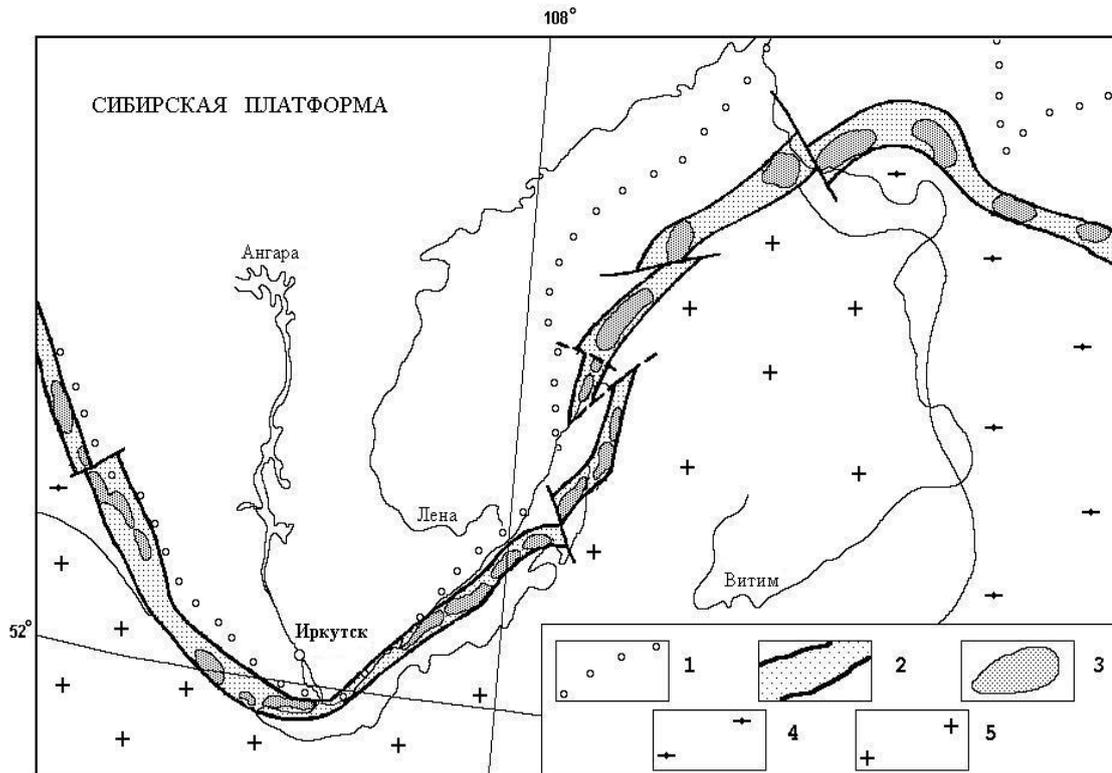
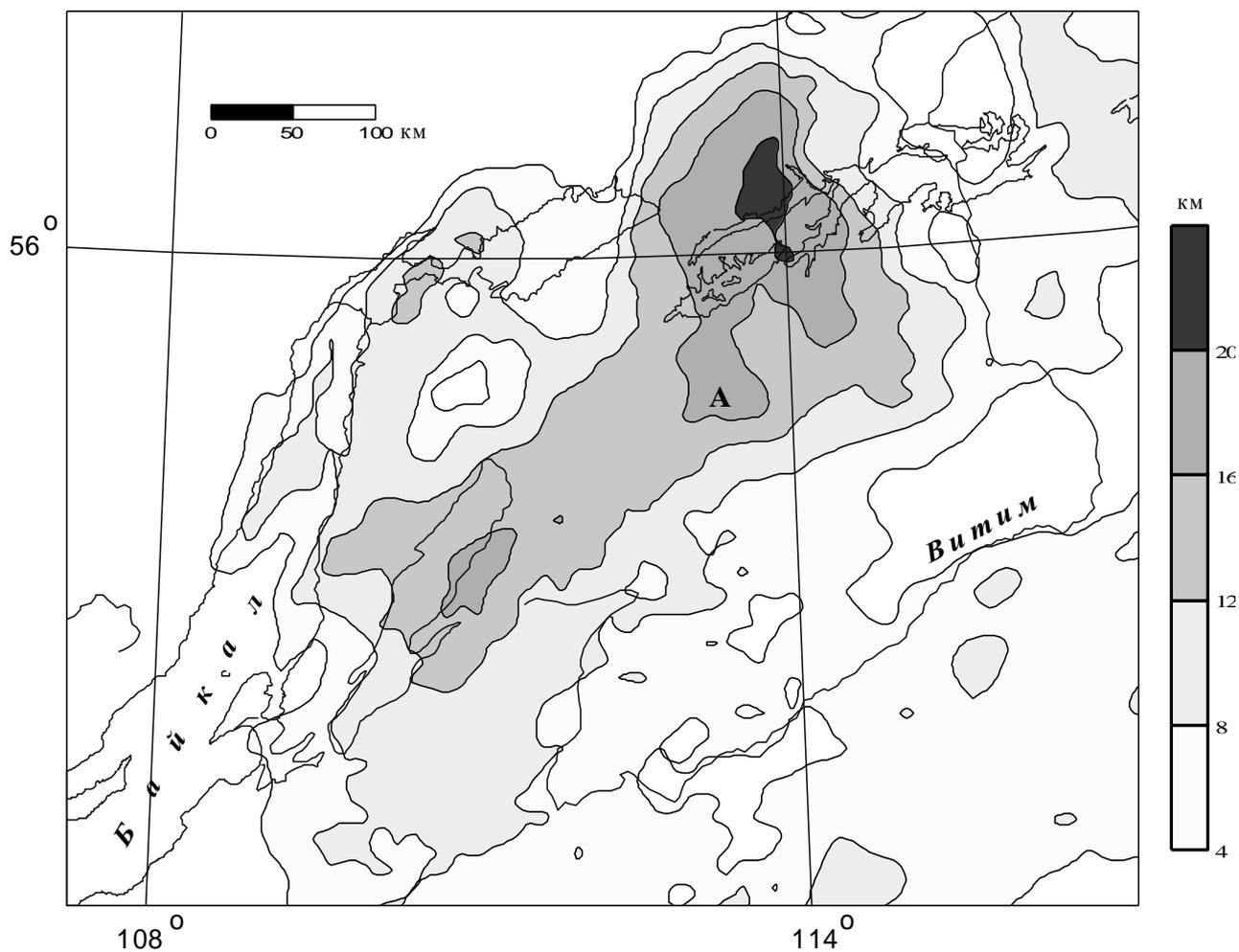


Рис. 4. Положение краевой шовной зоны в структуре юга Восточной Сибири (по А.М. Алакшину, Б.М. Письменному, 1988)

1 - граница рифей-палеозойского чехла Сибирской платформы; 2 - краевая шовная зона (базит-гипербазитовый пояс; 3 - участки концентрации габброидов и гипербазитов в верхней коре; 4-5 - Саяно-Байкальская горно-складчатая область: 4 - области докембрийской консолидации, 5 - области палеозойской консолидации (интенсивного гранитообразования)

Ранее нами проводился сравнительный анализ различных геофизических данных по АВБ (Алакшин и др., 1990, 1991; Мац и др., 2001). Отмечалась хорошая согласованность данных гравиметрии и детальных ГСЗ, проведенных в Муйском районе. В интервале верхней коры 0-10 км отмечается крупная (крупнейшая для рассмотренной в данной работе территории) отрицательная аномалия V_p (ΔV_p до - 0.6 км/с), которая, даже не в общих чертах, а в деталях, соответствует прицентральной частям Ангаро-Витимского батолита. В интервале 10-20 км площадь минимума V_p уменьшается, а его контур отвечает центру батолита и Чивыркуйскому гранитному массиву (как части батолита). Получение этих результатов трудно переоценить: данные двух геофизических методов

свидетельствуют о наличие в Восточной Сибири уникальной вещественно-физической неоднородности в коре, а также о том, что эта неоднородность еди-на, во всяком случае, в физическом смысле (рис.5). В геологическом отноше-нии единство батолита показано в работах (Литвиновский и др., 1993, Litvi-novsky et al., 1990).



Оценка мощности "чистых" гранитов по гравитационной модели

$$\Delta \sigma = 2.62 \text{ г/см}^3$$

Рис. 5.

Не менее интересно распределение скорости в нижней части земной коры (20 км до подошвы коры). В прицентральных частях батолита отмечаются уже не минимальные, а максимальные значения V_p , достигающие 6.70-6.85 км/с. Эти данные можно рассматривать с двух позиций. С геолого-петрологических: формирование крупных легких масс гранитов в верхней коре сопровождалось вещественно-плотностной дифференциацией, что привело к относительному уплотнению нижней коры. С точки зрения изостазии: изостатическая компен-

сация аномальных масс верхней коры осуществляется не только вариациями поверхности Мохо, но и изменениями плотности низов коры.

В заключение подчеркнем, что оценка мощности коры по изостатической модели полезна при изучении механизмов изостатической компенсации, а не собственно изостатического состояния локальных участков. Хотя в целом удовлетворительная сходимость изостатической модели и результатов ГСЗ свидетельствует о близости к изостатически равновесному состоянию литосферы региона.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В предыдущих разделах, посвященных анализу результатов сейсмических, электрометрических и гравиметрических материалов, в той или иной степени затронуты вопросы современной геодинамики региона. Подчеркивается огромная роль флюидов в формировании геофизических неоднородностей, расслоенность литосферы по реологическим свойствам.

Одним из наиболее значимых результатов изучения глубинного строения тектонически-активных зон континентальной коры является обнаружение в верхней-средней коре слоя с аномальными реологическими свойствами. Как уже говорилось выше, на формирование слоя повышенной пластичности, кровля которого («detachment») расположена приблизительно на глубинах 8 - 15 км, указывают наличие сейсмического волновода (ГСЗ), высокопроводящего слоя (МТЗ), а также данные глубинных ОГТ, согласно которым сейсмические особенности верхней и средней-нижней коры существенно отличаются. Исследователям давно известна расслоенность литосферы по реологическим свойствам, в связи с чем, предлагается механизм горизонтального перемещения коровых пластин. Установление пластичного слоя в средней-нижней коре БРЗ, а возможно в пределах всей Монголо-Саяно-Байкальской горной страны, имеет принципиальное значение и, несомненно, должно учитываться в геодинамических моделях развития региона в кайнозое. Отсюда, приобретает новое звучание вопрос об изучении неоднородностей верхней коры, т.е. хрупкого слоя.

Несмотря на установленную связь формирования высокого рельефа Байкальского региона с образованием обширной аномальной области в верхней мантии, локализация самой активной в регионе кайнозойской структуры – Байкальского рифта – не контролируется сводовыми поднятиями. Энергетику современных рифтогенных тектонических и сейсмических процессов характеризуют не собственно сводовые поднятия, а области наиболее контрастного рельефа. Не имея возможности в настоящем разделе подробно останавливаться на

этом вопросе, сошлемся на работу (Мац и др., 2001), где использовались максимальные разности высот вершинной и базисной поверхностей, рассчитанные в окне 70 км, соизмеримым с поперечными размерами рифтовых структур и полос повышенной сейсмичности. В пределах крупных рифтовых впадин в качестве базисной принималась поверхность докайнозойского фундамента. Линейная зона контрастного (перепады свыше 1000 м) рельефа пространственно соответствует Байкальской рифтовой зоне от Тункинской впадины на юге до Чарской – на северо-востоке.

Восточнее р. Олекма и южнее Тункинской впадины такой контраст рельефа отсутствует. По-видимому, это объясняется сменой тектонического и сейсмического режимов за пределами собственно рифтовой зоны. Для района Олекмы (Усть-Нюкжинский узел сильных землетрясений) эта посылка достаточно очевидна: здесь происходит смена типично рифтовых напряжений растяжения на субмеридиональные напряжения сжатия (Зоненшайн и др., 1989). Юго-западный участок, также сейсмически активный, традиционно рассматривался как фланг Байкальского рифта (район оз. Хубсугул и южнее). Но здесь, на фоне высокого сводового поднятия, не наблюдается сильно контрастного рельефа. Западнее, в пределах Восточно-Тувинского нагорья, неотектонические структуры сформировались в геодинамических условиях субгоризонтального сжатия, ориентированного в ССВ направлении (Аржанников, 1998). Таким образом, Хубсугульский регион, по-видимому, можно отнести к переходной зоне от Байкальского рифта к области субмеридионального сжатия, характерного для Центрально-Азиатского пояса.

Вероятно, контур пояса контрастного рельефа отражает положение наиболее приподнятой части астеносферного выступа и верхней линзы низкоскоростной подкорковой мантии, которая наиболее активно проявила себя в период образования рифтовых структур. В контуре контрастного рельефа сосредоточены практически все участки максимальной сейсмичности и очаги сильных землетрясений Байкальской зоны (см. Мац и др., 2001). Можно заключить, что контраст рельефа отображает энергетический потенциал сейсмоактивной области, обусловленный аномальным состоянием тектоносферы.

Полученные плотностные модели земной коры дают возможность конструировать поле локальных гравитационных напряжений. Как показано в работах (Алакшин, 2003; Мац и др., 2001), гравитационные силы играют роль сдерживающего фактора в процессе рифтинга. Некоторые участки БРЗ (район дельты Селенги, Кичерская впадина), по-видимому, находятся в переходном

периоде от процессов рифтогенеза к проявлениям гравитационной геодинамики - термин из работы А.Н. Обухова (1994). Особенно это применимо к северу Байкала, где горизонтальные напряжения могут достигать несколько более 60 МПа.

Как показано выше, в пределах БРЗ, особенно в районе Байкальской впадины, выявлены контрастные неоднородности докайнозойской верхней коры. Среднебайкальский район отличается от северного и южного районов интенсивным положительным полем и, следовательно, большей основностью состава верхней коры. В районе, занимаемым Северо-Байкальской котловиной и Кичерской суходольной впадиной, верхняя кора имеет гранитоидный состав (часть Ангаро-Витимского батолита, известная как Чивыркуйский массив). Фундамент южной части Байкальской впадины может быть гетерогенен: палеозойские граниты, рифей-палеозойские осадочные породы, раннепротерозойские метаморфиты, не исключается наличие МЗ осадочных пород.

Район Среднего Байкала имеет ряд особенностей строения литосферы. К ним можно отнести:

- отсутствие высокого сводового поднятия рельефа, принадлежность к межсводовому пространству между Байкальским и Саянским поднятиями;
- максимальные величины контраста рельефа кристаллической коры;
- большая мощность кайнозойских осадков и наибольшие глубины дна;
- наименьшие в пределах Байкальской впадины значения мощности коры, определенные исследованиями ГСЗ;
- высокая основность верхней коры.

Многими исследователями большая роль в изменении физических свойств и в тектонических перестройках коры отводится фазовому переходу пород нижней коры габбро – гранатовый гранулит – эклогит. Известно, что скорость перехода зависит от ряда факторов, из которых можно отметить: температуру, содержание флюидов, химический состав пород (Рингвуд, 1981).

Можно предположить, что в низах коры района Среднего Байкала имелись условия для быстрого развития фазового перехода. Об этом свидетельствуют, в частности, рассмотренные выше особенности состава и строения коры. В этом случае тектоническая активизация сопровождалась вертикальными нисходящими движениями, что не могло привести к формированию сводового поднятия.

Начальные этапы термической и флюидной активизации, следовательно, могли по-разному проявиться в тектонических перестройках коры. В районе

Среднего Байкала фазовый переход пород в нижней коре привел к ее быстрому погружению. В других районах Байкальской зоны энергия термической активизации расходовалась на формирование крупных сводовых поднятий рельефа. Дальнейшее растяжение литосферы, как следствие перетока вещества астеносферы (по-видимому, флюидов) от края холодного Сибирского кратона в восточном и юго-восточном направлениях могло быть наиболее интенсивным именно в Среднебайкальском районе, как уже затронутым преобразованиями в нижней коре.

Горизонтальное раздвижение литосферы, верхней коры или их совокупности, приведшие к образованию Байкальской впадины в ее современном виде, должны компенсироваться уменьшением мощности коры или внедрением мантийного вещества в кору. Мощность коры под Байкалом значительно превышает необходимую для изостатической компенсации масс воды, осадков и впадины рельефа. Однако, в районе Среднего Байкала тенденция к изостазии проявлена в большей мере. Здесь зафиксированы мощности коры составляющие 34-38 км. Это не противоречит механизму начального погружения, вызванного эклогитизацией пород нижней коры, так как сам этот процесс должен протекать без нарушения равновесия. Образование Байкальской впадины, таким образом, можно рассматривать как следствие сочетания двух процессов, вызванных термической активизацией верхней мантии: эклогитизации низов коры на начальном этапе в средней части озера, сводообразование и растяжение на последующих этапах. Локализация впадины у края Сибирской платформы обусловлена существованием в до KZ время границы холодной и нагретой литосферы, совпадающей с краевым швом Сибирской платформы, который в PZ время явился преградой развития на запад гранитного магматизма.

Литература

1. Алакшин А.М. О разделении гравитационного поля на составляющие при изостатическом равновесии масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. №11. С.3-9.
2. Алакшин А.М., Письменный Б.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением // Геол. и геофиз. 1989. №2. С.24-31.
3. Алакшин А.М., Письменный Б.М., Поспеев А.В. Строение литосферы южного горного обрамления Сибирской платформы // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 170-180.
4. Алакшин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М., Поспеев А.В., Поспеев

ва Е.В. Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 88-105.

5. Аржанников С.Г. Сейсмотектоника Восточно-Тувинского нагорья // Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1998. - 17 с.

6. Бердичевский М.Н. О динамической коррекции кривых магнитотеллурического зондирования // Физика Земли. 1996. №10. С. 22 - 24.

7. Гордиенко В.В., Зуннунов Ф.Х., Таль-Вирский Б.Б. и др. Тектоносфера Средней Азии и Южного Казахстана / Отв. ред. В.В. Гордиенко, Б.Б. Таль-Вирский. Киев: Наукова Думка, 1990. - 232 с.

8. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М: Недра, 1981. - 223 с.

9. Добрецов Н.Л., Ащепков И.В. Состав и эволюция верхней мантии в рифтовых зонах (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. 1991. №1. С. 5 – 13.

10. Доленко Г.Д. Тектоника, дегазация мантии и нефтегазонакопление в земной коре / Дегазация Земли и геотектоника. Тезисы докладов II всесоюзного совещания. М.: Наука, 1985. С. 162 – 168.

11. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли, Луны и планет. М.: Недра, 1973. - 257 с.

12. Зингер Б.Ш. Учет статических искажений в магнитотеллурике. Обзор // Известия АН СССР: Физика Земли. 1992. №5. С. 53 - 70.

13. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии / Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 157-203.

14. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. - 168 с.

15. Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. 1985. №8. С. 104-108.

16. Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника. 1994. № 3. С. 3-11.

17. Иванов С.Н. Роль флюидов в реологической стратификации земной коры с учетом данных сверхглубокого бурения. Кольская скважина СГ-3. Екатеринбург, 2002. - 154 с.

18. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. - 105 с.
19. Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. и др. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах. Новосибирск: Наука, 1993. - 198 с.
20. Кузьминых Ю.В. Глубинное геоэлектрическое строение Южного Забайкалья по данным магнитотеллурических зондирований / Автореферат дисс. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1993. - 20 с.
21. Летников Ф.А. Глубинная дегазация в геологической истории Земли // Дегазация Земли и геотектоника. Тезисы докладов II Всесоюзного совещания. М.: Наука, 1985. С. 5 - 6.
22. Литвиновский Б.А., Артюшков Е.В., Занвилевич А.Н. О природе магматизма Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 32 - 40.
23. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит - крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск, 1993. - 144 с.
24. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. - 200 с.
25. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. - 252 с.
26. Мишенькин Б.П., Шелудько И.Ф., Мишенькина З.Р., Брыксин А.В., Васильев В.П. Детальные сейсмические исследования земной коры на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны // Геол. и геофиз. 1984. №7. С. 63 - 70.
27. Обухов А.Н. Гравитационная геодинамика в межгорных впадинах Центральной Азии // Геотектоника. 1994. №3. С. 77-89.
28. Письменный Б.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Мишенькин Б.П. Геология и сейсмичность зоны БАМ (от Байкала до Тынды). Т. IV. Глубинное строение / Отв. ред. Н.Н. Пузырев, М.М. Мандельбаум. Новосибирск: Наука, 1984. - 174 с.
29. Поляков А.И., Турков В.А., Муравьева Н.С. и др. Физико-химические условия процессов выплавления и эволюции базальтовых магм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1985. №1. С.41-58.

30. Поспеев А.В. Геологические аспекты геоэлектрики верхней литосферы Земли // Геофизика. 2004. №4. С.35-38.
31. Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. – 158 с.
32. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. - 288 с.
33. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. - 584 с.
34. Рогожина В.А., Кожевников В.Н. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. - 104 с.
35. Рябчиков И.Д. Петрогенетическая роль подземных флюидов / Дегазация Земли и геотектоника. Тезисы докладов II всесоюзного совещания. М.: Наука, 1985. С. 10-12.
36. Сербуленко М.Г. Построение некоторых точных линейных операторов разделения потенциальных полей / Геол. и геофиз. 1963. №12. С. 96-110.
37. Сезько А.И., Алакшин А.М. Геодинамическая эволюция зоны сочленения Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса / Геологическая среда и сейсмический процесс. Мат-лы Всеросс.межрег.конфер. Иркутск, 1997. С. 35-37.
38. Система рифтов Земли / Ред. Н.А. Беляевский. М.: Мир, 1970. - 279 с.
39. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геол. и геофиз. 1985. № 2. - С. 86-93.
40. Щербаков А.М. Геохимические особенности газо-водной оболочки земной коры / Дегазация Земли и геотектоника. Тезисы докладов II всесоюзного совещания. М.: Наука, 1985. С. 68 – 74.
41. Adam A. Relation of Mantle Conductivity to physical Conditions in the Asthenosphere // Geophysical Survays. 1980. v. 4. 1-2. P. 43-55.
42. Cook K.L. The problem of mantle-crust mix: lateral inhomogeneity in the uppermost part of the earths mantle // Advances in geophys. 1962. P. 295 -360
43. EUGEMI Working Group. The Yuropean geotraverse seismic refraction experiment of 1986 from Genova, Italy, to Kiel, Germany // Tectonophysics. 1990. 176. 1-2. P. 43-57.
44. Hyndman R.D., Vanyan L.L., Marquis G., Law L.K. The origin of electrically conductive lower continental crust: saline water or graphite? // Phys. Earth and

Planet. Inter. 1993. 81. P. 325 - 344.

45. Litvinovsky B.A., Alakshin A.M., Zanvilevich A.N. The Gigantic Angaro-Vitim Batholith (Transbaikalia) / Publication of the IGCP Project.- Nos. 224 and 283 (abstracts and papers). Novosibirsk, 1990. P.214-219.

46. Meissner R., Wever Th. The possible role of fluids for structuring of the continental crust. // Earth-Science Reviews. 1992. 32. 1-2. P. 3-18.

УДК 551.24:550.34 (571.56)

**НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕЙСМОГЕННЫХ
ДИСЛОКАЦИЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ МАТЕРИАЛОВ
ДИСТАНЦИОННОГО СКАНИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ
(НА ПРИМЕРЕ КИЧЕРСКОЙ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ)**

*Смекалин О.П., к.г.-м.н., Чипизубов А.В., к.г.-м.н., Имаев В.С., д.г.-м.н.,
Мельников А.И., д.г.-м.н., Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
Бесстраинов В.М., к.г.-м.н., Центр геодинамических исследований,
г. Москва*

Аннотация

Впервые для сейсмогеологических исследований были использованы трёхмерные цифровые модели рельефа, полученные с помощью авиационного комплекса лазерного сканирования земной поверхности. Совместное применение современных дистанционных методов и полевых исследований позволило выделить ранее неизвестные фрагменты сейсмогенного обновления зон активных разломов, определить их морфологические характеристики, решить вопросы пространственного и временного соотношения сейсмогенных и иных форм рельефа. Следует отметить, что камеральная обработка высокоточной электронной модели рельефа значительно сокращает затраты времени на маршрутные работы.

Введение

В настоящее время для изучения земной поверхности в различных целях всё чаще используют лазерные и радарные сканирующие комплексы авиационного и космического базирования. В сравнении с традиционной аэро- и космофотосъёмкой они обладают рядом несомненных преимуществ, позволяющих получить более надёжную и удобную в использовании (обработке и дешифри-

ровании) цифровую модель местности. Применение средств фильтрации по последнему отклику освобождает изображения поверхности от растительного покрова, что являлось основной помехой для выделения и определения параметров сейсмодислокаций при дешифрировании аэрофотоснимков и при аэровизуальных наблюдениях. Высокая точность отображения рельефа - 0.27 м по вертикали – даёт возможность построения профилей сечения и определять геометрические параметры дислокаций, на что раньше уходила значительная часть времени полевых исследований. Использование снимков лазерного сканирования уже на этапе внедрения их в практику сейсмогеологического метода позволило выделить ряд ранее неизвестных фрагментов сейсмогенного вскрытия в зонах палеосейсмогенных структур, а также, за их пределами.

В работе рассматриваются Кичерские палеосейсмогенные дислокации, первые подробные описания которых выполнены сейсмогеологами В.С. Хромовских, В.П. Солоненко, А.В. Чипизубовым и В.М. Жилкиным [Хромовских и др., 1978, Чипизубов, 1982]. Дислокации располагаются на западном участке Северо-Восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Основными элементами новейшей структуры здесь являются: суходольное северо-восточное окончание Северобайкальской впадины (аккумулятивная Ангаро-Кичерская депрессия) и Дзелиндинская впадина [Объяснительная ..., 1975, с. 51], выполняющая роль смычки между Северобайкальской и Верхнеангарской впадинами, а также, оконтуривающие их с севера и юга горные сооружения Кичерского, Верхнеангарского и Баргузинского хребтов. Рифтовые впадины заполнены неоген-четвертичными отложениями, в качестве фундамента выступают протерозойские и нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи с широко развитыми гранитоидными интрузиями. Перечисленные тектонические структуры имеют простирание согласное с общим положением основных звеньев Байкальской рифтовой зоны и лежат в осевой области поднятия Станового нагорья. Баргузинский хребет протягивается меридионально вдоль восточного побережья Байкала (центральный фланг БРЗ), а его северные отроги образуют юго-восточный и южный борта Северобайкальской и Дзелиндинской впадин (рис. 1).

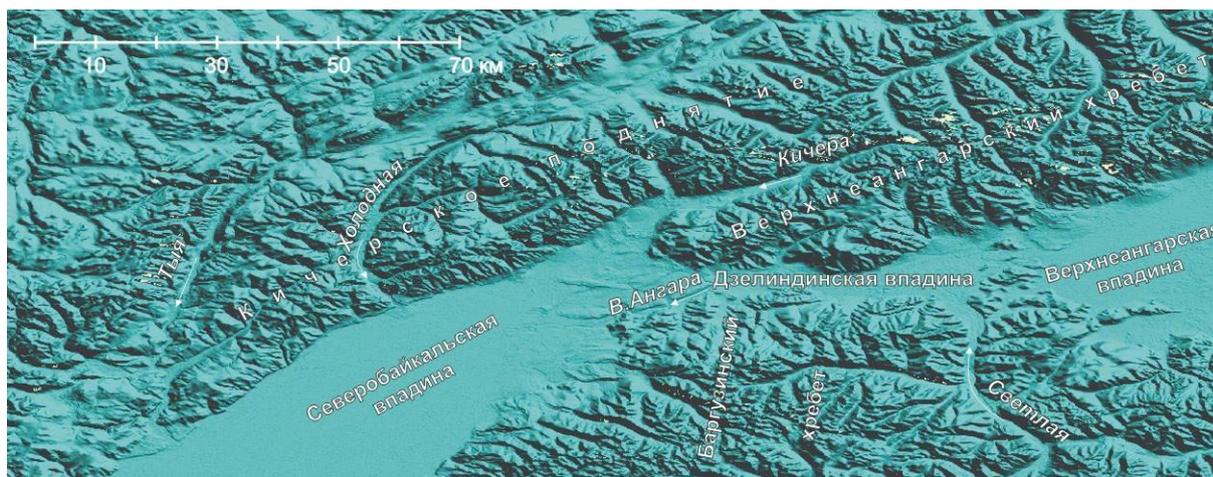


Рис. 1. Основные орографические элементы Северного Прибайкалья.

Северо-восточное окончание Северобайкальской впадины, Кичерский и Верхнеангарский хребты имеют северо-восточное простирание, Дзелиндинская впадина – широтное. Переходы между отрицательными и положительными структурами – контрастные, крутосклонные, в отдельных местах с треугольными фасетными плоскостями. Дифференциация движений и контрастность границ морфоструктур обеспечиваются активностью сбросов, развивающихся в условиях горизонтального растяжения [Флоренсов, 1960; Зорин, 1971 и др.].

Первые сейсмогеологические исследования на северо-востоке БРЗ проводили во время освоения территорий в зоне строительства Байкало-Амурской железнодорожной магистрали в 70-х годах прошлого столетия. Сегодня интерес к сейсмодислокациям связан с проектированием магистрального нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан». В статье приводятся результаты исследований первого этапа, заключающиеся в уточнении основных морфометрических данных палеодислокаций, выполненных в процессе полевых исследований и дешифрирования материалов лазерного сканирования. В ближайшее время на этих и других структурах, расположенных вдоль трассы нефтепровода планируется проведение комплексного геолого-геофизического изучения с применением методов малоглубинной геофизики и тренчинга, являющимся в настоящее время необходимым элементом сеймотектонического анализа, проводимого в любых регионах мира [McCalpin, 1996].

*Общая геолого-структурная характеристика зоны
Кичерской палеосейсмогенной структуры*

Дислокации Кичерской структуры протягиваются вдоль северо-западной границы Северобайкальской впадины, трассируя зону одноимённого разлома на участке р. Тья – р. Умоликит протяжённостью не менее 50 км. Высокий сейсмический потенциал Кичерского разлома – $M \sim 7.5$, установленный по параметрам сейсмодислокаций (Хромовских и др., 1978), обусловлен значительными по амплитуде и скоростям тектоническими движениями, связанными с рифтогенными процессами. Со времени начала интенсивных блоковых движений в позднем неогене каледонский фундамент Северобайкальской впадины опустился более чем на 4.5 км, достигнув абсолютных отметок -4 км. Область максимального прогибания в пределах впадины занимает северную часть акватории озера Байкал и распространяется на дельты рек Кичера и В. Ангара (Зорин, 1971). Размах вертикальных неотектонических движений с учётом амплитуды прогибания впадины и поднятия обрамляющих её хребтов (т.н. плечи рифта) превышает 5.5 км. За плиоцен – четвертичное время формирования современного рельефа (Нагорья ..., 1974; Базаров, 1986 и др.) средняя скорость относительных вертикальных движений по Кичерскому сбросу составляет приблизительно 1.1 мм/год. Для сравнения, рассчитанные аналогичным образом скорости для Тункинского сброса, находящегося на противоположном Юго-Западном фланге БРЗ, на разных участках имеют значения от 0.4 до 1.0 мм/год.

В зоне Кичерского разлома к сейсмогенным относятся сбросовые уступы, деформирующие поверхности террас, конуса выноса, пролювиально-делювиальных предгорные шлейфы, а также сопровождающие их на отдельных участках небольшие грабены. Деформациям в основном подвержены отложения верхнеплейстоцен-голоценового возраста. В редких случаях оперяющие разрывы заходят в пределы основания горного склона, который под маломощным плащём делювиального шлейфа представлен раннепротерозойскими эффузивами основного состава, гнейсами, сланцами, известняками с приуроченными к древней структурной зоне Байкало-Конкудерского разлома протерозойскими среднезернистыми гнейсированными гранитами, серпентинитами, амфиболизированными габбро, диоритами и др. Среди основных морфоструктурных элементов дислоцированных по зоне разлома можно назвать верхнеплейстоценовую аккумулятивную поверхность, в северном борту впадины, включающую приустьевые участки долин Укта, Душкачан, Холодная, Неручанда и Умоликит с развитыми аллювиально-пролювиальными конусами выноса (рис. 2). Ниже

приведено несколько примеров сейсмогенных дислокаций, характерных для различных геологических и геоморфологических обстановок.

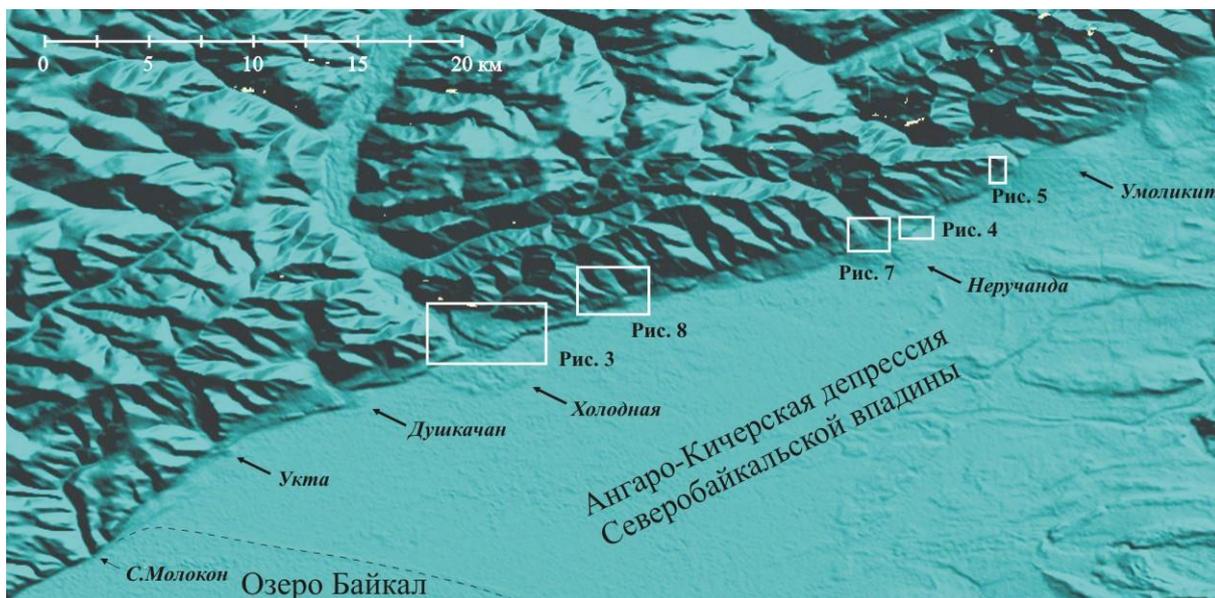


Рис. 2. Основные речные долины, врезанные во фронтальный уступ Кичерского сброса. Белыми прямоугольниками показаны места детального изучения фрагментов сброса с указанием соответствующих иллюстраций в данной работе.

Деформации верхнеплейстоцен-голоценовых аккумулятивно-денудационных поверхностей выравнивания

К выровненным аккумулятивно-денудационным поверхностям Ангаро-Кичерской суходольной депрессии и её бортов относятся современный уровень осадконакопления впадины, приустьевые отрезки террас, впадающих в неё рек, и общая для всей северо-восточной границы впадины уровненная поверхность, сформированная верхнеплейстоценовыми полифациальными рыхлыми осадками, среди которых преобладают валуны, галечники, пески и глины. Сохранившиеся фрагменты этой верхнеплейстоценовой аккумулятивно-денудационной поверхности прослеживаются в пределах лежащего крыла Кичерского сброса, образуя узкую террасовидную ступень, причленённую к основанию юго-восточного склона Кичерского хребта. «Высота и ширина её увеличиваются в северо-восточном направлении. Если у мыса Курлы она фиксируется в виде абразионных ниш и «зализанных скал» на высоте 35-40 м над уровнем моря, то в районе устья Неручанды она сложена валунными галечниками и имеет высоту уступа 60-80 м» (Трофимов, 1988) и ширину до 300-400 м. По материалам лазерного сканирования поверхность представляет собой наклонённую в юго-

западном направлении плоскость, если в бортах устья р. Неручанды она имеет абсолютные отметки 529-531 м, то вблизи устья Укты этот показатель снижен до 488-492 м, что даёт угол наклона менее, чем в один градус (0.082°). Рельеф поверхности осложнён небольшими буграми, западинами и эрозионными врезами. В приустьевых участках крупных речных долин уровенная поверхность испытывает пологие куполовидные возвышения до 10-30 м, связанные с развитием верхнеплейстоценовых конусов выноса.

На участке между устьями С. Молокона и Холодной верхнеплейстоценовая аккумулятивная поверхность расчленяется лишь узкими V-образными врезами водотоков.

Восточнее устья Холодной и до правого борта устья Умоликита верхнеплейстоценовый уровень сохранился только в виде небольших фрагментов шириной до 300 м и длиной до 1-2 км. На этом участке верхнеплейстоценовая уровенная поверхность обладает значительной блоковой раздробленностью в пределах зоны сброса, трассы вновь формирующихся разрывов отступают в сторону борта впадины, в связи с чем, на большей части протяжённости аккумулятивно-денудационная поверхность оказалась сброшенной со стороны делювиально-пролювиального предгорного шлейфа. На некоторых узких участках она перекрыта современными делювиально-пролювиальными отложениями. В последнем случае, её уровень фиксируется по бровке фронтального уступа Кичерского сброса. В устьях крупных водотоков развивающиеся конуса выноса оттесняют русла Кичеры и её проток, препятствуя боковой эрозии со стороны впадины, что положительно влияет на сохранность обширных реликтов уровенной поверхности, как например, в устье р. Холодной.

Определяя возраст аккумулятивной поверхности как позднеплейстоценовый, мы исходим из масштабов её деформации и возможных скоростей тектонических сбросов, а также, из того, что сегодня нет достаточно аргументированных данных о времени планации и начала расчленения этой поверхности. Разными исследователями она датируется в широком диапазоне времени от ранне-среднеплейстоценового по мнению Д.-Д.Б. Базарова и Р.Ц. Будаева [Геоморфология ..., 1981], которые сопоставляют её с шестой (50-60-метровой) террасой долины Верхней Ангары и Верхне-Ангарской впадины, до конца позднего плейстоцена [Леви, Кульчицкий, 1981; Трофимов, 1988, 1994], считающих определяющим этапом формирования данной структуры раннеголоценовую тектоническую активизацию. А.А. Яценко (1956) рассматривает поверхность выравнивания как пятую эрозионно-аккумулятивную 50-60 метровую

террасу Верхней Ангары, имеющей доледниковый возраст, т.е. доверхнеплейстоценовый.

