

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН)

На правах рукописи



Андреева Надежда Вячеславовна

**СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ
ПОВЕРХНОСТНОГО И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗОН РАЗЛОМОВ
(НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА)**

Специальность 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика»

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

кандидат геолого-минералогических наук

главный научный сотрудник

Александр Николаевич Овсяченко

Москва – 2022 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Представления о разломах земной коры. Методы исследований.....	11
Глава 2. Анализ и выбор тектонических и геофизических методов для исследования разломов.....	29
2.1. Геолого-морфологические методы.....	29
2.2. Метод микросейсмического зондирования (ММЗ).....	33
2.3. Проверка работоспособности метода микросейсмического зондирования.....	37
Глава 3. Исследование активных разломов Кавказского и Таманского сегментов Альпийско-Гималайского подвижного пояса комплексом сеймотектонических и геофизических методов.....	50
3.1. Характеристика тектонических зон Кавказа, сейсмичность.....	51
3.2. Центральная часть Большого Кавказа (профиль по Военно-Осетинской дороге).....	57
3.3. Западная окраина Кавказа (профиль Туапсе-Апшеронск).....	67
3.4. Западная зона замыкания складчатой зоны Большого Кавказа.....	73
3.4.1 Анализ профилей микросейсмического зондирования.....	78
Выводы к главе 3.....	85
Глава 4. Геолого-геофизическое строение и сейсмическая активность Польско-Литовской синеклизы: пример зон глубинных разломов на окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП)	87
4.1. Проблемы недостаточной изученности региона.....	88
4.2. Геоморфологическое исследование региона.....	91
4.3 Геофизическое исследование региона и сеймотектоническая позиция Калининградских землетрясений 2004 г.....	95
Выводы к главе 4.....	103

Глава 5. Исследование асейсмичных разломов Московского региона комплексом сеймотектонических и геофизических методов.....	105
5.1. Тектоника и современная геодинамика региона.....	105
5.2. Сейсмические воздействия от удалённых очагов землетрясений	108
5.3. Охотоморское землетрясение.....	110
5.3.1. Макросейсмические проявления Охотоморского глубокофокусного землетрясения на территории Москвы.....	112
5.3.2. Сеймотектоника зон макросейсмических проявлений землетрясения 24 мая 2013 г. на территории Москвы.....	115
5.4. Активизация оползней на Воробьевых горах при Охотоморском глубокофокусном землетрясении.....	120
5.5. Глубинное строение разломных зон в Юго-Западном районе Москвы.....	123
Выводы к главе 5.....	128
Заключение.....	130
Список литературы	133

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к изучению разломов со временем всё больше возрастает. Любые новые данные об активных разломах, полученных различными способами, способствуют большему пониманию закономерностей активной разломной тектоники, которая является основой для оценки природных опасностей, в первую очередь – сейсмической опасности. Оценка сейсмической опасности является важнейшей задачей сейсмотектоники и включает в себя анализ данных о строении сейсмогенерирующих структур в недрах – их глубину, кинематику, морфологию. Автор в своей работе собрал и проанализировал все эти данные, используя комплексный подход, заключающийся в совокупности геолого-геоморфологического и геофизического исследований с точной пространственной привязкой геологии к геофизическим профилям. Такие исследования предоставили возможность наиболее детально изучить активные разломы как на глубине, так и на поверхности, а также проследить сходство и различия для разломных зон, расположенных в различных геодинамических обстановках.

Актуальность работы определяется значимостью изучения активных разломов как сейсмогенерирующих структур, прямо влияющих на степень сейсмической опасности территорий. Оценка сейсмической опасности включает в себя, прежде всего, выявление закономерностей распространения активных разломов и разломных зон на земной поверхности, а также положения их плоскостей в разных по глубине слоях земной коры. Автор использовал комплексный подход, заключающийся в комбинировании геолого-геоморфологических данных с данными геофизических исследований. Такой подход позволил выявить сходство и различия положения активных разломных зон в трехмерном пространстве в разных геодинамических обстановках.

Цель диссертационного исследования – изучение, на основе геолого-геоморфологических и геофизических данных, особенностей строения и

проявления активных разломов на поверхности и в недрах в трёх различных геодинамических обстановках:

- 1) сейсмоактивного коллизионного Альпийско-Гималайского подвижного пояса;
- 2) сейсмоактивной окраины Восточно-Европейской платформы;
- 3) сейсмически пассивных внутренних районов Восточно-Европейской платформы.

Задачами исследования являлись:

- 1) Описание существующих геолого-геоморфологических и геофизических методов изучения разломов, анализ их возможностей, выбор методов выявления закономерностей распространения активных разломов от поверхности вглубь земной коры.
- 2) Исследование, выбранными методами:
 - Прегольской и Янтарнинской активных разломных зон в юго-восточном обрамлении впадины Балтийского моря (Калининградская область);
 - активных разломов Кавказского и Таманского сегментов Альпийско-Гималайского подвижного пояса;
 - асейсмичных разломов Московского авлакогена;
 - сопоставление результатов исследования глубинных разломов в разных геолого- тектонических и геодинамических обстановках

Научная новизна работы заключается получении данных о строении активных разломных зон сочетанием геолого-геоморфологического и геофизического (микросейсмического зондирования) методов в разных геодинамических обстановках: подвижного пояса, активизированной окраины древней платформы и стабильных внутренних районов древней платформы. Исследования позволили провести типизацию разломов по их кинематике и морфологической выраженности.

Практическая значимость исследования заключается в получении новых данных о параметрах распространения активных разломов ниже поверхности земной коры. Полученные данные, таким образом, могут быть использованы для определения кинематики активных разломов, от чего существенно зависит оценка сейсмической опасности территорий (в том числе, заселенных).

Методы исследования

Для достижения целей работы и решения сформулированных задач применен геолого-геоморфологический анализ в совокупности с методом микросейсмического зондирования (ММЗ).

Структурно-геоморфологический анализ земной поверхности подразумевает картирование разного рода (генезиса и возраста) уровней рельефа и их деформаций. Такими уровнями, например, могут быть террасы (речные, морские, озерные, их тыловые швы) и связанные с ними отложения, педименты, вершинные поверхности, а также фрагменты предороганных поверхностей. Одним из инструментов, примененных при картировании, было дешифрирование ДДЗ (данных дистанционного зондирования). Важное значение имело сопоставление деформаций форм рельефа разного возраста и генезиса со строением (восстанавливаемым геологическими и геофизическими методами) расположенных ниже горизонтов земной коры. Такое картирование, в итоге, приводит к моделям деформаций земной поверхности и подстилающих ее горизонтов, которые можно сопоставлять с параметрами земной коры, восстанавливаемыми геофизическими методами.

Метод микросейсмического зондирования (ММЗ) – это метод пассивной сейсморазведки, разработанный и запатентованный в Институте физики Земли РАН [Горбатиков и др., 2008, Горбатиков, Цуканов, 2011]. В качестве зондирующего сигнала в нем используются фоновые колебания поверхности Земли и искажения амплитудного поля при взаимодействии со скоростными неоднородностями земной коры. На полученных разрезах ММЗ зоны деформаций выглядят, как правило, в виде областей относительно

пониженных скоростей. Точная пространственная привязка позволяет связать зоны разломов, выделяемых на поверхности, с областями пониженных скоростей на глубине.

Таким образом, исследования включили в себя: анализ глубинного строения, новейшей тектоники регионов, дешифрирование материалов дистанционного зондирования, структурно-геоморфологическое картирование, интерпретацию и анализ профилей микросейсмического зондирования.

Научные положения, выносимые на защиту:

1. На примере Большого Кавказа показано существование отчетливой пространственной связи между геологическими структурами, выделяемыми на поверхности, и глубинным строением по данным метода микросейсмического зондирования (ММЗ). Под наиболее приподнятой частью Большого Кавказа выделено массивное относительно низкоскоростное тело. На поверхности данному телу соответствует относительно высокоскоростной выступ блоков палеозойского фундамента. Выход низкоскоростного тела приурочен к Южному склону Большого Кавказа с максимальными складчато-разрывными деформациями осадочного чехла. Выступ палеозойского фундамента Большого Кавказа ограничен разломными зонами, представленными узкими низкоскоростными аномалиями по данным ММЗ, проникающими до глубин 20-30 км.

2. Выявлены формы проявления активных разломов в глубинном строении по данным ММЗ. Разломы, тектоническая активность которых определяется на поверхности геолого-геоморфологическими методами, по данным микросейсмического зондирования в недрах представлены субвертикальными или наклонными низкоскоростными зонами шириной от 2 до 5 км, узкими зонами смещений горизонтальных слоев скоростного разреза и контактами двух разнопрочных объемов земной коры.