В устье долины р. Холодной деформированная сбросом верхнеплейстоценовая поверхность имеет форму пологого куполовидного возвышения, сложенного пролювиальными отложениями, высотой до 20-30 м, представлявшего до начала активных движений по Кичерскому сбросу обширный, на всё приустьевое пространство долины, конус выноса. Молодые террасированные поверхности и пойма реки Холодной, врезаны в юго-западную часть верхнеплейстоценового конуса выноса. Левосторонняя половина верхнеплейстоценового конуса с момента начала формирования фронтального сбросового уступа не испытала значительного денудационного воздействия. Осложняющие его четыре эрозионные ложбины в борту сбросового уступа имеют вид висячих долин. Углубление ложбин прекратилось с началом роста уступа и сменой направления русла левого притока реки Холодной, пролювиальный конус которого оттесняет русло Холодной к правому борту долины. Следы эрозионных ложбин на опущенном крыле разлома перекрыты веерной фацией современного пролювия холоднинского конуса выноса, вершина которого сейчас лежит на линии Кичерского сброса.

К настоящему времени в правом борту долины реки Холодной, который имеет более крутой склон сохранились небольшие фрагменты террас высотой около 14 и 41 метров над уровнем поймы. Левосторонние террасы при ширине от 200 до 500 метров имеют высоту 14 и 50 метров. Существование серии террас свидетельствует о неравномерности во времени, начавшихся в позднем плейстоцене сбросовых движений по главному фронтальному уступу, что приводило к неоднократным сменам в режиме развития долины реки. Периоды тектонического спокойствия, связанные с расширением террас, сменялись периодами активизации глубинной эрозии в результате снижения базиса эрозии.

Кроме того, результатом неоднократных импульсных подвижек в верхнем плейстоцене-голоцене было возникновение и обновление сбросовых уступов северо-восточного простирания в пределах 50- и 14-метровых террас р. Холодной в нагорном крыле Кичерского разлома (рис. 3). Сброс, деформирующий поверхность 50-метровой террасы, не старше основного фронтального уступа Кичерского сброса, к которому он причленяется своим северо-восточным флангом. Юго-западный фланг уступа упирается в бровку террасового уступа. На поверхности 14-метровой террасы сохранены следы наиболее молодой генерации сброса по данному сместителю. Уступ, деформирующий террасу, имеет

простое строение, высота его 2.0-2.5 м, угол наклона на различных участках вдоль линии простираения изменяется от 6° до 14°.

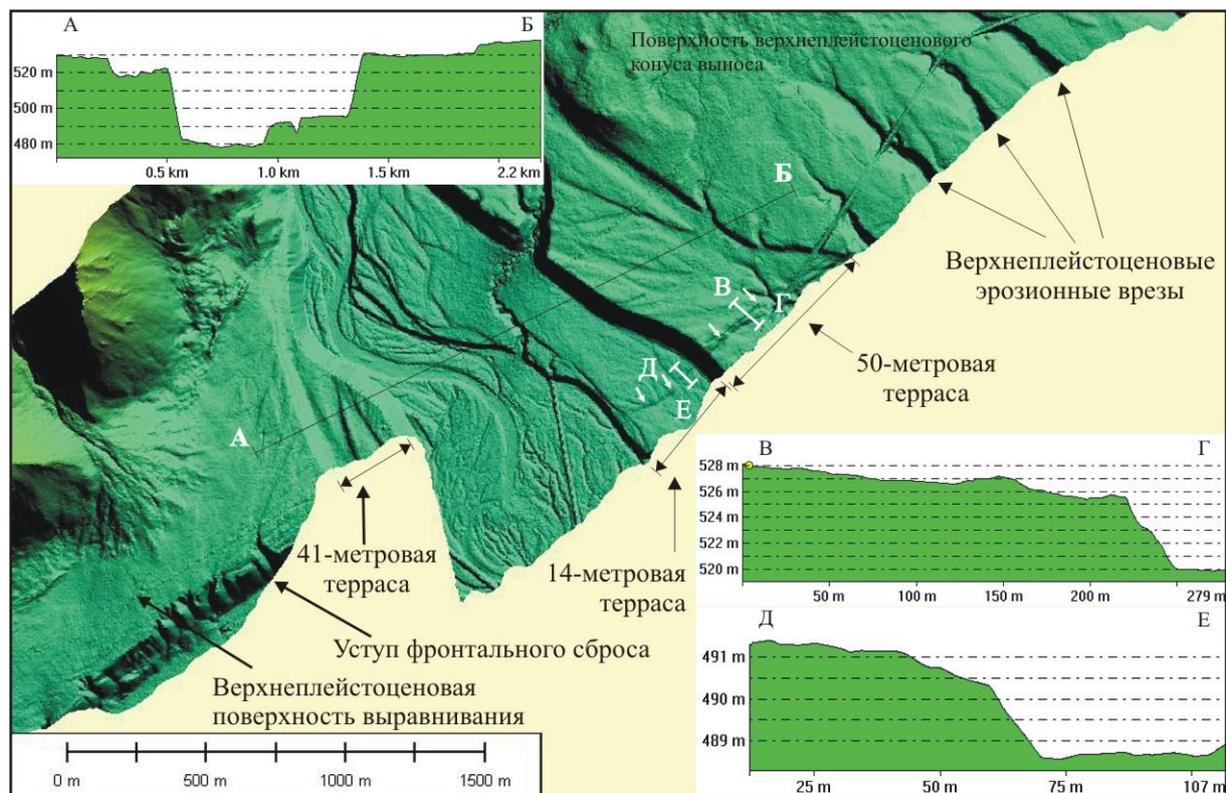


Рис. 3. Схема расположения сейсмодислокаций на поверхности 14- и 50-метровых террас в устье реки Холодной с элементами верхнеплейстоцен-голоценового рельефа. Маленькие белые стрелки указывают на бровку уступа сейсмогенного сброса.

Высота уступа деформирующей поверхность 50-метровой террасы 5.5-5.7 м. В основании уступа на отдельных участках прослеживаются рвы-трещины глубиной и шириной до одного метра. Уступ имеет двухступенчатое строение, отражающее две стадии его формирования. Нижняя ступень уступа имеет высоту 3.5-3.7 м при угле наклона от 10° до 20° и была сформирована в период активных движений по разлому, с которым связано развитие глубинной эрозии от уровня верхней террасы к 14-метровому уровню. Верхняя ступень высотой 2.0-2.2 м и крутизной 8°-18° была наращена одновременно с возникновением уступа на поверхности 14-метровой террасы, подтверждением чему может служить совпадение амплитуд смещений, приуроченных к единому сместителю. Последняя активизация сброса, выраженная данным уступом, могла быть уже в раннем голоцене, т.к. многими исследователями для террас более

низких уровней определяется голоценовый возраст [Яценко, 1956; Ендрихинский, 1981; Геоморфология ..., 1981; Трофимов, 1994; и др.].

Характер сейсмогенных деформаций в устье р. Холодная свидетельствует о чешуйчато-блоковом строении зоны Кичерского сброса, что, прежде всего, выражается в наличие кроме основного фронтального сброса сопутствующих (оперяющих) разрывов. Эти второстепенные разрывы, как правило, развиваются на нагорном крыле сброса, по времени возникновения моложе фронтального уступа, являются как бы продолжением вспарывания отдельных кулис в юго-западном направлении. Подобное развитие разломной сети сопровождается процесс расширения впадин за счёт их горного обрамления.

К востоку от устья р. Неручанда сохранился фрагмент аккумулятивной поверхности выравнивания длиной полтора километра и шириной до 300 м (рис. 4). Со стороны горного склона фрагмент выровненной поверхности оконтуривается кромкой делювиально-пролювиального шлейфа, эрозионным и эрозионно-тектоническим уступами. Со стороны впадины поверхность срезана фронтальным сбросовым уступом высотой около 35 – 40 м. Этот уступ рассечён несколькими V-образными эрозионными врезами. Два наиболее крупных из них прорезают уступ на половину его высоты, образуя в его основании общий сброшенный конус выноса. Естественно предположить одновременность начала развития активной эрозионной деятельности и формирования фронтального сбросового уступа.

Вдоль средней линии фрагмент выровненной поверхности разорван ещё одним более молодым сбросом, условно названным нами срединным. Амплитуда срединного сброса увеличивается с юго-запада на северо-восток. Между вышеупомянутыми эрозионными ложбинами высота уступа составляет 17.5-19 м, в левом борту восточной ложбины высота уступа уже достигает 19.5-21 м, при одинаковых отметках бровок. Далее в северо-восточном направлении уступ, увеличивая свою высоту, сливается со следующей кулисой основного фронтального уступа Кичерского сброса. Срединный уступ имеет двухступенчатое строение, вследствие ветвления сместителя вблизи поверхности. Расстояние между сместителями около 60 метров. В общей амплитуде сброса доля верхней ступени уступа значительно меньше чем нижней. В направлении на северо-восток эта доля уменьшается до 1/3 (профиль А-Б) и 1/10 в левом борту северного эрозионного вреза. Наклон плоскости верхней ступени в 2-2.5 раза положе, чем у нижней, крутизна которой достигает 25°-29°.

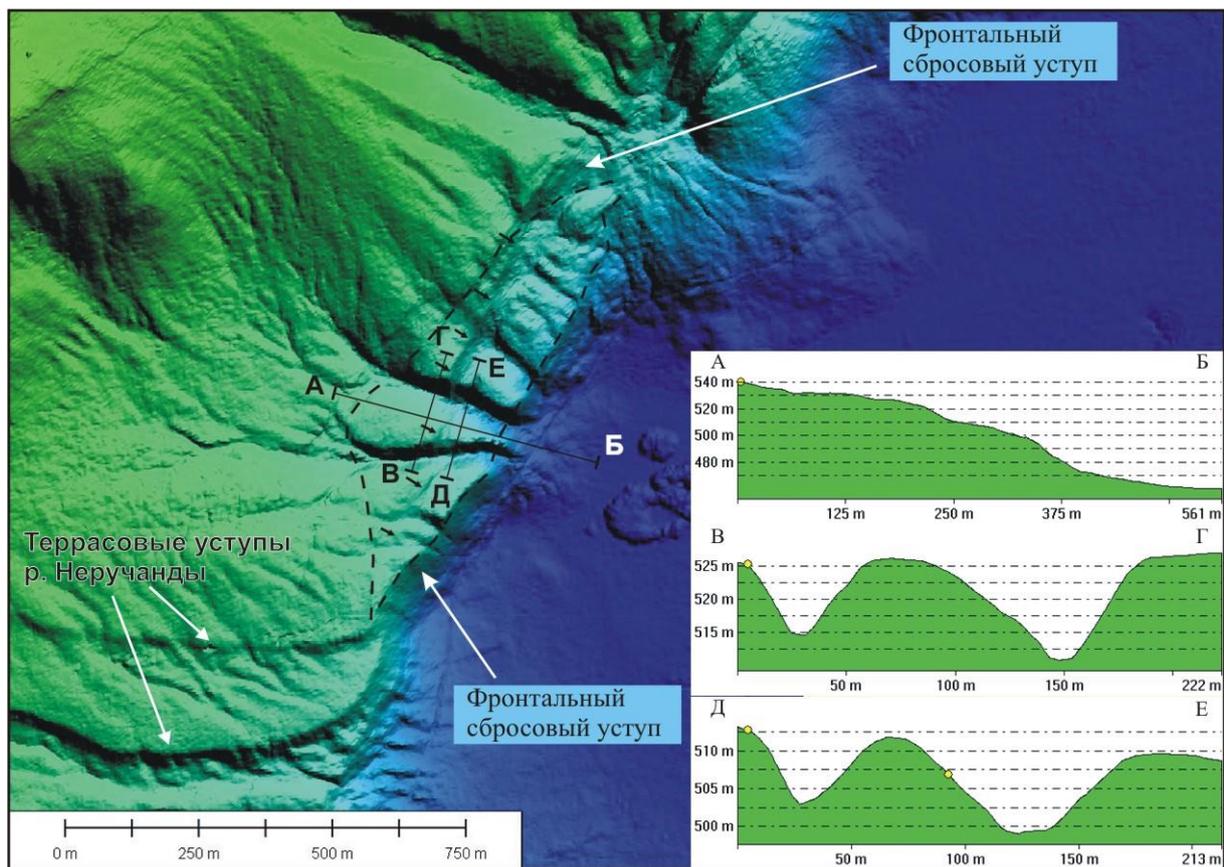


Рис. 4. Схема дислокаций реликта верхнеплейстоценовой аккумулятивной поверхности. На схеме пунктирной линией показана граница сохранившегося фрагмента поверхности, чёрные стрелки указывают на бровку уступа срединного сброса, прямые отрезки – профили сечений, показанных справа.

Таким образом, фрагмент поверхности выравнивания срединным сбросом рассечён на две части вдоль длинной оси. Та часть, что находится ближе к горному склону, имеет абсолютные отметки 520-530 метров и по этим значениям находится на современном уровне наклонённой верхнеплейстоценовой поверхности. Другая часть фрагмента в виде блока ограничена с северо-запада срединным сбросом, а с юго-востока – основным фронтальным сбросом Кичерского разлома. Этот блок имеет размеры в длину около одного километра и в ширину до 180 метров. Поверхность блока по срединному разрыву наклонена в северо-восточном направлении.

Анализ глубины эрозионного вреза ложбин относительно срединного сместителя показывает, что со стороны горного склона ложбины переуглублены на глубину до 3 метров (на линии профиля В-Г на рис. 4) по сравнению с их глубиной ниже этого разрыва (на линии профиля Д-Е), что свидетельствует об относительно недавнем обновлении срединного разрыва, возможно при уже

полностью сформировавшемся фронтальном уступе, по крайней мере, той его кулисе, что образует юго-восточную границу отсечённого блока.

Полученные данные о расчленении выше рассмотренного реликта поверхности выравнивания позволяют сделать несколько выводов о его развитии на протяжении позднего плейстоцена - голоцена. Тектонические движения по основному фронтальному сбросу продолжались на протяжении всего обозначенного времени, хотя и, скорее всего, было непостоянным. Об этом свидетельствует наличие в основании уступа отложений фаций сброшенного пролювия. В один из периодов тектонической активности происходит заложение срединного разрыва. Изменение местного базиса эрозии до уровня опущенного блока вызывает увеличение скорости глубинной эрозии в нагорном крыле срединного разлома, что приводит к относительному переуглублению верхней части ложбины. Отчленённый от нагорного крыла участок фрагмента поверхности выравнивания испытывает относительное опускание, причём неравномерность этого процесса вдоль длинной оси блока вызывает его наклон в северо-восточном направлении. Данный пример можно считать как иллюстрацию одного из возможных механизмов расширения границ рифтовой впадины за счёт роста кулисных разрывов в юго-западном направлении с отсечением от нагорного крыла небольших продолговатых блоков-чешуй и постепенного их погружения.

Деформации в пролювиальных отложениях конусов выноса

Пролювиальные отложения играют большую роль в формировании молас рифтовых впадин. Накапливаясь на контакте осадочного заполнения впадин и горных склонов обрамления, пролювиальные отложения образуют конуса выноса. Развитие этих конусов тесно связано с тектоническими движениями по разломам, как правило, оконтуривающих впадины по их периметру. Связь эта, прежде всего, выражается через изменение местного базиса эрозии при опускании привпаденных крыльев. В зависимости от соотношения объёма влекомого потоком обломочного материала и скорости сброса могут формироваться два различных типа конусов выноса. При преобладании процессов сноса и достаточной скорости глубинной эрозии образуются пологие, значительные по площади конуса выноса с развитой сетью радиальных каналов, способных подрезать и основание уступа, что ярко отражено в строении конусов выноса таких рек как Укта, Холодная, Неручанда, Умоликит. Если скорость роста уступа в устье долины значительна, а скорость глубинной эрозии и объёмы выносимого

из долины материала небольшие (характерные для малых конусов выноса), то в основании уступа формируется так называемый сброшенный пролювий, для которого характерны малые площади, более крутые склоны поверхности конуса, слабо выраженные радиальные каналы.

Формирование потоковой фации некоторых малых конусов выноса в основном происходит за счёт эпизодических активизаций выноса из долин рыхлого материала, иногда в виде разовых выбросов, например, селевого потока. Отдельные этапы генерации подобных конусов отчетливо прослеживаются в рельефе и в структурных особенностях осадочных толщ. В то же время развитию новых генераций в пределах одного конуса могут способствовать импульсные тектонические подвижки с образованием секущих разрывов с вертикальным смещением крыльев. Примером может служить небольшой конус выноса, развивающийся в основании сбросового уступа на среднеплейстоценово-голоценовых отложениях в правом борту устья долины р. Умоликит (рис. 5).

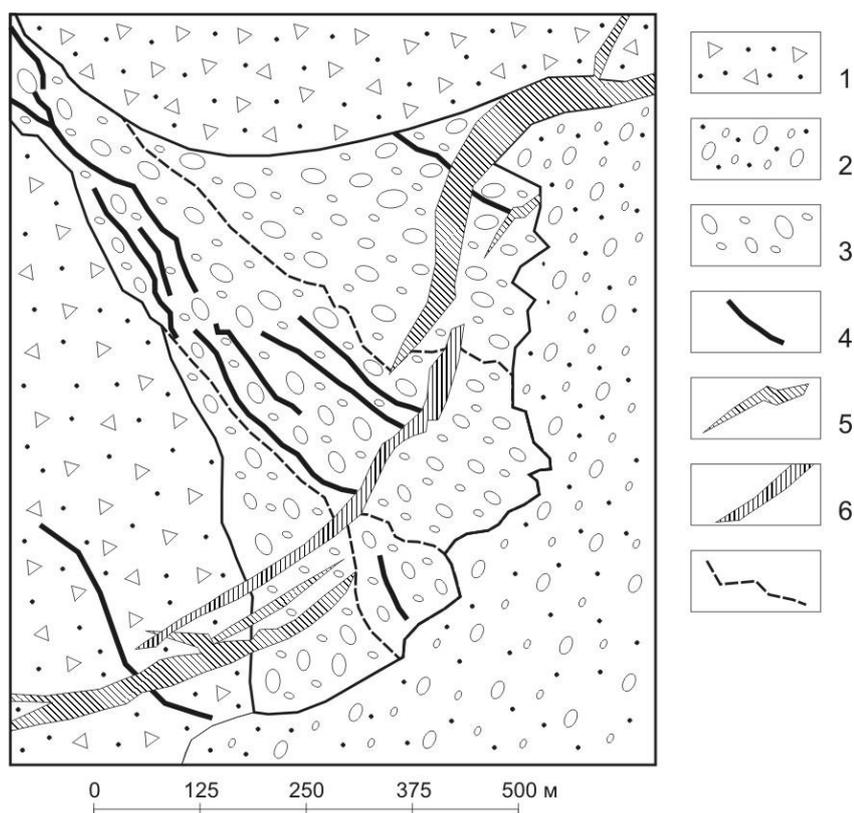


Рис. 5. Сейсмогенные деформации конуса выноса эрозионного вреза в правом борту устья р. Умоликит. Схема составлена на основе дешифрирования трёхмерной модели рельефа, полученной с помощью лазерного сканирования поверхности. Условные обозначения: 1 – пролювиально-делювиальные отложения предгорного шлейфа; 2 – пролювий конуса выноса р. Умоликит; 3 – пролювий двух основных генераций конуса выноса эрозионного вреза; 4 – эрозионные ложбины стока, русла временных водотоков; 5 – позднеплейстоцен-

голоценовый сбросовый уступ; 6 – голоценовый сбросовый уступ; 7 – граница распространения второй генерации пролювия.

Небольшой конус выноса расположен на удалении 1.6 км от правого борта устья долины Умоликит. Снос материала происходит по двум эрозионным ложбинам стока протяжённостью не более 2.5 км каждая. Пролувий в основании склона занимает площадь около 0.2 км². Для сравнения, площади конусов в устьях рек Неручанда и Умоликит равны соответственно 6 и 22 км². Конус выноса развивается в пределах наклонного делювиально-пролювиального предгорного шлейфа, а передовой своей частью ложится на пролувий р. Умоликит. В строении конуса выноса выделяются две основные генерации. Первоначально отложенный пролувий в плане занимает всю площадь конуса выноса, поверхность его сглажена, на ней отсутствуют следы врезанных водотоков. В период позднеплейстоценового сбросообразования данная генерация пролювия была рассечена разломом с вертикальным смещением с образованием уступа, высота которого в настоящее время составляет около 15 м. Со временем по осевой части конуса происходит размыв уступа и формируется более молодая генерация пролювиальных отложений. В плане она занимает более узкую полосу вдоль осевой линии конуса, по площади в 2-3 раза уступая первичной генерации. Поверхность молодого пролювия осложнена эрозионными врезами, следами потоков разовых сносов материала. В 30-40 метрах вверх по склону от уступа верхнеплейстоценового сброса проходит уступ высотой 7.5 м и крутизной до 30°-35°, разрывающий пролувий обеих генераций. Оба уступа субпараллельны на большей части своей протяжённости. В северо-восточном направлении при выходе за пределы пролювия второй генерации молодой уступ причленяется к уступу основного фронтального сброса. На поднятом крыле в пределах второй генерации пролювия начинается рост эрозионных ложбин от уступа в направлении к горному склону. В настоящее время их длина около 220 метров. Данный пример подтверждает неоднократность активизации сейсмогенных разрывов по Кичерскому сбросу.

При выходе долины р. Неручанды к днищу впадины сформирован обширный конус выноса. Его протяжённость вдоль линии Кичерского сброса превышает 2.5 км. Сам фронтальный сбросовый уступ в районе устья сохранился лишь в бортах долины, недоступных для радиального размыва и роста конуса выноса. Устье долины имеет ассиметричное строение. Её левый борт представлен террасированными поверхностями, плавно расширяющимися в

сторону впадины. Эрозионные уступы террас при выходе из долины образуют в плане дугообразные загибы и сходятся с линией фронтального сброса. Высота террас над наиболее пониженной частью поймы составляет 20-26 м, 34 м и 39 м. Правая часть устья долины представлена позднеплейстоцен-голоценовой генерацией пролювия конуса выноса с хорошо сохранившимися на его поверхности радиальными каналами бывших водотоков, эрозионными врезами, аккумулятивными боковыми валами и прочими микроформами рельефа. Наиболее высокие участки конуса достигают абс. отметок 550 м, т.е. превышают современную пойму на 8-10 м. Из террасированных поверхностей в правом борту сохранена лишь самая верхняя, соответствующая левосторонней террасе, высотой 39 м.

Обособление в правом борту устья Неручанды фрагмента конуса выноса предыдущей генерации связано с воздыманием северо-западного крыла по сейсмотектоническому сбросу (рис. 6, 7). Детальная схема дислокаций вдоль уступа, составленная А.В. Чипизубовым, приведена в работе [Хромовских и др., 1978]. Крутизна уступа и высота выдержаны практически на всём его километровом протяжении. Угол наклона поверхности уступа в среднем составляет 30° - 32° . Высота уступа - 7-8 м, т.е. аналогична высоте сброса последнего тектонического обновления конуса выноса, рассмотренного выше. Уступ протягивается в северо-восточном, а на восточном фланге – в широтном направлении и соединяет прекрасно выраженный в бортовых частях устья кулисы основного фронтального уступа. В восточной части устья уступ размыт.

Основной задачей исследования сейсмогенных дислокаций является определение длин одновозрастных разрывов, т.е. возникших при одном разрывообразующем землетрясении. Для рассмотренных последних двух примеров (рис. 5, 7) схожие геометрические параметры дислокаций (амплитуда вертикального смещения и крутизна склона уступа) и молодой возраст деформированных конусов выноса на современном уровне развития палеосейсмологических исследований не могут быть приняты как достаточные доказательства происхождения этих разрывов при одном землетрясении, или серии одновозрастных землетрясений. Детальное изучение деформаций в разрезах канав, с обязательным их датированием радиоуглеродным методом в какой-то мере может приблизить нас к решению этой задачи. В настоящем исследовании речь идёт лишь о приблизительной стратиграфической привязке и относительном возрасте сейсмогенных разрывов различной генерации.



Рис. 6. Сбросовый уступ в конусе выноса р. Неручанда. Фото А.В. Чипизубова, 2005.

*Деформации в пределах делювиально-пролювиальных
предгорных шлейфов*

Северо-западный борт Ангаро-Кичерской депрессии, представленный склоном Кичерского хребта, в значительной степени эродирован речными долинами, эрозионными ложбинами стока, в связи с чем, поверхность склонов на участках междуречий представлены крутосклонными выпуклыми в плане водораздельными мысами. Прямолинейные плоские фасетные склоны встречаются редко и имеют небольшие размеры. В силу генетической предопределённости переход от горного склона к предгорному пролювиально-делювиальному шлейфу располагается вдоль сместителей с максимальными амплитудами сброса по зоне Кичерского разлома. За исключением устьев крупных речных долин, ярко выраженная в рельефе в виде крутых уступов и перегибов в рельефе (от склона к шлейфу), линия Кичерского сброса контролирует область кайнозойского осадконакопления рифтовой впадины.

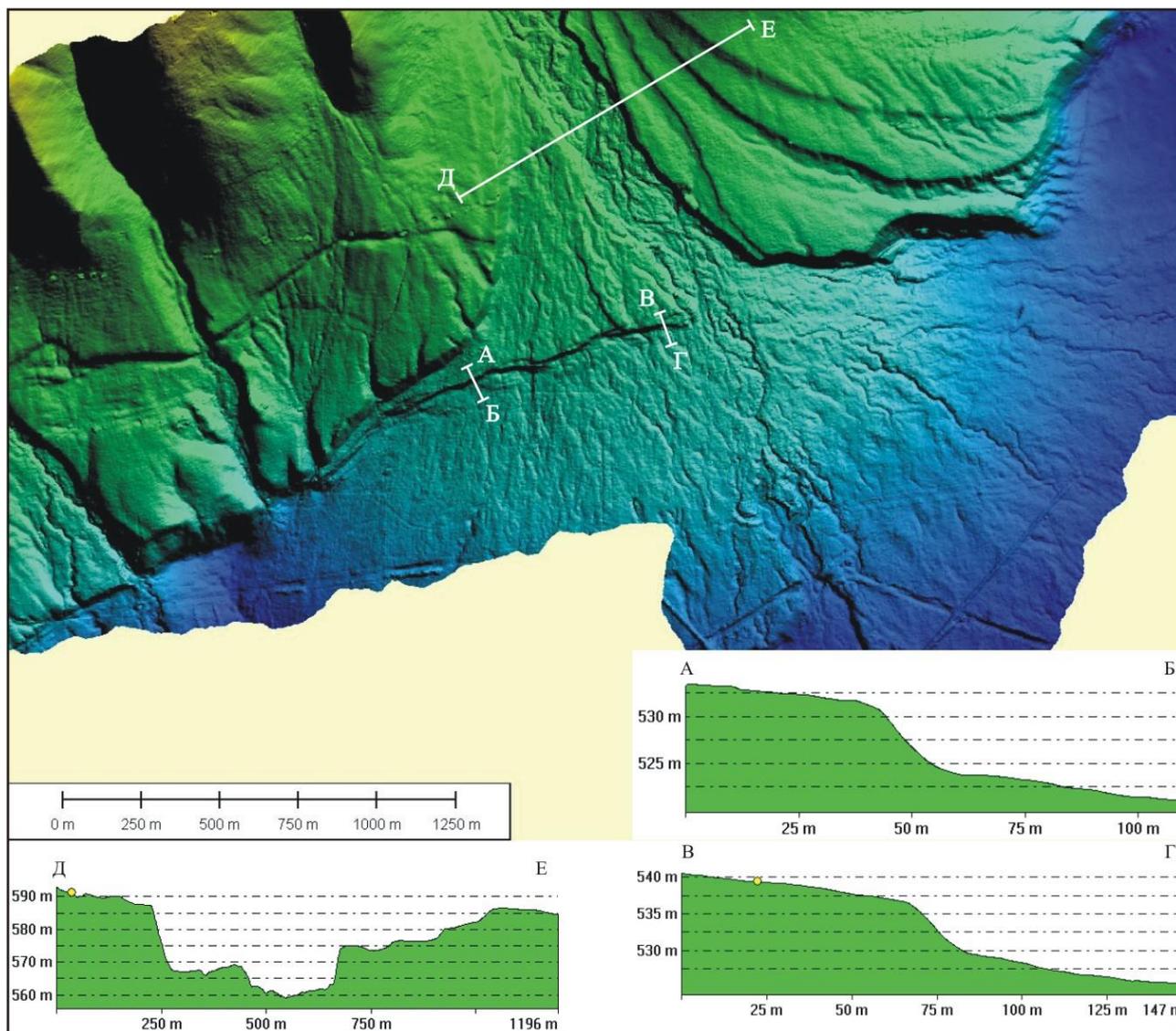


Рис. 7. Сейсмогенные дислокации конуса выноса в правом борту устья долины Неручанды. Амплитуда вертикального смещения выдержана на всём протяжении дислокации в пределах пролювиальных отложений.

Сбросовые деформации в основании коренных склонов представлены в виде крутых уступов с высотой в первые десятки метров. Максимальная высота отмечается ближе к серединам отрезков, соединяющих соседние эрозионные врезы. На этих участках подножие сбросового уступа контактирует непосредственно с пролювиально-делювиальным шлейфом. Высота уступов меньше по мере приближения к бортам долин, где на подножие уступа накладывается пролювий конусов выноса. Основной фронтальный уступ также, как и в пределах устьев крупных водотоков, часто сопровождается оперяющими разрывами, которые обычно располагаются выше по склону на расстоянии в несколько сот метров и могут быть ориентированы как параллельно основному разрыву, так и

под углом к нему. Протяжённость этих разрывов от сотен метров до первых километров.

Одно из мест с сейсмогенными деформациями в пределах склона, перекрытого пролювиально-делювиальными отложениями, находится на отрезке структуры между устьями Холодной и Неручандой, в 6 км к северо-востоку от русла р. Холодной. Горный склон осложнён эрозионными врезами постоянных и временных водотоков. Между двумя из них выделены уступы широтного и северо-восточного простирания, протяжённостью более полукилометра каждый. Линии уступов сходятся в северо-восточном направлении в 350 метрах от края кулисы, начинающейся в левом борту ближайшего водотока.

Для уступа широтного простирания характерно увеличение высоты с запада на восток, связанное с изменением экспозиции склона вдоль линии уступа и пересекающими его микроформами рельефа. Уступ на всём протяжении имеет простое одноступенчатое строение. Крутизна уступа увеличивается также в восточном направлении – с $23^\circ - 25^\circ$ на профиле 1 до $30^\circ - 33^\circ$ на профиле 4 (рис. 8). Западный фланг уступа упирается в глубокий эрозионный врез северо-западного простирания и не прослеживается в террасе его левого борта. Противоположный фланг уступа восточнее профиля 4 резко теряет свою высоту до 1.5 м. При этом южнее параллельно ему проходит уступ такой же высоты, обращенный к северу. Протяжённость южного уступа около 130 метров. Оба уступа формируют неглубокую (1.5 м) грабенообразную структуру.

Уступ северо-восточного простирания, через который пройдены профили 2 и 3, имеет протяжённость 350 м. Высота уступа 6 метров (амплитуда вертикального смещения 4.8 м), и максимальная крутизна $29^\circ - 31^\circ$ выдержаны вдоль всего прямолинейного отрезка протяжённостью около 350 м. Юго-западное окончание уступа прослеживается в правом борту эрозионного вреза, где он имеет высоту 1 м. В пределах низкой террасы эрозионной ложбины уступ не прослеживается. На северо-восточном фланге уступ имеет эрозионную подрезку, меняет своё простирание к северу, и при значительной потере амплитуды упирается в борт широтного уступа.

В основании горного склона уступ имеет двухступенчатое строение (профили 5 и 6). Высота верхней ступени 4-4.5 метров. Высота нижней ступени различна. На профиле 6 она меньше на восемь метров, так как на месте этого профиля нижняя часть уступа перекрыта отложениями правого борта конуса выноса. Таким образом, на данном участке дислокаций проявилось блоковое

строение приповерхностного участка зоны разлома в виде нескольких плоскостей смещения в полосе шириной около 500 м.

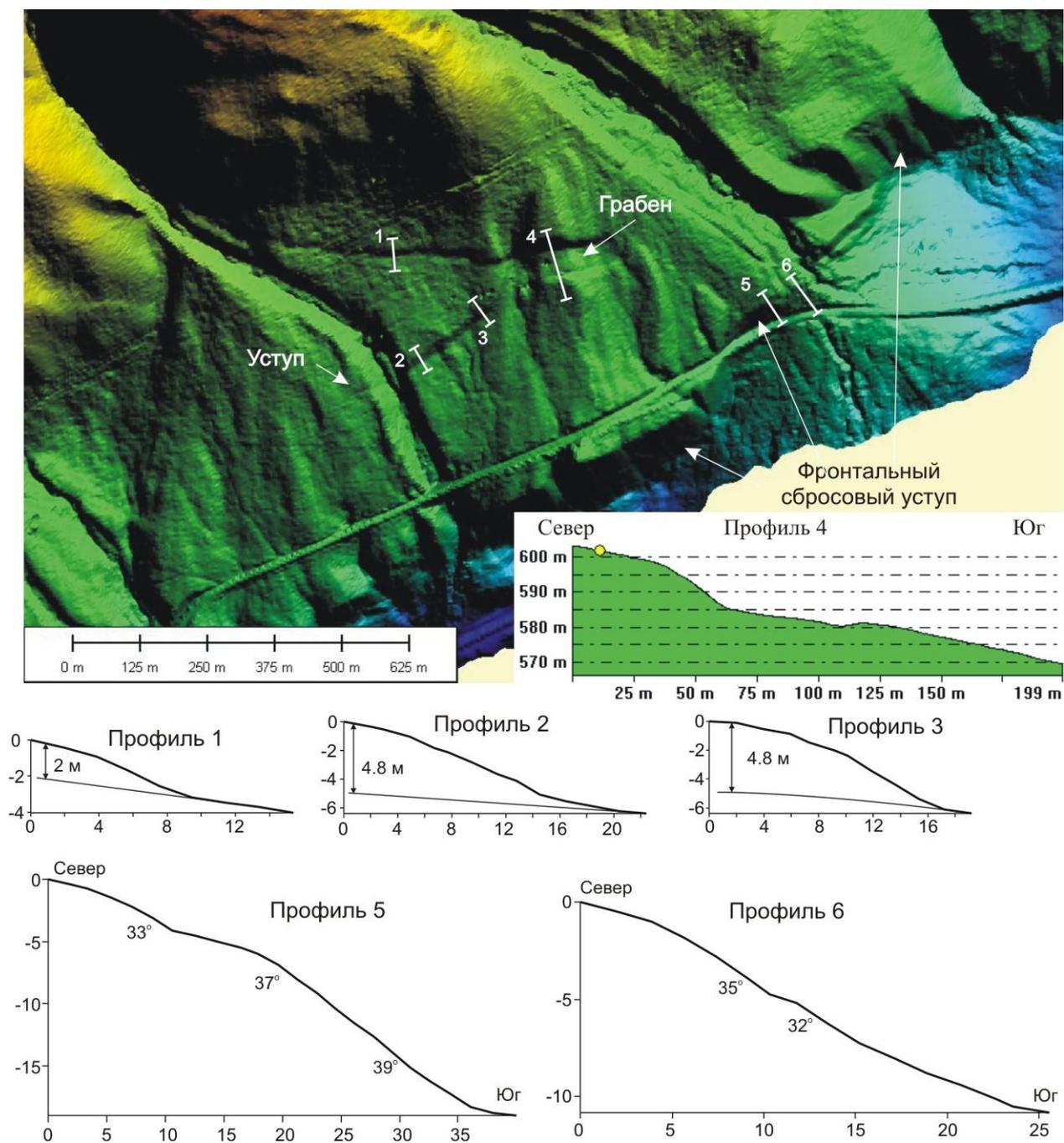


Рис. 8. Сейсмогенные дислокации в делювиально-пролювиальных отложениях основания горного склона. На осях профилей расстояния указаны в метрах, направление слева на право соответствует направлению с севера на юг.

Заключение

Основные выводы:

1. Формирование сейсмодислокаций Кичерской структуры, в том числе и основного фронтального уступа происходило на протяжении верхнего плейстоцена – голоцена, особенно интенсивно в периоды тектонической активизации.
2. Для позднеплейстоцен-голоценовых деформаций не обнаружено проявлений сдвиговой компоненты.
3. Сейсмогенные дислокации в зоне Кичерского сброса проявляются в полосе шириной до 500 м и более. Ближе к бортам впадины дислокации имеют более молодой возраст, что свидетельствует о расширении границы впадины за счёт её горного обрамления.

В результате проведённых исследований, некоторые сейсмодислокации Кичерской структуры дифференцированы по времени их активизации на голоценовые и верхнеплейстоцен-голоценовые. Конкретизация абсолютных возрастов сейсмодислокаций и связанных с ними палеоземлетрясений будет возможна после проведения детальных геолого-геофизических исследований с обязательным изучением деформаций в разрезах канав («трэнчинг») и массового датирования разрывов радиоуглеродным методом. Для уточнения периодов тектонической активизации в позднеплейстоцен-голоценовое время необходимы детальные исследования четвертичных отложений в зонах дислокаций и террасированных поверхностей в приустьевых участках долин с обязательным их датированием.

Данная работа выполнена по результатам полевых исследований 2005 года и обработки трёхмерных моделей рельефа, причем, за счёт последнего получена подавляющая часть представленных в статье материалов. Считаю необходимым включить как элемент в сейсмогеологический метод лазерную съёмку рельефа поверхности и дешифрирования цифровых моделей рельефа, наряду с дешифрированием аэро-космоснимков и аэровизуальным наблюдением. Подобные работы должны предшествовать полевым исследованиям, что значительно повысит их качество, результативность, сократит необходимое для их проведения время. Полезным может быть использование любых видов лазерного и радарного сканирования на базе наземного, авиационного или спутникового базирования.