3. На примере эффектов Охотоморского глубокофокусного

землетрясения 24 мая 2013 г. в Московском регионе показано, что удаленные сильные землетрясения могут приводить к усилению макросейсмического эффекта в зонах разломов платформенных областей. Такие разломы по данным ММЗ представлены узкими вертикальными неоднородностями с пониженными значениями скоростей поперечных сейсмических волн и по своему строению схожи с разломами в других регионах.

Личный вклад автора

На основе данных, полученных в полевых экспедициях с непосредственным участием автора, а также дистанционных исследований, направленных на изучение глубинного и поверхностного строения зон разломов и их связи с сейсмическими событиями, где автор занимался геоморфологическим анализом рельефа и составлял детальное описание исследованных областей, автором построены геологические профили и схемы. Проведена обработка полученных данных, интерпретация геофизических профилей микросейсмического зондирования и сопоставление полученных результатов в различных областях исследования. Для определения характера молодых деформаций в Кавказском сегменте прослежены опорные геоморфологические уровни. Для Московского региона автором собраны и обработаны данные об усилении макросейсмического эффекта после землетрясения 24.05.2013 г.

Апробация

Результаты проведенных исследований были представлены на Всероссийском совещании, посвященного памяти профессора С. И. Шермана «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (2021), на научно-практической конференции «Сейсмические технологии – 2017», на Международной научно-практической конференции «Геолого-геофизические исследования глубинного строения Кавказа: геология и геофизика Кавказа: современные вызовы и методы исследований» (2017), на конференции «Геодинамика, вулканизм,

сейсмичность и экзогенные геологические процессы природного и техногенного характера на Кавказе» (2014), на XLVI тектоническом совещании «Тектоника складчатых поясов евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения» (2014), на «Научной конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН» (2013 г, 2014 г, 2015 г, 2017 г, 2018 г). По теме диссертации опубликовано 11 статей в изданиях, рекомендованных ВАК РФ.

Структура и объём работы

Диссертация состоит из введения, 5 глав, изложенных на 132 страницах, содержит 51 рисунок и 2 таблицы. В первой главе описывается развитие представлений о разломах земной коры и методов их исследования, во второй - методы исследования. В главах №№ 3-5 приводятся данные и результаты изучения строения зон разломов на поверхности и в недрах в трех существенно различных геодинамических обстановках: 1) сейсмоактивного коллизионного Альпийско-Гималайского подвижного пояса; 2) сейсмоактивной окраины древней Восточно-Европейской платформы; 3) сейсмически пассивных внутренних районов древней Восточно-Европейской платформы.

Список литературы содержит 231 наименований научных работ.

Благодарности

Особую глубокую благодарность автор выражает своему научному руководителю д.г.-м.н. Евгению Александровичу Рогожину, который являлся не просто руководителем, но и чутким наставником, оказывавшим всевозможную поддержку и помощь в организации исследований и написании диссертации. Искреннюю благодарность автор выражает своему научному руководителю к.г.-м.н. Александру Николаевичу Овсяченко за ценные рекомендации на всех этапах написания работы и за руководство и поддержку на последних этапах. Автор глубоко признателен к. ф.-м. н. Андрею

Вениаминовичу Горбатикову за участие и поддержку, а также ценные советы и курирование работы по части геофизических методов. Автор выражает благодарность своим учителям и коллегам, сотрудникам ИФЗ РАН, к. г.-м. н. Л.И. Иогансон, к. г.-м.н. А.С. Ларькову, к.ф.-м. н. М.Ю. Степановой за помощь на различных этапах работы. Автор благодарит коллектив лабораторий Сейсмоtectоники и сейсмического микрорайонирования и Методов прогноза землетрясений ИФЗ РАН за плодотворные обсуждения, ценные рекомендации и поддержку; а также своих родных и близких, мотивировавших и вдохновлявших при написании работы.

ГЛАВА 1.

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗЛОМАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.