Литература

1. Базаров Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. – 182 с.
2. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Отв. ред. А.Г. Золотарёв. М.: Наука, 1981. – 198 с.
3. Ендрихинский А.С. Развитие речной сети Станового нагорья в позднем кайнозое // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 135-166.
4. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1972. - 167 с.
5. Леви К.Г., Кульчицкий А.А. Поверхности выравнивания северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 19-35.
6. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1974. - 359 с.
7. Объяснительная записка к геологической карте N-49-III (1:200000) / Сост. Л.Е. Иванов, ред. С.А. Гурулёв. М., 1975. - 98 с.
8. Трофимов А.Г. Душкачанская терраса Северобайкальской впадины // Тезисы докл. региональной конфер. "Прикладная геоморфология и неотектоника". Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1988. С. 15-16.
9. Трофимов А.Г. Геология флювиальных отложений и этапы развития речной сети Северного Прибайкалья. Диссертация на соискание учёной степени к.г.-м.н. Иркутск, 1994. – 156 с.
10. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Издательство АН СССР, 1960. - 258 с.
11. Флоренсов Н.А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью // Бюллетень совета по сейсмологии. №10. Вопросы сеймотектоники Прибайкалья и смежных территорий. М.: Издательство АН СССР, 1960. С. 11-20.
12. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Чипизубов А.В., Жилкин В.М. К сеймотектонической характеристике Северного Прибайкалья // Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. С. 101-107.
13. Чипизубов А.В. Сейсмогеология Северного Прибайкалья (зона БАМ). Диссертация на соискание учёной степени к.г.-м.н. Иркутск, 1982. – 216 с.
14. Яценко А.А. Наблюдения над террасами некоторых рек Байкаль-

ской горной области // Изв. АН СССР. 1956. № 6. С. 101-107.

15. McCalpin. Paleoseismology. San Diego, Academic press, 1996. – 585 p.

УДК 550.340.1

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

*Трофименко С.В., к.г.-м.н., ТИ (ф) ЯГУ,
г. Нерюнгри, urovsky@yandex.ru*

Исходными данными для построения термической модели очага землетрясения послужили материалы температурных измерений вблизи эпицентра (50 км). Аномальное изменение суточной температуры в апреле – мае 1989г. ни разу не воспроизводилось за 10 лет до события и в течение 15 лет после него. Вследствие этого данную температурную аномалию отождествили с избыточным тепловым потоком из очага землетрясения.

На рис. 1 представлен график изменения температуры за 1989 г. Участок графика, выделенный вертикальными линиями, резко отличается от остальной части графика по ундуляциям амплитуд. По фактическим материалам было установлено, что средняя ночная температура до землетрясения составляла минус 8 °С, за 3-4 суток до события – 4 °С, и сразу после землетрясения +5 °С. Амплитуда суточных колебаний температуры в период землетрясения и главных афтершоков составляла 1.5 °С. Это в апреле – мае месяце в условиях резко континентального климата, когда размах суточных температур обычно составляет 12-15 °С. Прогрев атмосферы возможен при передаче дополнительного тепла от земной коры. Расчет количества тепла, которое приняла тело атмосфера размером 50*50*1 куб.км., в случае ее прогрева на 10°С в приближении идеального газа, составит $E_1 = 2 \cdot 10^{15}$ Дж. Расчет по формуле $c\Delta T$ приводит к величине $E_2 = 10^{17}$ Дж. У Г. Данные оценки выделенной тепловой энергии составляют величины от 0.1 до 50% от запасенной энергии очага землетрясения и фактически равны энергии Южно Якутского землетрясения $E_3 = 10^{16.5}$ Дж. Эта избыточная энергия (теплого потока) могла быть следствием физических процессов в очаге землетрясения:

- разогрева земной коры вследствие трения смещающихся по разрывам блоков (упругие деформации) [1];

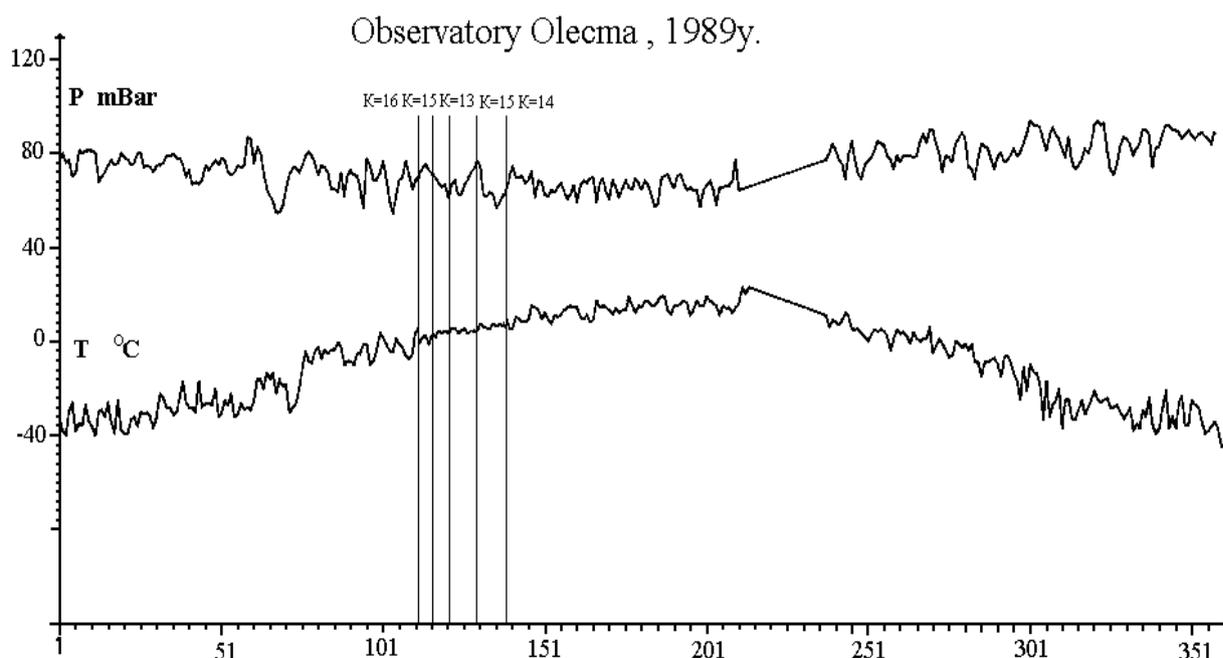


Рис. 1. Изменение температуры и давления на центральной обсерватории Олекма в 1989г.

- дополнительного разогрева в очаге вследствие пластических деформаций [2];
- выделения энергии при нарушении адгезионных связей при диффузии трещин отрыва (не рассмотрена).

Задача: определить тепловой режим очага землетрясения по косвенным данным, посмотреть может ли этот очаг нагреть атмосферу. Что известно: выделенная энергия в очаге в виде сейсмических волн – $10^{16.5}$ Дж, температура в приповерхностном слое увеличилась в среднем на 10^0 С, глубина очага 33 км, средняя глубина афтершоков (повторных толчков после крупного события) – 25 км, площадь афтершоков 400 кв.км (радиус 10 км).

Постановка задачи: Для однородного тела (рис. 2) $\sigma_+ - \sigma_- = \sigma$. $\sigma_+ = \sigma_- = 1/2\sigma$, $\sigma = 0$ при $x > 0$. если μ - модуль упругости, то смещение $\Delta L = 1/2 \sigma v_s / \mu(t - x/v_s)$. Величина $v_p = 1/2 \sigma v_s / \mu$ равна скорости смещения по разлому. Для скального грунта: напряжение на глубине 1 км $\sigma = 10^9$ дин/см²., $\mu = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см², $v_s = 3.6$ км/с., следовательно, $v_p = 6$ м/с. Т. е. 100 м разрыва образуется за 16 с. По сейсмограмме длительность первого вступления не превышает 5 с. За это время может образоваться трещина порядка 30 м. Вертикальный сброс может быть порядка первых от см. до первых метров. В нашем случае в 50 км от очага смещение по оси z составило 4.8 см. Смещение по оси

У может достигать первых км. Примем за этот параметр радиус области афтершоков 10 км.

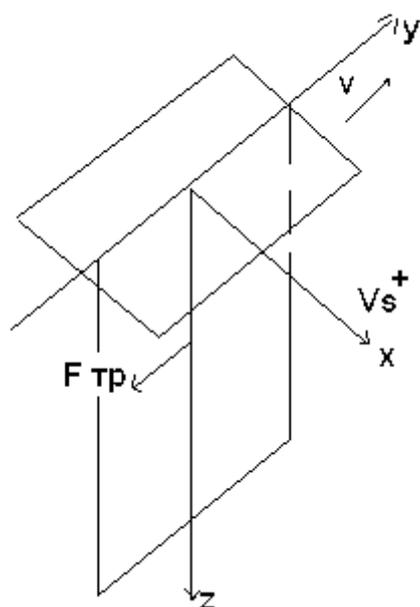


Рис. 2. Модель очага для случая сдвиговых смещений.

Как правило, разрыв сплошности происходит в условиях нормального давления, за исключением образования трещины отрыва. Если тепло начинает выделяться в момент времени t_0 , то нарастание температуры определяется выражением [1, стр. 441]

$$\theta = \frac{h\sigma_{mp}v_{см}}{kJ} (t/\pi)^{1/2},$$

где: k – коэффициент теплопроводности, h – коэффициент температуропроводности, J – механический эквивалент тепла.

$\frac{\sigma_{mp}v_{см}}{J}$ – скорость выделения тепла в тепловых единицах.

Теперь, если l_0 – полное смещение по разлому, а T_0 – время за которое оно произошло, то $v_{mp} = l_0/T_0$ и $\theta = \frac{h\sigma_{mp}l_0}{kJ(T_0\pi)^{1/2}}$.

$J = 4 \cdot 10^7$, на глубине 1 км при коэффициенте трения 0.5 $\sigma_{mp} = 0.5\sigma \approx 10^8$ дин/см². , $k = 0.006$, $h = 0.08$ (здесь можно взять реально для гранитов). Тогда температура в очаге будет порядка $10 \cdot n$, где n в см. Для землетрясений средних классов это порядка 100 – 3000 °С. оценка количества тепловой энергии оказывается равной $E_7 = 4 \cdot 10^{16}$ Дж, что по порядку совпадает с принятой теплотой атмосферой земли.

Для пластических деформаций последовательные оценки приведены в [2] и составляют $(0,5 - 1) \cdot 10^{16}$ Дж, т.е. от 50 до 100% энергии очага.

Литература

1. Джеффрис Г. Земля ее происхождение история и строение. Изд-во иностранной литературы, 1960. - 486с.
2. Бриджмен П. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. Изд-во иностранной литературы, 1955.

Направление:
**СНИЖЕНИЕ РИСКА И СМЯГЧЕНИЕ ПОСЛЕДСТВИЙ
ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА
ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ
ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ
СЕЙСМИЧЕСКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО**

УДК 622.831;5500.340

**СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВЛИЯНИЕ ВЗРЫВОВ В ШТОЛЬНЯХ РУДНИКА
«УДАЧНЫЙ» НА СОСТОЯНИЕ ОБЪЕКТОВ ОППУ**

*Александров И.Н., к.т.н., Шубин Г.В., к.т.н., Неустроев А.Н.,
Институт «Якутнiproалмаз», г. Удачный
Черных Е.Н., к.г.-м.н., Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

В связи со значительным углублением при доработке карьера «Удачный», более 500м, начаты работы по сооружению двух вскрывающих штолен на опытно-промышленном подземном участке (ОППУ). Строительство ведётся, из выработанного пространство карьера, по северному борту с горизонта – 170м. Оно вызвано необходимостью ускорения вскрытия и отработки подкарьерных и приконтурных запасов руды.

Для оценки сейсмического эффекта взрывов в штольнях производилась их регистрация в пунктах наблюдения 1-4, с расстановкой, по схеме показанной на рисунке 1.

При каждой записи взрывов устанавливалось два сейсмодатчика, один из которых располагался непосредственно в штольне, а другой - на площадке ОППУ в 10-15 м от порталов. Датчики ориентировались в плоскостях, вдоль короткой – X, вдоль длинной – Y, и по вертикальной оси - Z. Примеры записи взрывов датчиками по компоненте Z приведены на рисунке 2 а, б. Записи, как в штольне №1, так и в штольне №2 представляют собой ряд отдельных фаз. На каждой из трасс наиболее отчетливо выделяется 4 вступления. При более детальном анализе на каналах, которые соответствуют датчикам, удаленным от забоя, можно выделить до 7-8 вступлений (рис 2 б, компонента Z1). Интервал времени между вступлениями составляет от 0.85 до 2.7 с. Фактически каждую такую реализацию можно рассматривать как состоящую из записей отдельных взрывов.

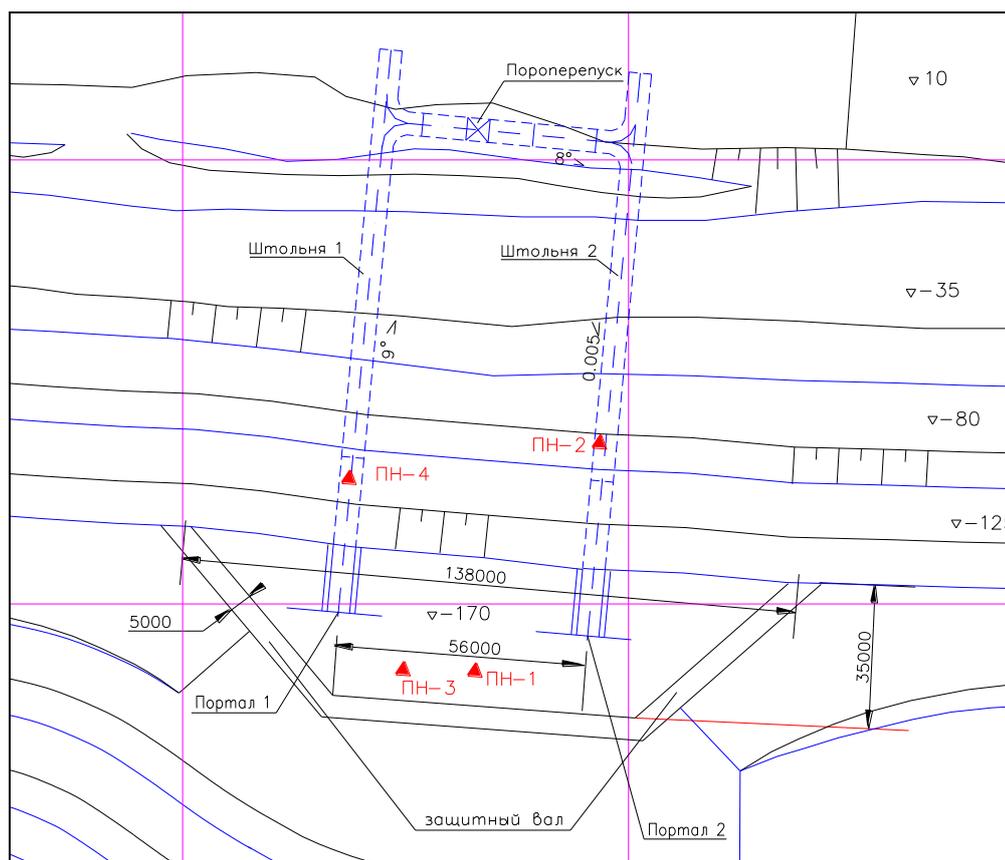


Рис. 1. Схема пунктов регистрации взрывов в штольнях

Взрывы в штольнях №1, №2 и в сбойке проводятся по единому паспорту ведения буровзрывных работ. Общая масса ВВ аммонита Т-19, 64-84кг. Максимальный вес единовременного заряда в группе составляет 12 -15 кг. Амплитуды скорости приведены в таблице 1. Диапазон изменения амплитуд по данной серии измерений составляет 0.02 – 1.28 см/с.

Следует обратить внимание на резкое уменьшение амплитуд сейсмических колебаний, регистрируемых на площадке ОППУ в ПН-1 и ПН-3.

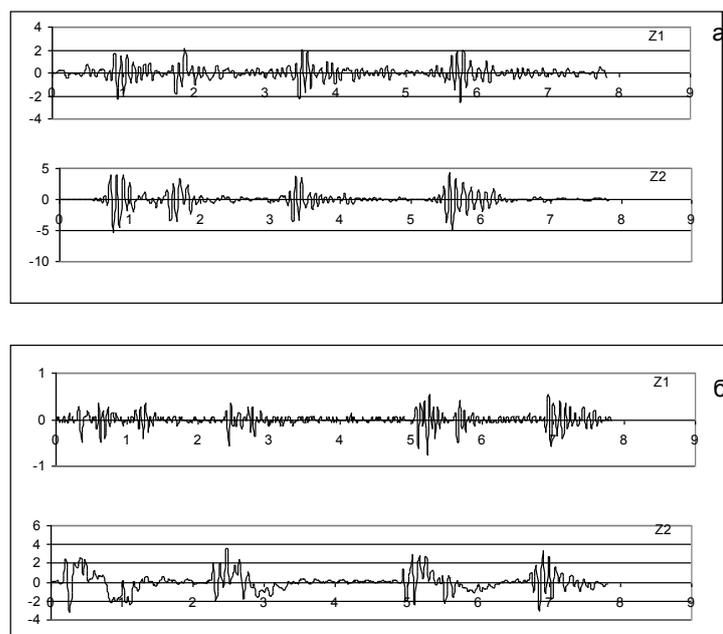


Рис. 2. Записи взрывов в пунктах Z1 на дневной поверхности, в пунктах Z2 – в штольнях: а – в штольне №2, б – в штольне №1.

Таблица 1

Параметры взрывов в штольнях.

№ пп	Дата	Взрыв, №	ПН	R, м	Общий вес заряда $Q_{\text{общ}}$, кг	Максимальный вес заряда в группе, Q, кг	Число групп, n	U_x , см/с	U_y , см/с	U_z , см/с
1	12.07.04	1	1	122	56	12	7	0.018	0.017	0.035
2			2	65	56	12	7	0.29	0.38	0.62
3	05.08.04	2	1	122	56	12	7	0.02	0.09	0.03
4			2	65	56	12	7	0.83	0.21	0.42
5	09.08.04	3	3	100	56	12	7	0.03	0.03	0.08
6			4	65	56	12	7	1.28	0.33	0.37
7	16.08.04	4	3	110	56	12	7	0.16	0.24	0.04
8			4	75	59	12	7	1.22	0.17	0.15

Известно, что имеется эффект снижения сейсмического действия взрывов в подземных выработках, по сравнению с их действием на дневную поверхность [1]. Возможен и обратный эффект, то есть уменьшение сейсмического воздействия взрывов в подземной выработке при выходе сейсмических волн на дневную поверхность. В основном, в подземных выработках регистрируются объемные и дифрагированные волны, преобладающие частоты которых будут меняться в зависимости от мощности заряда, размеров, геометрии выработки и т. д.

По данным Института земной коры СО РАН, полученным при измерении параметров взрывов при проходке Байкальского туннеля БАМ, также были отмечены сейсмические колебания с частотой, достигающей 150 Гц.

Характеристики сейсмических волн значительно усложняются за счет фильтрующих свойств пород, которыми обладает каждая горная выработка. Если длина волны λ соизмерима с периметром горной выработки L , то характер волнового поля значительно усложняется. В нашем случае, при скоростях упругих волн 2800 м/с в ненарушенных горных породах с преобладающими частотами колебаний ~ 150 Гц, отношение L/λ , будет порядка 1. Колебания, длина волны которых соизмерима с периметром выработки, затухают медленнее, чем те, у которых длина волны меньше периметра выработки. Остальные колебания за счет фильтрующих свойств будут резко ослабляться. Так как при измерениях мы используем регистрирующие каналы с полосой пропускания 1-16 Гц ("Байкал-1"), то эффект снижения амплитуд на дневной поверхности от взрывов в штольне вполне объясним.