Интерес к изучению разрывных нарушений появился у ученых очень давно. Формирование элементов учения о разрывах началось в работах Карпинского [Карпинский, 1883, 1894], а в начале прошлого столетия появились первые попытки их классификации. В классификации разрывов, как и любых других объектов, существуют два взаимодополняющих принципа – морфологический и генетический. Морфологические классификации дизъюнктивных нарушений появились раньше генетических. Начало им положил Р. Гауссе, который в 1903 году предложил геометрическую классификацию разломов, в которой установил более 100 различных форм дизъюнктивных нарушений [Hause, 1903]. В 1905 году П. М. Леонтовский пересмотрел и сократил количество форм в классификации до 71 [Леонтовский, 1905], а в 1907 году В. И. Бауман ввел более простую классификацию [Бауман, 1907]. Он предложил не принимать во внимание положение разрывов относительно плоскости горизонта, что сократило число возможных сочетаний до 43, которые Бауман поделил на 5 групп при этом висячий блок разрыва условно принят за подвижный, лежащий — за неподвижный, а направлением перемещения считается линия, лежащая в плоскости сместителя и перпендикулярная к следу пересечения пласта и разрыва (сместителя): 1 группа — сбросы (висячий блок опущен); 2 группа — взбросы или надвиги (висячий блок поднят). В случае совпадения линии перемещения с простиранием разрыва выделяется третья группа нарушений — сдвиги. Косое положение этой линии по отношению к элементам залегания нарушения дает 4 группу перемещения — сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. К 5 группе относятся так называемые нейтральные нарушения, отвечающие вертикальному положению плоскости сместителя [Бауман, 1907]. Несмотря на то, что его классификация получила довольно широкое распространение и

фигурировала во многих учебных пособиях по горной геометрии, она довольно-таки абстрактна и оторвана от реальных природных соотношений. Российские ученые также предлагали классификации разломов, некоторые из которых заслуживают особого внимания – это классификации И. А. Молчанова (1935, 1939), В.В. Белоусова (1952), А. А. Белицкого (1953), М. В. Гзовского (1954).

И.А. Молчанов считал, что основой реальной классификации, отражающей природу перемещений, является установление направлений относительных перемещений блоков пород по плоскости разлома. Его классификация очень простая и охватывает все возможные комбинации [Кушнарев, 1977]. Если отбросить различные подклассы, то все перемещения в плоскости разлома сводятся к взбросам, сбросам, сдвигам и их комбинациям. Вертикальные и горизонтальные нарушения, не вошедшие в классификацию, могут решаться при условном принятии одного из блоков за висячий, а другой за лежащий. Классификация Молчанова очень схожа с классификацией В.А. Обручева (1932), а по терминологии созвучна с классификацией В. И. Баумана.

Классификации А. А. Белицкого (1953) и М. В. Гзовского (1954) имеют много общих черт. При разделении разрывов они учитывают реальные относительные перемещения блоков пород. Обе классификации базируются на таких принципах как соотношения между простираниями смещенного пласта и разрыва (продольные, поперечные, диагональные разрывы) и между углами и направлениями падения этих пластов и разрывов (более пологие по сравнению с падением разрыва и, наоборот, падающие в одну сторону или в противоположные, соответственно, согласные или несогласные). В классификациях так же учитывается «сдваивание» (нависание смещенных частей пласта) или «зияние» (расхождение пластов) и некоторые другие признаки. А.А. Белицкий (1953) признает существование только тангенциальных движений. В.В. Белоусов [1952, 1986] включает в классификацию раздвиги (результат простого раздвигания крыльев), поддвиги

(результат активности лежащего, пододвинутого крыла) и врезы (результат смещения в вертикальной плоскости).

В классификациях А.А. Белицкого и М.В. Гзовского сохраняется существенный недостаток, свойственный и более ранним работам, который отмечал И.А. Молчанов [Молчанов, 1939]: все они рассматривают не нарушение в целом, не дизъюнктив как таковой, а только вызванное им смещение пласта или жилы, совершенно не учитывая перемещение крыльев дизъюнктива.

Большой вклад в изучение и классификацию разломов внесли и такие ученые как В.И. Попов, В.Н. Огнев, В.А. Николаев, М.М. Тетяев. Так, М.М. Тетяев предложил классификацию тектонических движений, включающую колебательную форму тектогенеза, магматическую, складчатую и форму микроколебаний.

Исследования глубинных разломов описывал в своих работах Гоббс [Hobbs, 1911], затем данное направление получило развитие в работах Обручева (1912, 1915). Термин глубокий разлом был введен Н.Г. Кассиным (1934) на основе материалов изучения разломной тектоники Казахстана.