Сравним характер изменения скорости, в зависимости от эффективного расстояния от забоя до пункта измерения в штольнях, с данными, полученными при проходке Байкальского туннеля БАМ (рис. 3) [2].

Как видно из рисунка 3, часть точек, относящихся к штольням карьера трубки "Удачная", лежит в пределах интервала, а часть выходит за его пределы. Значения скоростей в точках, находящихся ниже минимального интервала, относятся к пунктам наблюдения, находящимся на площадке ОППУ. Учитывая аномальные значения скорости смещений в указанных пунктах наблюдения, они исключались из расчета сейсмического действия взрывов, производимых в штольне.

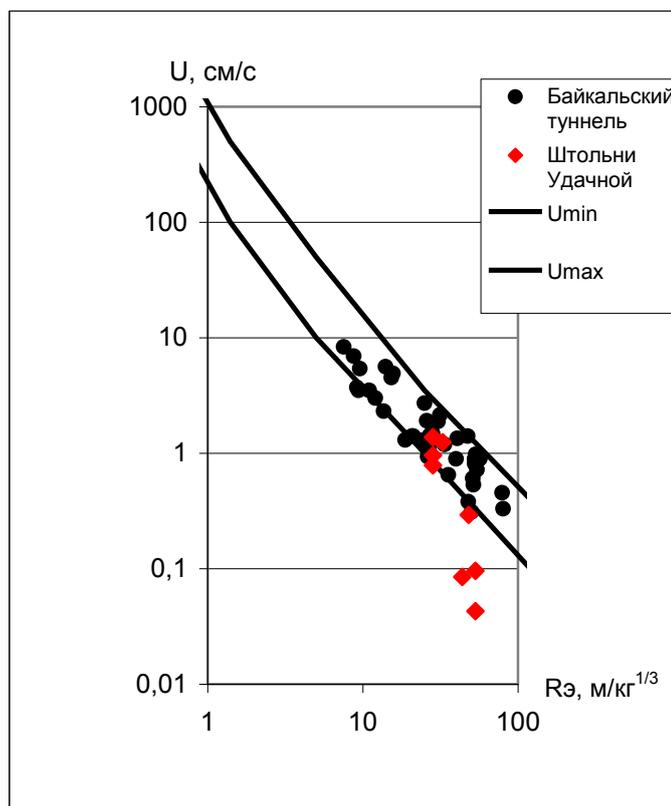


Рис. 3. Зависимость скорости от приведенного расстояния.

На основании приведенной зависимости можно сказать, что взрывы, проводимые в штольнях, не представляют опасности для объектов ОППУ, находящихся вне пределов штолен. Они могут представлять опасность только для элементов выработки (стенки, сопряжения, кровля), для целика, разделяющего штольни, и оборудования. Для оценки сейсмического действия взрыва в штольнях рассчитан коэффициент K , таблица 2.

Таблица 2

Параметры взрывания

№ Взрыва	Дата	Место взрыва	ПН	Приведенное расстояние, R_p , м/кг ^{1/3}	U_{xyz} , см/с	Приведенный вес от мах в группе ρ , кг ^{1/3} /м	Приведенный вес от общего $\rho_{общ}$, кг ^{1/3} /м	K_Q	K_p	K
1	12.07.04	Шт. №2	2	28.3	0.78	0.04	0.06	54.8	118	118.4
2	05.08.04	Шт. №2	2	28.3	0.95	0.04	0.06	66.8	144	144.3

3	09.08.04	Шт.№1	4	28.3	1.37	0.04	0.06	96.1	208	207.7	
4	16.08.04	Шт. №1	4	32.7	1.24	0.03	0.06	87.9	190	232.7	
								Среднее	76.4	165.1	175.8
								Стандарт	21.3	45.9	45.9

По результатам расчетов для оценки скорости смещения от взрывов в штольнях получаем формулу:

$$U = (235 \pm 77)\rho^{1.5} \quad (1),$$

где ρ – приведенный вес, кг^{1/3}/м.

При нормальном распределении отклонений от среднего это означает, что в 68% случаев фактическая скорость будет находиться в пределах:

$$158\rho^{1.5} \leq U \leq 312\rho^{1.5} \quad (2).$$

Отсюда же следует, что в 84% случаев фактическая скорость будет меньше величины, определяемой по формуле:

$$U = 312\rho^{1.5} \quad (3).$$

Литература

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ // Инженерная геология и инженерная сейсмология. Новосибирск: Наука, 1985. - 192 с.
2. Павленов В.А., Джурик В.И., Басов А.Д., Черных Е.Н. Инженерно-сейсмологические исследования при проходке Байкальского тоннеля с целью оценки сейсмического эффекта взрывов, проводимых в тоннеле и штольне // Научно-технический отчет. Иркутск: Фонды ИЗК СО РАН, 1980. - 58 с.

УДК 550.34:551.345

ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ТЕХНОГЕННОЙ ОПАСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ КРИОЛИТОЗОНЫ

*Джурик В.И., д.г.-м.н., Дреннов А.Ф., к.г.-м.н.,
Серебренников С.П., к.г.-м.н.,
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Факторы, влияющие на изменение сейсмических сигналов, можно подразделить на природные и техногенные. В свою очередь природные факторы подразделяются на региональные и глобальные. Техногенные факторы, вызванные деятельностью человека, как правило, региональные, ограничены в

пространстве. Глобальные могут быть вызваны изменением климатических условий всей земли или ее обширных областей в течение длительных временных интервалов. На такую возможность указывают как исторические факты, так и данные последних исследований температуры вечномерзлых грунтов.

Результатом воздействия любого из перечисленных факторов на мерзлые грунты будет изменение их сейсмических свойств и физико-механических параметров. Так, оттаивание вечномерзлых грунтов может привести к развитию термокарста, потере устойчивости склонов (откосов) снижению несущей способности оснований сооружений. Естественно, что подобные процессы повлекут за собой существенное повышение сейсмической опасности территорий, занятых вечномерзлыми грунтами.

Утвержденные три варианта карт сейсмической опасности [1] не содержат в своей основе данных о физических свойствах горных пород и возможных, отмеченных выше, их изменениях при нарушении природного равновесия. Это затрудняет практическое их использование при планировании строительства с учетом изменения сейсмической опасности территорий охваченных мерзлотой. Переход к оценкам основных параметров сейсмических воздействий для естественного состояния грунтов по площади, может быть проведен через изучение основных параметров геофизических полей. Далее, учитывая изменения последних, мы приходим к возможности построения прогнозных карт сейсмического риска, в том числе и с учетом техногенеза. При этом важным является усовершенствование методики прогноза параметров сейсмических воздействий для сильных землетрясений [2].

Результаты расчетных и экспериментальных исследований влияния структурных и приповерхностных неоднородностей на исходный сигнал в нашем случае служили основой для разработки единой методики районирования сейсмической опасности в пределах криолитозоны. Основные принципы подходов заключаются в формировании сейсмических моделей эталона для районов, различающихся по сейсмическим, геологическим и мерзлотным условиям и в выявлении особенностей проявления сейсмичности в пределах криолитозоны [3].

В первом приближении, задача решается следующим образом. Модель эталона должна описываться распределением скоростей сейсмических волн и их затуханием с поверхности до глубин, начиная с которых скорости по площади можно считать сравнимыми. В зависимости от используемых расчетных методов и возможностей ЭВМ формируется одно-, двух- или трехмерная модель

эталона. Такой подход оправдан, когда исходная сейсмичность обоснованно привязана к конкретному грунту с учетом его географического положения и уточнение скоростного разреза до необходимых глубин проведено в пункте, выбранном по сейсмогеологическим данным за эталон.

Задача значительно усложняется, если брать исходную сейсмичность (с карты сейсмического районирования), конкретно не привязанную к местоположению грунта, к его состоянию, мощности и другим параметрам. В этом случае, последовательность формирования модели эталона может определяться этапами уточнения сейсмичности на стадии детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования.

На каждом этапе модель должна описываться набором параметров, которые могут определяться путем обобщения большого числа отдельных измерений статистическими методами. При таком последовательном построении могут использоваться известные принципы формирования статистических моделей в геологии и геофизике. В итоге должна быть сформирована единая сейсмологическая модель для изучаемой территории с исходной сейсмичностью, определенной картой сейсмического районирования. Модель должна отражать геологическую, сейсмическую, мерзлотную и инженерно-геологическую обстановку района и описываться набором определенных физических и сейсмических параметров.

Нужно отметить, что построение модели эталона направлено на решение двух задач: первая - это наиболее обоснованно отнести исходную сейсмичность в баллах к определенным грунтовым условиям, представленным сейсмической моделью, и вторая - возможность расчета "эталонных" сейсмических характеристик колебаний грунтов при землетрясениях, по интенсивности соответствующих исходной сейсмичности. Это позволяет при достаточно надежной изученности территории и при использовании расчетных и экспериментальных методов оценивать изменение параметров колебаний грунтовой толщи по площади, что приводит к выходу на количественную оценку сейсмической опасности строительных площадок в виде набора параметров, необходимых для проектирования сейсмостойкого строительства (скоростей, ускорений, преобладающих периодов, спектров реакции и др.).

Описанный общий подход к построению модели должен предусматривать оценку погрешности ее построения за счет величины флуктуаций интенсивности землетрясений по пространству и скоростной неоднородности рыхлых и скальных грунтов на изучаемой площади. Степень изменчивости геофи-

зических параметров по площади может оцениваться путем расчета радиуса их корреляции с учетом дисперсии.

Исследованы особенности проявления сейсмичности в криолитозоне на основе изучения физико-механических характеристик грунтов и последствий сильных землетрясений, а так же на сравнительном анализе параметров сейсмических сигналов для слоев горных пород различного состояния. В результате сопоставления относительных частотных характеристик скальных (талых и мерзлых) грунтов при землетрясениях, полученных экспериментально и расчетным путем по сейсмическим моделям, делается вывод о снижении влияния неоднородностей верхней зоны разреза и увеличения влияния структурных неоднородностей на интенсивность сейсмических сигналов с уменьшением частоты в диапазоне 1-10 Гц.

Поведение зависимости отношения шум/сигнал в функции частоты, полученных по группе сейсмических станций расположенных на мерзлых грунтах, позволяет предположить значительное рассеивание низкочастотных составляющих сейсмического сигнала и соответствующего перераспределения энергии последнего в более высокочастотную область. Усовершенствована методика возбуждения, записи и обработки сейсмических волн на «моделях». Получены относительные зависимости амплитуд, периодов и формы записи прямых, преломленных и поверхностных волн от температуры, влажности и структуры «модели».

Амплитудно-частотный состав колебаний твердомерзлых и талых скальных грунтов, по крайней мере, в области частот 1-10 Гц, имеет значительные различия. В результате найдены зависимости изменения формы и уровня средних спектров смещений мерзлых скальных грунтов близких землетрясений с энергетическим классом (К) больше 12 и эпицентральной расстоянием меньше 400 км. Полученные результаты позволили проэкстраполировать эти зависимости для $K=15$ с фиксированным эпицентральной расстоянием равным 60 км. Далее путем численного дифференцирования в частотной области найдены подобные зависимости для скоростей и ускорений смещения мерзлых скальных грунтов ($T=-2^{\circ}\text{C}$).

Для выполнения поставленных задач, рассмотрено соответствие теоретических построений, о возможности проявления резонансных свойств слоя твердомерзлых крупнообломочных грунтов, с экспериментальными данными, выполнен прогноз изменения мерзлым слоем исходных сейсмических сигналов вследствие возможного влияния на него техногенных и экстремальных крио-

сферных явлений. Проведены в большом объеме геофизические измерения приповерхностной зоны мерзлых слоев, обобщены данные глубинной геофизики [4], а так же результаты геокриологического картирования, которые позволили построить сейсмические модели различной мощности – от первых десятков метров до 10-15 км. В результате проведения теоретических расчетов показана значительная изменчивость влияния глубинных, и приповерхностных слоев мерзлых и талых отложений на интенсивность и частотный состав сейсмических сигналов от сильных землетрясений. Такая оценка проведена через расчет спектральных характеристик, акселерограмм и спектров ускорений, которые используются для определения преобладающих периодов, длительности сейсмических воздействий и максимальных ускорений. Использование этих параметров значительно увеличивают информативность карт сейсмического риска [5].

В результате, разработаны основы единой методики районирования сейсмической и техногенной опасности в пределах криолитозоны. Они сводятся к выполнению следующих этапов исследований [6]: разделению исследуемой территории по уровню техногенной опасности, анализу проявления сейсмичности, экспериментальному изучению сейсмических свойств мерзлых и талых грунтов, формированию модели эталона, заданию исходных сигналов, представлению отдельных участков территории набором физических динамических моделей, проведению для них расчетов сейсмических воздействий для вероятных сильных землетрясений и районированию изучаемой территории по основным параметрам сейсмического риска, для естественного и прогнозируемого состояния мерзлоты. На данном этапе исследований, методика реализована при изучении динамики сейсмического риска одной из крупнейших геологических структур Байкальской сейсмической зоны - Муйской впадины [7], сейсмический потенциал которой оценивается в 9-10 баллов. В результате, в первом приближении построены карты-схемы максимальных ускорений (сейсмического риска) исследуемой геологической структуры для естественного состояния мерзлоты (рис. 1) и на случай ее деградации (рис. 2). Тем самым, работа направлена на прогноз изменения проявлений сейсмичности в криолитозоне и на возможность смягчения их последствий.

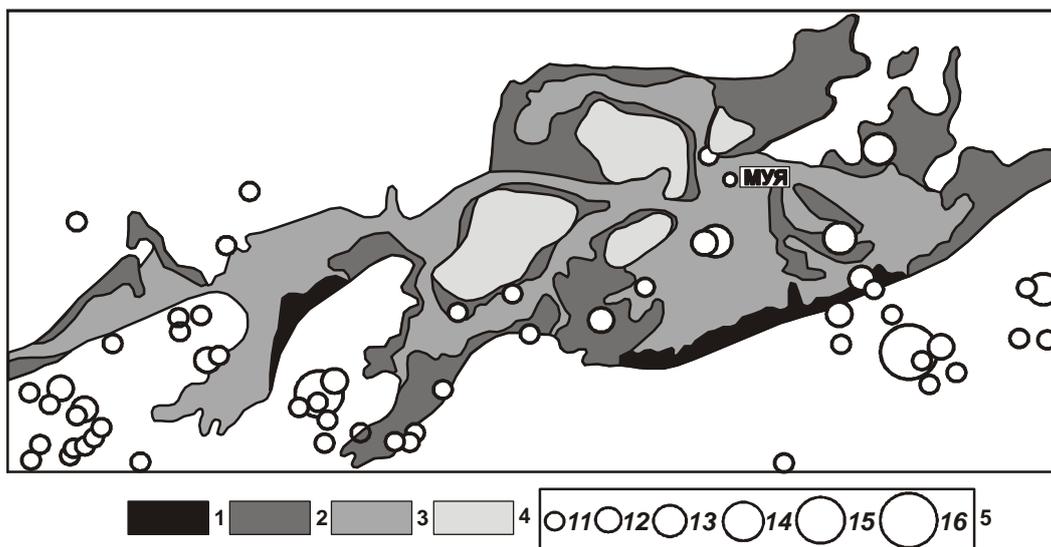


Рис. 1 Карта схема эпицентров землетрясений и сейсмического риска территории Муйской впадины.

1 -4 - максимальные ускорения и преобладающие частоты на случай сильных землетрясений для естественного (мерзлого) состояния :

1. 180 см/с^2 ; 2,7 Гц, 2. 210 см/с^2 ; 1,76 Гц,
3. 210 см/с^2 ; 1,76 Гц, 4. 170 см/с^2 ; 1,47 Гц.

11-16 - энергетический класс землетрясений.

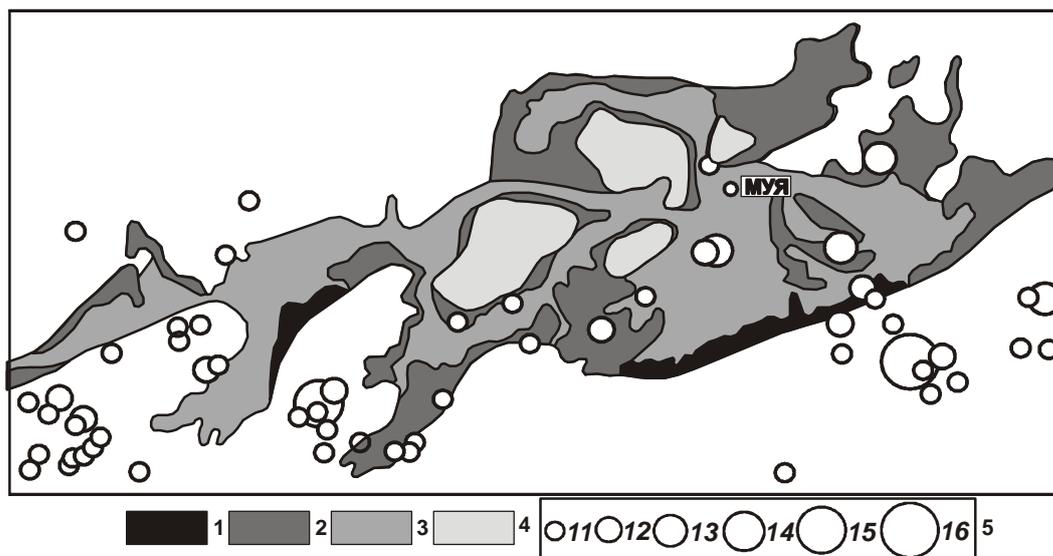


Рис.2 Карта схема эпицентров землетрясений и сейсмического риска территории Муйской впадины.

1 -4 - максимальные ускорения и преобладающие частоты на случай сильных землетрясений для прогнозируемого (талого) состояния :

1. 210 см/с^2 ; 2,6 Гц, 2. 410 см/с^2 ; 2,6 Гц,
3. 320 см/с^2 ; 1,1 Гц, 4. 360 см/с^2 ; 1,07 Гц.

11-16 - энергетический класс землетрясений.

Литература

1. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации ОСР-97 (Комплект карт и другие материалы для Строительных норм и правил) // СНиП "Строительство в сейсмических районах". М.: РАН, 1998. - 21 с.

2. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1:8 000 000 // Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М: Министерство науки и технологий Российской Федерации, Объединенный институт Физики земли им. О.Ю. Шмидта, 1999. - 57 с.

3. Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Басов А.Д. Прогноз сейсмических воздействий в условиях криолитозоны. Новосибирск: СО РАН, 2000. - 270 с.

4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. Новосибирск: Наука, 1984. - 170 с.

5. Сейсмический риск и инженерные решения. М.: Недра, 1981. - 370 с.

6. Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1988. - 280 с.

7. Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннов А.Ф. Изучение динамики сейсмического риска в условиях эволюционирующей криолитозоны. // Тихоокеанская геология. Том 23, №2, 2004. С. 108-115.

УДК 550.34

ДИНАМИКА СЕЙСМИЧНОСТИ ВСЛЕДСТВИЕ ИМПУЛЬСНЫХ НАГРУЗОК НА МАССИВ ГОРНЫХ ПОРОД

*Гриб Н.Н., д.т.н., Трофименко С.В., к.г.-м.н., Гриб Г.В.,
ТИ (ф) ЯГУ, г. Нерюнгри, urovsky@yandex.ru*

Триггерный эффект от промышленных взрывов. В связи с высокой природной сейсмичностью и близостью промышленной зоны г. Нерюнгри к гражданским сооружениям, возникает необходимость оценки возможных антропогенных воздействий на уровень сейсмических и экологических рисков. Практическая значимость решения обозначенных проблем для развивающегося Южно-Якутского региона чрезвычайно высока. Поэтому представляют несомненный интерес результаты полевых изысканий и фактов техногенных землетрясений

Периодические импульсные нагрузки на среду при производстве массовых взрывов оказывают прямое и косвенное воздействие на верхнюю часть земной коры. Прямое воздействие осуществляется за счет непосредственного влияния нелинейных смещений, вызванных взрывной волной и образования

новых нарушений. Косвенные воздействия - за счет активизации структурных элементов на геологических контактах. Дезинтеграция горных пород с повышением водопроницаемости при насыщении микротрещин флюидами может привести (и приводит [1, 2]) к процессам асейсмического течения по активизированным структурам, а значит, к перераспределению энергии землетрясений в сторону более слабых. С другой стороны на «сухих» ослабленных структурах возможно увеличение наклона графика повторяемости, а значит приближение времени сильного сейсмического события с несколько меньшей энергией с одной стороны, появлению новых очагов землетрясений с перераспределением напряженно деформированного состояния среды с другой.

В качестве предварительных результатов сопоставления сейсмологических данных за период с 1 января 2002 года по 30 сентября 2004 года с объемом взорванной горной массы установлена следующая закономерность: с увеличением объема взорванной горной массы увеличивается количество ближних землетрясений (рис.1). Анализ выполнялся суммарно: объем взорванной горной массы за месяц сопоставлялся с количеством ближних землетрясений за месяц. В выборку были включены все ближние землетрясения, происходившие в радиусе до 150 км от зоны ведения взрывных работ и объем взорванной горной массы за указанный период.

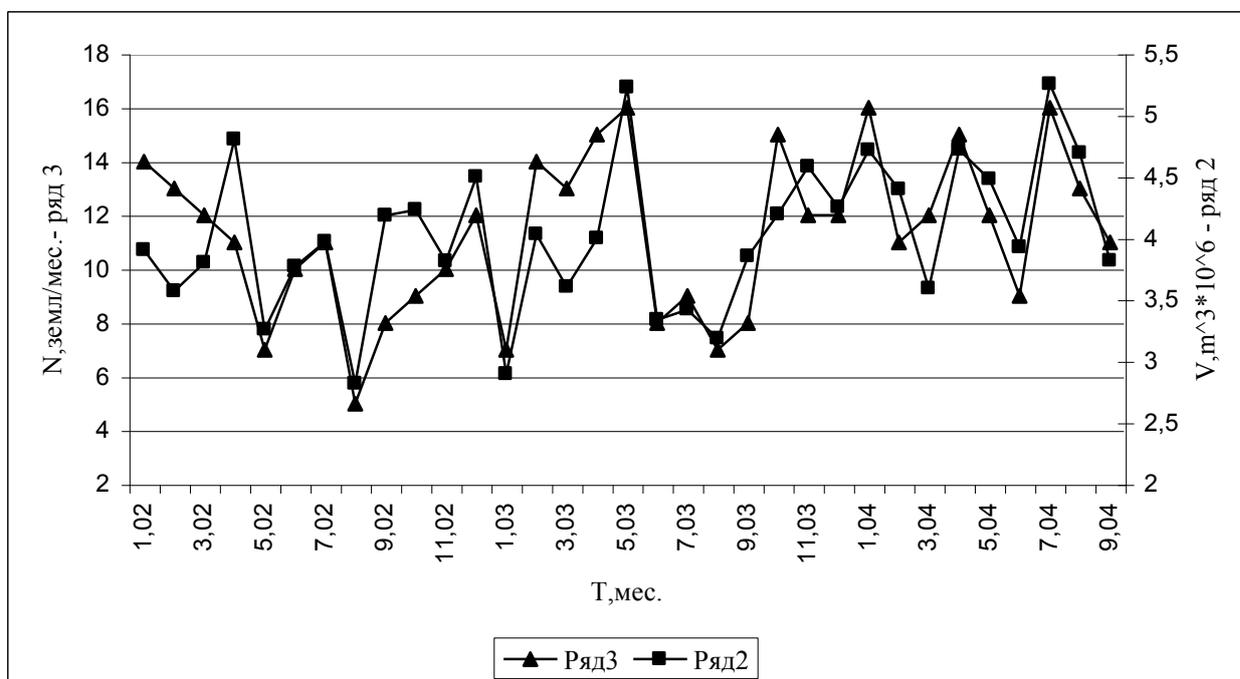


Рис. 1. Графики изменения объема взрывааемой массы и количества ближних землетрясений в месяц, за период 1.01.02 - 30.09.04 г.

Для оценки степени влияния горных работ на природную сейсмичность в ближней зоне ($1^0 \times 1^0$) был произведен расчет высвобожденной энергии по годам, что иллюстрирует рис. 2. Среднее значение энергии с 1969 по 2004гг. находится в пределах от $K=9$ до $K=10$ {Дж}. В период 1989-90гг., а также с 2004г. отмечается пик высвобожденной энергии более $K=11$ {Дж}. Такой результат может свидетельствовать о том, что буровзрывные работы оказывают влияние на общий энергетический баланс сейсмотектонического процесса.



Результат может свидетельствовать о том, что буровзрывные работы оказывают влияние на общий энергетический баланс сейсмотектонического процесса.

Рис. 2. Распределение среднегодовой энергии землетрясений в радиусе 50км от производства взрывных работ

На рис. 3 вынесены координаты эпицентров землетрясений относительно координат Нерюнгринской сейсмологической станции (НСС), по которым можно заключить, что эпицентры землетрясений группируются вдоль линий северо-западного простирания. Т. о., в 20-ти – 25-ти километровой зоне от НСС расположение эпицентров землетрясений в плоскости сохраняет преимущественное распределение в течение 4-х лет мониторинговых исследований.

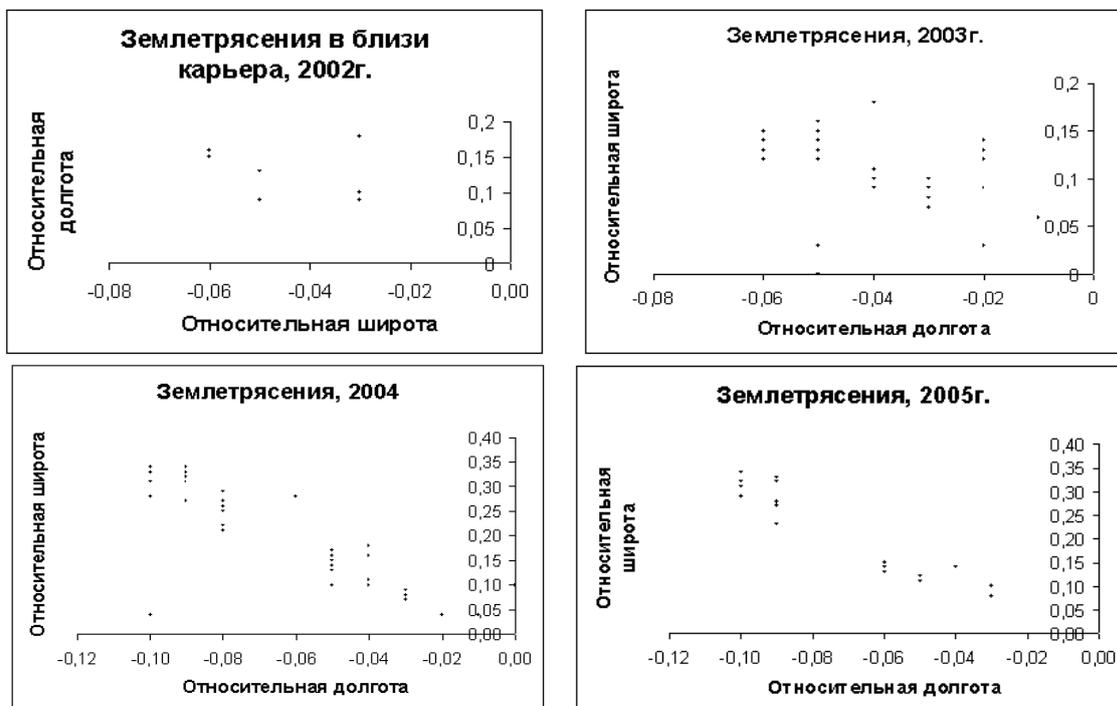


Рис. 3. Землетрясения вблизи карьера в 2002г. - 2005гг. По данным НСС.

В данном случае можно говорить о локальной тектонической активизированной структуре. Причина активизации локального разлома становится ясной при сопоставлении очагов землетрясений с пространственным распределением взрывов, которое проиллюстрировано рис. 4. Качественное сопоставление эпицентров землетрясений и взрывов показывает неразличимость их в пределах изменения долготы от $-0,02$ до $-0,06$, т. е. в пределах карьерного поля Нерюнгринского разреза. Количественное сопоставление по результатам за 2004г. показало, что из 80 зарегистрированных событий 35 произошли сразу или через несколько часов после взрыва.

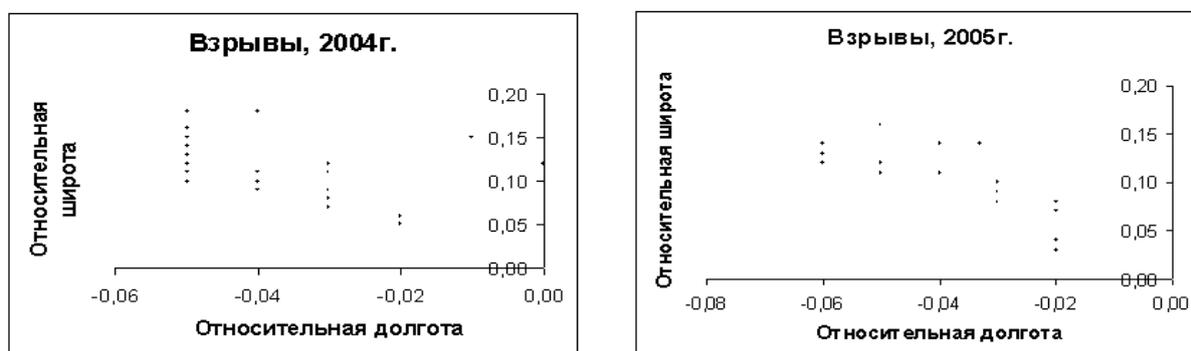


Рис. 4. Взрывы на карьере «Нерюнгринский» в 2004.- 2005гг.

Очаги землетрясений либо приурочены к пункту взрыва, либо располагаются северо-западнее вдоль выявленной структуры.

Следовательно, активное воздействие на среду вызывает сейсмический отклик в виде изменения уровня сейсмической активности, формирует новые либо активизирует уже заложенные ранее структуры. Под воздействием массовых взрывов происходит изменение количества сейсмических событий и изменение среднего уровня высвобожденной энергии (рис. 2).

Поскольку основной формой геодинамического развития сейсмогенных разломов являются движения их бортов [3] (в виде взаимного «проскальзывания»), а проявление сейсмических событий происходит лишь при невозможности (или затрудненности) развития указанной формы деформации, то есть возникают зоны напряженного состояния земной коры, поэтому, по нашему мнению, сотрясательное воздействие взрывных работ может рассматриваться как фактор, способствующий преобладанию асейсмических форм движения разломов в виде плавного проскальзывания их бортов, следовательно, воздействие взрывных работ способно не только активизировать разломы вокруг зоны веде-

ния горных работ, но и способствовать оказанию разгружающего воздействия на формирующиеся в недрах очаги сейсмической опасности.

Сейсмомониторинг и обратная задача геофизики. Для определения координат гипоцентров землетрясений и скоростей сейсмических волн используется время t_{s-p} - разности регистрации s и p волн. Этой разности соответствует фиктивная $v_{s-p} = v_p v_s / (v_p - v_s)$ скорость. При малых эпицентральных расстояний сейсмологическая станция регистрирует прямые волны от землетрясений и взрывов. В этом случае уравнение Вадати можно аппроксимировать прямолинейной зависимостью вида: $t_{s-p} = At_p + B$. Отношение скоростей продольных и поперечных волн будет равно: $v_p / v_s = t_{s-p} / (t_p - t_0) + 1$, где $t_0 = -B / A$. Для статистической оценки фиктивной скорости были проанализированы зависимости: расстояние – разности t_{s-p} . Для расчетов приняты данные за 2004-2005гг. по всем взрывам и землетрясениям вдоль выделенного направления (ось взрывов), что показано на рис. 5.



Рис. 5. Зависимость эпицентрального расстояния от фиктивного времени для землетрясений и взрывов за 2004 - 2005г.

Качественный анализ графиков приводит к следующим результатам:

- Линейная аппроксимация данных взрывов не выводит график в точку с координатами станции, что должно естественно выполняться, так как при $t_p - t_s = 0$, $R = 0$. Геофизически это означает, что имеется поперечная латеральная неоднородность с непрерывно меняющейся плотностью по направлению к станции наблюдения, т. е. $V = V(z)$.

- Зависимость расстояния от фиктивного времени имеет две особенности (рис. 5): в интервале 2.2 – 3.6 с график параллелен оси времени. В интервале 5.5 - 6.0 аналогичное поведение с резким увеличением после 6с. Такое поведение графика можно объяснить влиянием горизонтальных низкоскоростных границ раздела малой мощности, что приводит к пятислойной плотностной модели верхней части земной коры.

- В области 4.2с. наблюдаются две ветви графика, что вполне допустимо для нулевого приближения. Иными словами, если гипоцентр выше низкоскоростной границы процесс развивается по верхней ветви, если ниже границы, то по нижней. Средние значения фиктивных скоростей составляют: 6,96км/с для взрывов, 7,57км/с для землетрясений и 7,62км/с по всем данным. Региональное среднее значение фиктивной скорости равно в среднем 8.4км/с, которое можно принимать для землетрясений с эпицентрными расстояниями > 90 км. Уточнение плотностной (то же, что скоростной) модели возможно при производстве трех калибровочных взрывов с GPS привязкой места взрыва и уточненной глубиной заложения заряда.

Анализ результатов и выводы. Нарастание техногенного давления на геолого-геофизическую среду приводит к необратимым явлениям в сейсмическом процессе. Эффекты техногенной коррекции сейсмичности проявляются в виде обновления тектонических структур и формирования по косвенным признакам новых локальных нарушений земной коры. Периодическая импульсная накачка верхней части коры модифицирует режим локальной сейсмичности, перераспределяет энергетику очагов землетрясений.

Релаксационные процессы от взрывов могут привести к новому распределению и характеру сброса избытка упругой энергии в земной коре в пределах области их влияния в зависимости от энергонасыщенности выделенной локальной структуры. С энергетической точки зрения накачка энергией взрывов земной коры и высвобождение энергии в виде землетрясений – это прямой и обратный процесс, который в замкнутой системе должен находиться в динамическом равновесии. Однако, техногенные новообразования земной коры могут взаимодействовать с системой разломных структур, сформированных естественным сейсмотектоническим процессом. Это означает, что техногенная структура может проявить себя в виде очага будущего землетрясения.

Практика геофизических исследований техногенной сейсмичности позволяет сформулировать методические приемы анализа данного процесса. Во-первых, любую деятельность человека, связанную с воздействием на Земную среду следует рассматривать, как дополнительный энергетический фактор, влияющий на закон повторяемости землетрясений Гуттенберга – Рихтера $\lg \bar{N}_i = \lg A - \gamma \Delta K_i$, где \bar{N}_i - среднее число землетрясений, нормированных на единичный интервал времени и на некоторую площадь. Во-вторых, радиус учета влияния дополнительного фактора определяется его энергией. В-третьих, дли-

тельность влияния энергетического фактора дополнительно определяется его спектром.

Контролируемыми параметрами являются высвобождаемая энергия сейсмического процесса, ее изменение во времени, изменение повторяемости землетрясений по разным энергетическим классам, динамика массива горных пород и построение ее прогнозных функций. Конечная цель данных исследований – снижение сейсмических и экологических рисков для населения, работающего и проживающего в зонах повышенной сейсмической опасности.

Перспектива данного вида работ прямо просматривается из представленного материала. В первую очередь, решение задачи по наблюдению за динамикой скоростей сейсмических волн. Взрывные работы будут производиться несколько десятилетий, что дает уникальную возможность для высокоточных геофизических экспериментов в области сейсмологии, геоэлектрики, геодинамики, электромагнитных методов.

Литература

1. Садовский М.А., Мирзоев К.М., Негматулаев С.Х., Саломов Н.Г. Влияние механических вибраций на характер высвобождения сейсмической энергии в районе водохранилища Нюрекской ГЭС // Сейсмические исследования в районах строительства крупных водохранилищ Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1987. С. 101 – 119.

2. Мирзоев К.М., Негматулаев С.Х., Симпсон Д., Соболева О.В. Возбужденная сейсмичность в районе водохранилища Нурекской ГЭС. Душанбе: Дониш, 1987. - 403 с.

3. Трофименко С.В., Гриб Н.Н. Использование промышленных взрывов для мониторинга локальных структур и решения прямых и обратных задач геофизики // Четвертый всероссийский симпозиум «Сейсмоакустика переходных зон». Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2005. С. 144-149.

ПРИМЕНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ ПЕРЕХОДА ГАЗОПРОВОДОВ ЧЕРЕЗ АКВАТОРИИ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

*Юшкин В.И., к.г.-м.н., Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, Ushkin@crust.irk.ru
Плесовских В.Н., к.г.-м.н., ИрГТУ,
г. Иркутск, Victorpl@istu.edu*

Введение

Комплексные геофизические исследования на акватории Братского водохранилища и в его береговой зоне проводились с целью выбора положения, на этапе обоснования инвестиций, оптимального створа перехода магистрального газопровода Ковыкта – Саянск – Ангарск – Иркутск.

Целевое назначение работ предусматривало решение следующих задач:

- батиметрия и определение мощностей донных рыхлых отложений в пределах акватории Братского водохранилища, ограниченной створами, выбранными заказчиком;
- определение суммарной мощности нелитофицированных осадков на шести береговых профилях, выбранных заказчиком;
- расчленение береговых рыхлых отложений по скоростям упругих волн и удельному электрическому сопротивлению;
- определение зон потенциального карста;
- прогноз физико-механических характеристик осадков на береговых профилях по геофизическим данным;
- батиметрия и приповерхностное строение донных отложений в выбранных заказчиком створах в переходной зоне (при мощности водного слоя менее 3 м).

Полевые работы включали в себя аквальные наблюдения методами НСП и ГЛБО, береговые наблюдения методами ОГП-КМПВ и ВЭЗ, а также работы в переходной зоне с использованием георадиолокации.

Основной задачей работы являлось изучение физических параметров верхней части разреза до 30 м методами инженерной геофизики и выявления возможностей сейсморазведочных и электроразведочных исследований, направленных на построение петрофизических моделей геологических разре-

зов, проектируемых профилей перехода газопровода через водотоки бассейна р. Ангары.

Методика комплексных геофизических исследований

Участок перехода находится в Иркутской области между поселком Усть-Уда и Балаганск в центральной части Братского водохранилища. В соответствии с программой работ полевые геофизические исследования выполнялись в октябре 2004 г. на акватории с применением методик непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и гидролокатора бокового обзора (ГЛБО) с борта теплохода типа «Ярославец», а также на продолжении аквальных профилей - на берегу. Береговые работы включали в себя электроразведочные измерения методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) и сейсмические работы методами преломленных волн (МПВ) и общей глубинной площадки (ОГП) на продольных и поперечных волнах.