Среди исследований по изучению разломов особое место занимают работы А.В.Пейве. Он провел наиболее тщательный анализ глубинных разломов [Пейве, 1945]. Его первые статьи о глубинных разломах Земли, опубликованные в 1945 и 1956 гг, открыли новую страницу в изучении этих важнейших структур. А.В. Пейве акцентировал внимание на трех моментах: 1) о современном объеме понятия «глубинные разломы», 2) об их параметрах, как разрывов геологической среды и объемных, часто пограничных геологических телах, 3) об активизации разломов, в том числе в реальном времени. А.В. Пейве выделял следующие основные признаки глубинных разломов: большая глубина заложения (десятки и первая сотня километров) и значительная протяженность (сотни и первые тысячи километров); длительность и многофазность индивидуального развития (геологические периоды и даже эры); типоморфность формаций осадочных и магматических

горных пород для положительных и отрицательных горных структур. Он указывал, что разлом является узкой дизъюнктивной зоной, а не просто поверхностью контакта двух блоков литосферы. В современном понимании дизъюнктивная зона представляет собой сильно разрушенную трещиноватую среду, в которой имеют место значительные пластические (катакластические) деформации, обусловленные скольжением по границам трещин [Каракин и др, 2003]. На последующих этапах учение развивали В.Е. Хаин [Хаин, 1964], А.И. Суворов [Суворов, 1968] и В.В. Белоусов [Белоусов, 1975, 1978].

Так, В.Е. Хаин, в своих работах отмечал, что "функция глубинных разломов по отношению к окружающим структурам может меняться не только в пространстве, но и во времени" [Хаин, 1963]. Более подробно эту тему освятил А.И. Суворов. Он на примере Средней Азии и по геологическим материалам других регионов мира доказал, что заложение нового направления разломов возможно лишь тогда, когда уже имеющаяся сеть не способна в полной мере способствовать разрядке напряжений. Сохраняя постоянство направления, разломы совершенно не обязательно наследуют знак подвижек. Сохраняя унаследованную пространственную ориентировку, крупные глубинные разломы в зависимости от знака смещений могут изменять свой морфологогенетический тип. Развивая эту тему, А.В. Пейве показал, что классический принцип унаследованности в тектонике, выдвинутый в прошлом столетии советской и развивающийся российской школой тектонистов на основе анализа вертикальных и горизонтальных движений земной коры, бесспорно, подтверждается, прежде всего, у разломов. Это выражается в том, что всякая последующая тектоническая активизация, независимо от природы вызвавших ее тектонических сил, проявляется в подвижках по уже имеющимся в верхней части коры и литосферы разломам [Пейве, 1990].

Интерес к изучению разломов с каждым годом увеличивается. Это связано с тем, что движениями по ним вызывают целый комплекс явлений. Среди последних - порождаемые резкими (внезапными) подвижками землетрясения

и связанные с ними первичные и вторичные дислокации. В работе С.И. Шермана [Шерман, 2009] удачно собраны все виды опасности в виде единой схемы (см. рисунок 1.1).

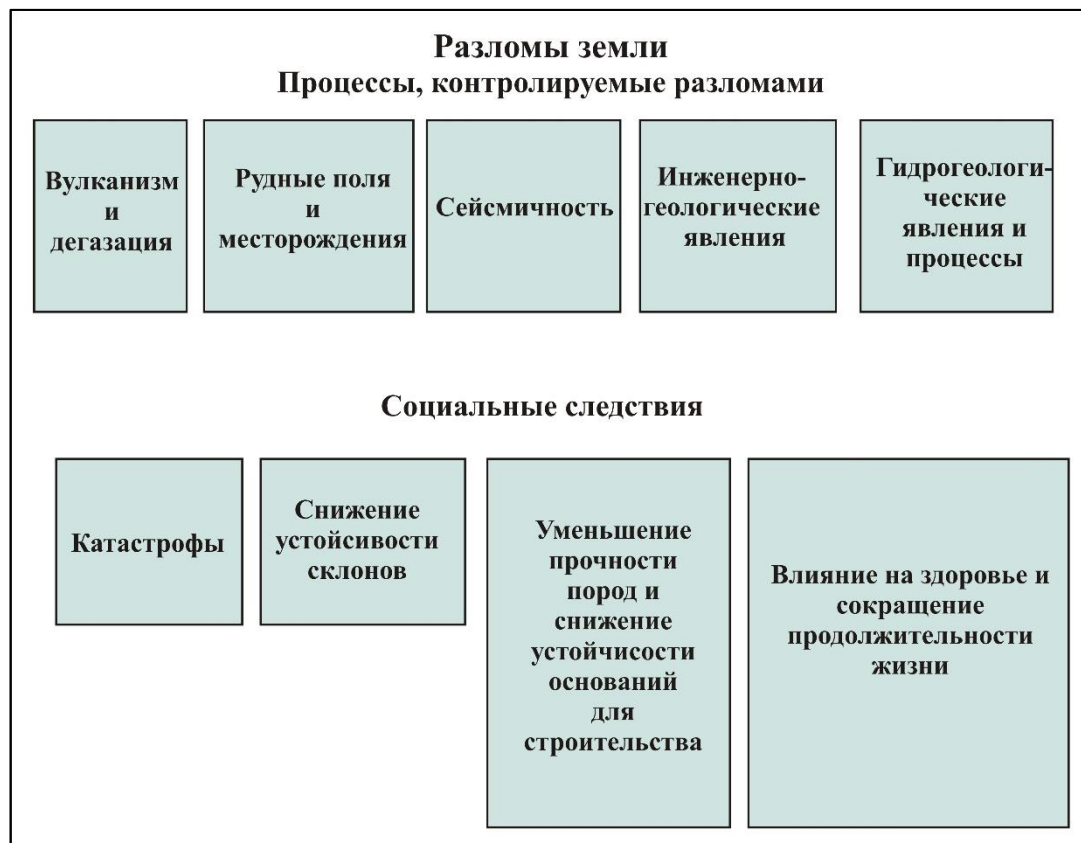


Рисунок 1.1 – Основные процессы и следствия, контролируемые глубинными разломами Земли [Шерман, 2009]

В контексте приведенной схемы изучение любых тектонических структур существенно зависит от поставленной цели исследований. Например, при региональных геолого-съёмочных работах главными классификационными критериями разрывных нарушений считаются их протяженность, амплитуда смещения, морфология и глубина проникновения. При разведке большинства полезных ископаемых основное внимание уделяется амплитуде смещения, размерам, соподчинению и кинематике разрывных нарушений и их соотношению со слоистостью пород, а также глубине залегания не вышедших на поверхность структур [Несмеянов, 2004].

Роль разломов в жизни Земли заключается не только в реализации тектонических напряжений, накапливаемых в земной коре. Дискретное строение земной коры обеспечивает её фундаментальное свойство – подвижность, то есть возможность осуществления обмена энергии между различными геосферами. На границах структурных блоков деформационные и геохимические процессы, движение флюидов и эманация газов, распределение, ассоциация и разделение элементов происходят наиболее активно.

Кроме того, с разломами связан вынос газов глубинного происхождения (например, обнаружены систематические выносы H_2 и ^3He). Для зон глубинных разломов характерен кливаж, кроме того эти зоны являются местами проявления разнообразного магматизма (интрузивного и эффузивного, основного и кислого).

В зависимости от целей и детализации исследований разломы можно последовательно представлять как двух- и трехмерные тела, которые, в свою очередь, из-за нестабильности развития и неоднократных активизаций необходимо рассматривать в координатах времени. Было введено понятие «область динамического влияния разломов» – часть окружающего разлом во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные, необратимые (пластические или разрывные) и обратимые (упругие, а также геофизические поля и др.) во времени следы деформаций и возмущений, вызванные формированием разлома и подвижками по нему [Шерман 2014]. На данный момент при анализе разломов как структур, контролирующих локализацию кратко- и долговременных геологических явлений, широко используется понятие «область динамического влияния». Ширина области динамического влияния разломов определяется множеством параметров, но главным образом – толщиной слоя, вовлеченного в деформирование, и длиной разрыва. По латерали область динамического влияния подразделяется на зоны. От центральной осевой линии разлома, как правило симметрично по обе ее стороны, последовательно выделяются зоны: 1) интенсивного