Работы в переходной береговой зоне осуществлялись со льда весной 2005 г. георадаром «Зонд-12С». В дополнение к программе, со льда, были проведены опытные работы в северном створе методом отраженных волн с вертикальными сейсмическими косами (МОВ-ВСК).

Геодезическая привязка наблюдений осуществлялась посредством GPS приемников «Gamin». На береговых профилях дополнительно производилось нивелирование.

Измерения скоростей V_p , V_s распространения упругих волн в геологических разрезах проводились методом преломленных волн (МПВ) и общей глубинной площадки (ОГП), использовалась специализированная компьютеризованная цифровая 24-х канальная сейсморазведочная станция «Диоген-24» (Россия). Длина годографов составляла 69-141 м. Возбуждение сейсмических колебаний с помощью ударов. Для интерпретации преломленных волн (первых вступлений) и построения сейсмического разреза с учетом рельефа использовалась программа «Годограф» (МГУ), а для построения динамических глубинных разрезов ОГП – сейсмическая обрабатывающая система iXL (MIT, США).

При электроразведочных измерениях использовался метод вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) с помощью переносной аппаратуры постоянного и переменного тока «Электротест-С» (Россия). Разносы питающей линии (АВ/2) не превышали 220 м. Интерпретация кривых ВЭЗ проводилась с помощью программы IPI2Win (МГУ).

Метод создания сейсмических разрезов и петрофизических моделей

При изучении и анализе параметров геологической среды, изменяющей на отдельные литологические однородные слои - использовалась матрица слоев. Матрица слоев представляет собой нерегулярный массив значений геофизических параметров и регулярный массив системы координат. В одном элементе матрицы имеется набор значений – геофизических параметров - скорость распространения сейсмической волны, удельное электрическое сопротивление в 1-ом слое, в 2-ом слое,... в N-ом слое. Порядок следования слоев задается относительно уровня земной поверхности. Грунты с глубиной изменяют свои физические свойства, что ведет к изменению упругих и электрических параметров слоя. Такой подход к хранению информации позволяет структурировать данные и получать информацию о геологической среде и изменении её физических свойств в любой точке грунтового слоя с максимальной эффективностью и точностью /2/.

Для введения статических поправок за скоростные неоднородности слоя аэрации при суммировании по ОГП применялись скоростные модели, полученные по данным МПВ. Преобразование динамических временных разрезов ОГП в динамические глубинные осуществлялось также по скоростным данным МПВ. В результате обработки получены динамические глубинные разрезы ОГП с сохраненными (истинными) амплитудами (рис. 1), анализ которых позволяет определить аномальные зоны сейсмогеологического разреза /3/.

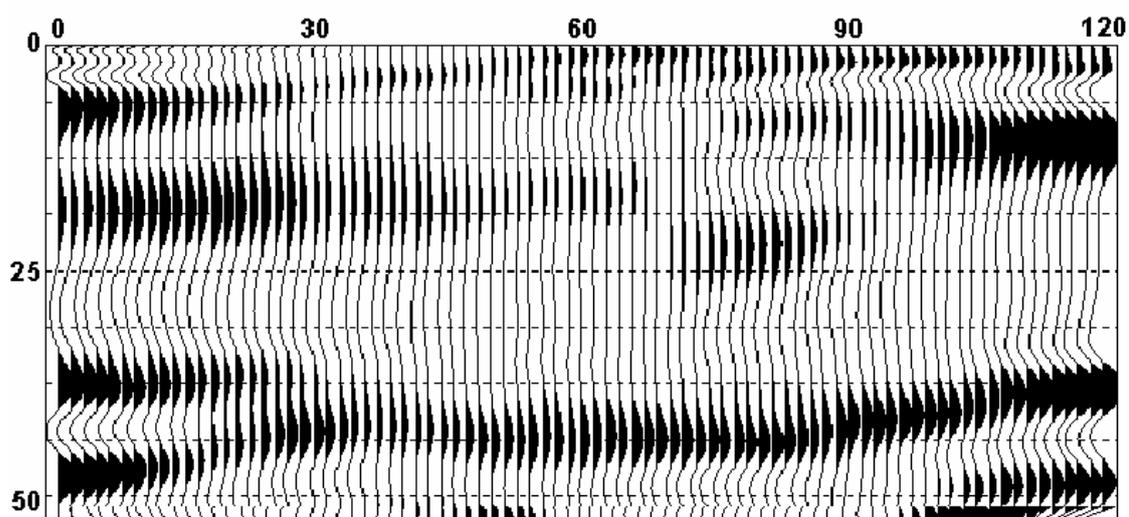


Рис. 1 Динамический глубинный разрез КМПВ-ОГП по продольным волнам, профиль-4, п. Усть-Уда, 2004 г.

На примере семи профилей перехода газопровода через Братское водохранилище, расположенных в районах п. Балаганска (левый берег), п. Усть-Уда (правый берег) Иркутская обл., реализованы все основные приемы методики создания скоростных, геоэлектрических разрезов, и петрофизических моделей геологической среды. На рис. 2 показан скоростной разрез (п. Усть-Уда, профиль №2, ноябрь 2004 года).

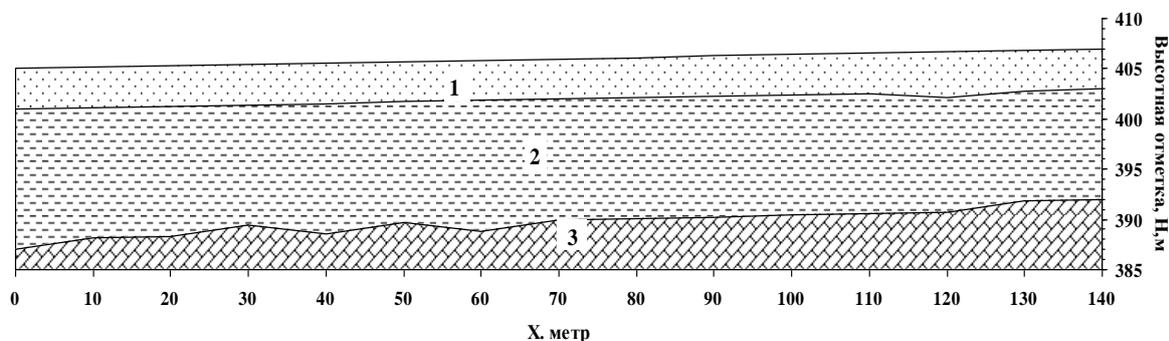


Рис. 2. Скоростной разрез в районе п. Усть-Уда (правый берег).

В матрицу слоев заложено значение скорости V_p реальной геологической среды, благодаря чему мы видим, как изменяется скорость распространения продольной волн с глубиной. Используя матрицу слоев скоростных цифровых моделей изучаемых профилей, производится осреднение скоростных значений всех слоев модели до коренных пород. Далее, подставляя корреляционные связи между геолого-геофизическими свойствами для изучаемого района в каждый элемент матрицы, получаем петрофизические модели для исследуемой территории. Такой подход реализован нами на примере петрофизической модели для участка расположенного в районе п. Усть-Уда, профиль №2, здесь выделено три основных слоя с различными физическими параметрами (V_p , V_s , ρ , σ , E_g), (рис. 3).

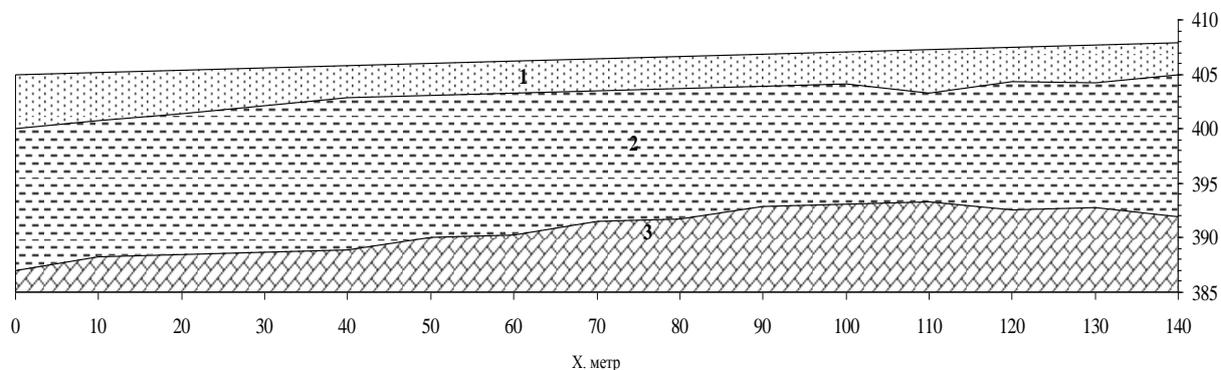


Рис. 3. Петрофизическая модель по профилю 6 (правый берег, северный створ)

1. СВК-деятельный слой: $V_p = 400$ м/с, $V_s = 240$ м/с, $\rho = 120$ ом*м, $\sigma = 1.46$ г/см³, $E_g = 0.169$ мПа, $\mu = 0.25$.
2. СВК-рыхлые песчано-глинистые отложения: $V_p = 1650$ м/с, $V_s = 800$ м/с, $\rho = 400$ ом*м, $\sigma = 1.75$ г/см³, $E_g = 5.604$ мПа, $\mu = 0.39$.
3. СВК- коренные породы: $V_p = 2100$ м/с, $V_s = 1200$ м/с, $\rho = 70$ ом*м, $\sigma = 1.97$ г/см³, $E_g = 18.56$ мПа, $\mu = 0.30$.

Представление прогнозируемых параметров в виде набора петрофизических моделей служат косвенным показателем изменения физико-механических свойств грунтов в естественных условиях и могут использоваться при проектировании строительства переходов газопроводов и нефтепроводов через акватории.

Основные результаты работы:

1. Выбрана методика комплексирования инженерно-геофизических методов, и моделированием, которая позволяет достаточно точно, в короткие сроки и с минимальными затратами, дать оценку инженерно-геофизических условий при проектировании перехода газопровода через акватории и реализовать прогноз их изменения во времени с учетом техногенеза.

2. Усовершенствована методика обработки и интерпретации сейсмических и электрометрических данных для сложных, изменяющихся с глубиной, геологических сред (алгоритм и процедура цифровой обработки), написаны необходимые макросы обмена данными между программами.

3. Построено семь петрофизических моделей, которые направлены на изучение взаимосвязей между параметрами, описывающими сейсмическое, электрическое и физическое состояние геологических разрезов на исследуемых участках.

Литература

1. Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений. М.: Недра, 1990. - 287 с.
2. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1992. – 264 с.
3. Бондарев В.И. Сейсмический метод определения физико-механических свойств нескальных грунтов. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1997. – 220 с.
4. Сейсморазведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. – 464 с.

Решения

по результатам работы Всероссийской научно-практической конференции «Сейсмичность Южно-Якутского региона и прилегающих территорий», состоявшейся 24-27 октября 2005г. в г. Нерюнгри

24-27 октября 2005 года по инициативе Академии Наук Республики Саха (Якутия), Администрации Нерюнгринского района и руководства Технического института Якутского государственного университета была проведена Всероссийская научно-практическая конференция, посвященная проблемам сейсмичности и сейсмической опасности Южной Якутии и прилегающих территорий. В работе конференции приняли участие ведущие специалисты-сейсмологи из различных академических организаций: Института Земной Коры Сибирского отделения РАН, Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН и Института тектоники и геофизики ДВО РАН. Многие другие участники, изъявившие ранее желание участвовать в работе конференции, в силу сложной метеорологической обстановки в период ее работы и сложности транспортной схемы, не смогли принять непосредственное участие, но активно взаимодействовали с членами оргкомитета в выработке решений конференции. Конструктивные деловые предложения и рекомендации были получены от начальника Геофизической службы РАН, член. корр. РАН А.А. Маловичко, советника Института геофизики СО РАН, академика РАН С.В. Гольдина (г. Новосибирск), зам. директора Института Физики Земли, проф. Е.А. Рогожина (г. Москва), декана геологоразведочного факультета Московского государственного геологоразведочного университета проф. А.А. Верчеба.

Отдавая отчет в важности проведения подобных исследований в одном из наиболее сейсмоопасных регионов Российской Федерации и осознавая ответственность перед населением Нерюнгринского района, участники конференции и круглого стола, заслушав, обсудив и обменявшись мнениями о проблемах сейсмической опасности, единодушно решили:

1. Проведение подобной конференции в одном из наиболее бурно развивающихся горнопромышленных районов (не только Якутии, но и Сибирского и Дальневосточного регионов) является важной и своевременной задачей.

2. Отметить высокий организационный уровень организации конференции и особо подчеркнуть теплую доброжелательную атмосферу совещания, способствующую ее успешной работе, подчеркнуть высокую ответственность Администрации района в работе совещания.

3. Считать необходимым условием дальнейшего развития сети сейсмических наблюдений г. Нерюнгри более тесную кооперацию со структурами Геофизической службы РАН и академических институтов РАН, включая Якутский филиал СО ГС РАН.

4. Представляется логичным и назревшим шагом обратиться к руководству геофизической службы РАН с вопросом о включении существующей сети сейсмических наблюдений г. Нерюнгри в единую государственную систему сейсмологических наблюдений.

5. Обратиться в органы местного самоуправления и исполнительной власти республики Саха (Якутия) с просьбой, взять на особый контроль вопросы сейсмологической изученности и безопасности активно осваиваемых промышленных районов республики.

6. Считать целесообразным привлечение ведущих специалистов академических институтов РАН для оказания методической помощи в обеспечении и организации сейсмологических исследований в Южно-Якутском регионе.

7. Считать опыт финансирования сейсмологических наблюдений в г. Нерюнгри удачным примером участия местных структур и рекомендовать расширение такого участия (дополнительного финансирования) для других сейсмоопасных районов Якутии.

8. Рекомендовать проведение следующего рабочего совещания по типу работы work-shop с посещением конкретных геологических объектов (активных разломов) в Южной Якутии.

9. Считать необходимым заключение договора о сотрудничестве между Техническим институтом (г. Нерюнгри), Институтом Земной Коры СО РАН (г. Иркутск), Администрацией Нерюнгринского района и Академией Наук Республики Саха (Якутия).

10. Продолжить теоретические и экспериментальные работы по обоснованию прогноза землетрясений на основе измерительных комплексов геофизических систем.

11. Продолжить исследования в создании новых геодинамических моделей сейсмических зон, взаимодействия и преобразования полей при подготовке и реализации землетрясений.

12. Оказывать посильную финансовую поддержку развития лаборатории мониторинга и прогноза сейсмических событий в г. Нерюнгри на региональном уровне.

13. Подготовить к изданию и опубликовать труды материалов конференции.

СОДЕРЖАНИЕ

Приветственное обращение Филиппова Василия Васильевича, президента АН РС (Я), д.т.н., член.-корр. РАН, к участникам конференции.....	3
---	---

Пленарные выступления:

<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Никитин В.М., Гриб Н.Н., Трофименко С.В.</i> ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЯКУТИИ.....	6
<i>Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Имаев В.С., Козьмин Б.М.</i> СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ СТАНОВОГО СЕКТОРА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ.....	13
<i>Статива А.С., Трофименко С.В., Гриб Н.Н.</i> РАЗВИТИЕ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.....	18
<i>Козьмин Б.М., Имаева Л.П., Имаев В.С.</i> СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ.....	23

Направление:

ПРИРОДА СЕЙСМИЧНОСТИ И ГЕОДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

<i>Ключевский А.В., Демьянович В.М.</i> НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ	37
<i>Ключевский А.В.</i> ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В АСПЕКТЕ ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ АФТЕРШОКОВ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ.....	42
<i>Имаев В.С., Мельников А.И., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Буслов М.И.</i> НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ЕЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ.....	47

<i>Статива А.С., Колодезников И.И., Никитин В.М., Трофименко С.В.</i> СИСТЕМНЫЙ АНАЛИЗ ДОКЕМБРИЙСКИХ РАЗЛОМОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА.....	58
<i>Трофименко С.В., Гриб Н.Н.</i> МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОЛЕКМО – СТАНОВОЙ ЗОНЫ (ОСЗ).....	63
<i>Демьянович М.Г., Демьянович В.М.</i> АКТИВНЫЕ В КАЙНОЗОЕ РАЗЛОМЫ МОНГОЛО-СИБИРСКОГО ГОРНОГО РЕГИОНА.....	68
<i>Аржанников С.Г., Аржанникова А.В.</i> СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ ГОР ЮЖНОЙ СИБИРИ.....	81

Направление:

**ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СЕЙСМОАКТИВНЫХ СТРУКТУР
И ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

<i>Смирнов В.Ф., Степанов А.Е., Филиппов Л.Д.</i> ИОНОСФЕРНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ БОЛЬШИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЯКУТИИ.....	94
<i>Трофименко С.В.</i> МОДЕЛИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПЕРИОД ЮЖНО – ЯКУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1989 г.....	99
<i>Муллаяров В.А., Козлов В.И.</i> РАДИОПРОСВЕЧИВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ НАД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ЮЖНОЙ ЯКУТИИ С ПОМОЩЬЮ ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ СИГНАЛОВ.....	104
<i>Тимофеев В.Б., Амбурский А.В.</i> РЕГИСТРАЦИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ДИАПАЗОНЕ 1-30 ГЦ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГОРНОВЗРЫВНЫХ РАБОТ НА НЕРЮНГРИНСКОМ УГОЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ.....	108
<i>Алакишин А.М., Поспеев А.В.</i> ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ.....	112

<i>Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С., Мельников А.И., Бесстраинов В.М.</i>	
НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕЙСМОГЕННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННОГО СКАНИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ КИЧЕРСКОЙ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ)..	143
<i>Трофименко С.В.</i>	
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ.....	163

Направление:

**СНИЖЕНИЕ РИСКА И СМЯГЧЕНИЕ ПОСЛЕДСТВИЙ
ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА
ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ
ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ
СЕЙСМИЧЕСКОЕ СТРОИТЕЛЬСТВО**

<i>Александров И.Н., Шубин Г.В., Неустроев А.Н., Черных Е.Н.</i>	
СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВЛИЯНИЕ ВЗРЫВОВ В ШТОЛЬНЯХ РУДНИКА «УДАЧНЫЙ» НА СОСТОЯНИЕ ОБЪЕКТОВ ОППУ	166
<i>Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Серебренников С.П.</i>	
ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ И ТЕХНОГЕННОЙ ОПАСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ КРИОЛИТОЗОНЫ.....	171
<i>Гриб Н.Н., Трофименко С.В., Гриб Г.В.</i>	
ДИНАМИКА СЕЙСМИЧНОСТИ ВСЛЕДСТВИЕ ИМПУЛЬСНЫХ НАГРУЗОК НА МАССИВ ГОРНЫХ ПОРОД.....	177
<i>Юшкин В.И., Плесовских В.Н.</i>	
ПРИМЕНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ПРОЕКТИРОВАНИИ ПЕРЕХОДА ГАЗОПРОВОДОВ ЧЕРЕЗ АКВАТОРИИ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ.....	184
Решения	
по результатам работы Всероссийской научно-практической конференции «СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО РЕГИОНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ».....	189