деформирования и дробления пород, 2) повышенной трещиноватости, вызванной движениями по сместителю, и 3) незначительных вариаций напряженного состояния, величины модификации которого не находят отражения в вещественном и структурном преобразовании вещества в околоразломном пространстве [Шерман, 2004]. По вертикали отражается изменение реологических свойств среды, что позволяет выделить пять зон: хрупкого и квазихрупкого разрушения, квазипластического, пластического и вязкого течения, что соответствует схеме распределения напряжений (рисунок 1.2) [Шерман, 2000, 2004]. Границы между зонами неотчетливые, с постепенными переходами от одной к другой. Глубины границ зависят от геодинамических режимов, типов напряженного состояния литосферы и генетически связанных с ними морфолого-генетических разновидностей разломов. Латеральная зональность строения разломов с вариациями интенсивности зон дробления по комплексу экспериментальных и геологических данных изучена К. Шольцем [Scholz, 2002] (рисунок 1.3). Такое строение крупных разломов в литосфере может объяснить проявление динамического влияния различных геолого-геофизических процессов и структур, которые формируются при развитии разлома, постоянны в пространстве и времени и могут рассматриваться как стационарная модель разлома.

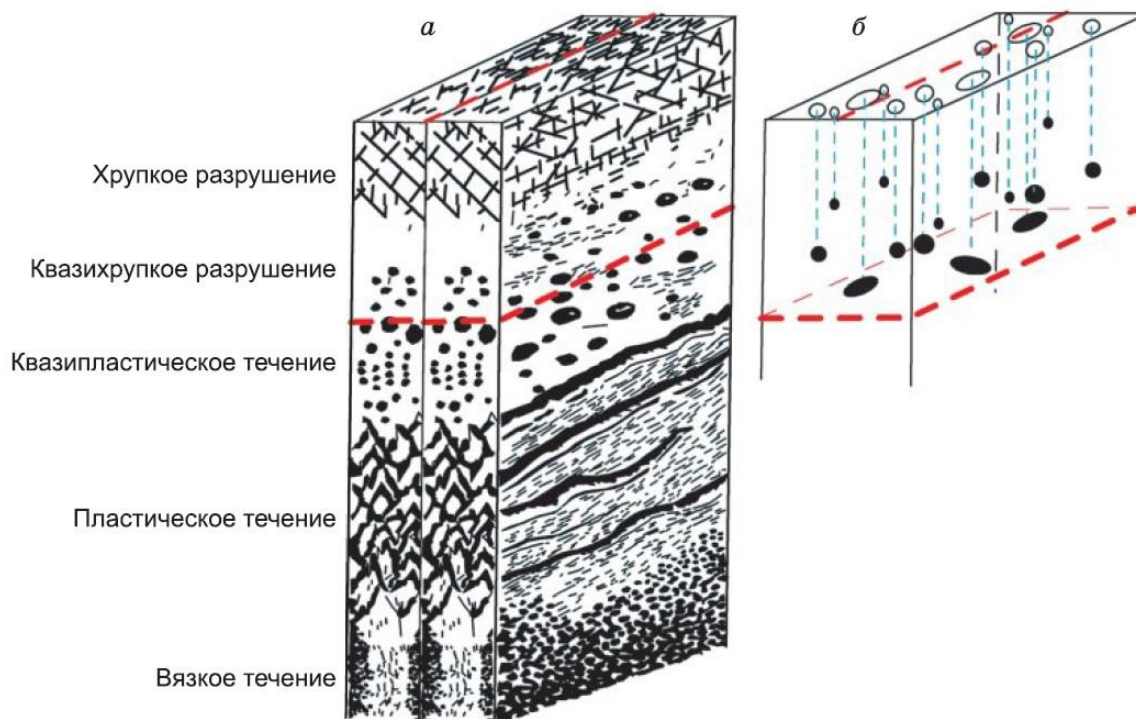


Рисунок 1.2 – Стационарная (а) и нестационарная (б) модели разломов.

На стационарной модели отражен вертикальный реологический разрез литосферы, на котором глубины горизонтальных границ между формами локальных структурных формирований изменяются в зависимости от типа напряженного состояния литосферы. На нестационарной, изменяющейся во времени, модели показаны очаги землетрясений, одновременно зарождающиеся в различных местах по сечению и простиранию разрыва, отражающие временные вариации различных физических полей околоразломной среды [Шерман, 2004]

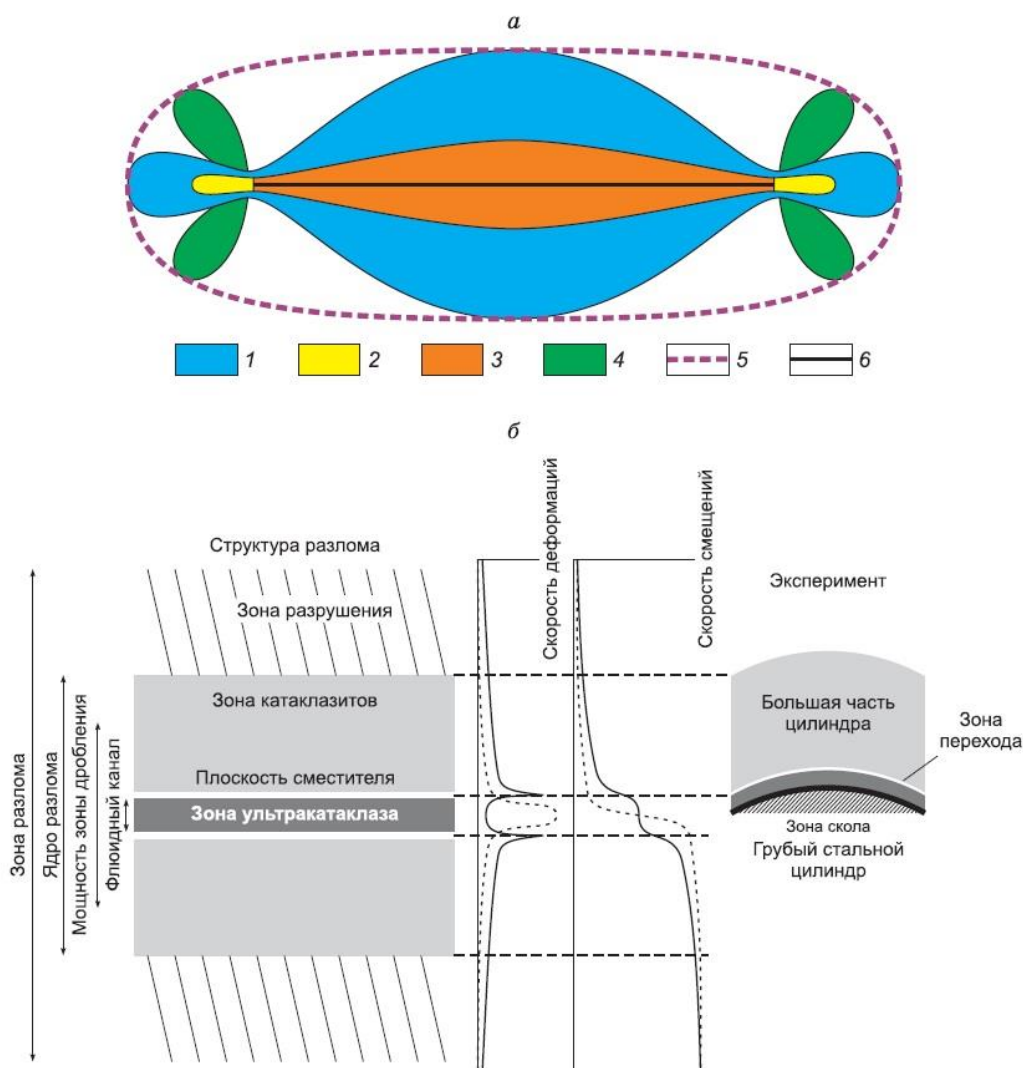


Рисунок 1.3 – Латеральная зональность строения разломов:

a – принципиальная модель распределения напряжений вокруг трещины: 1 – область повышения напряжений; 2 – область интенсивного повышения напряжений; 3 – область снижения напряжений; 4 – область слабого снижения напряжений; 5 – граница области динамического влияния разлома; *б* – осевая линия разлома (по: [Гзовский, 1975], с дополнениями); *б* – распределение типов тектонитов и скоростей деформаций в зоне разлома в поперечном сечении ([Scholz, 2002])

А.А. Спиваком и В.М. Цветковым [Спивак, Цветков, 2009; Спивак, 2011] была предложена новая модель зональной структуры разломов. Они рассматривают разлом как геологическое тело, представленное горной породой с разной степенью дробления в зависимости от расстояния до его середины. Эта модель описывает зависимость ширины зоны разлома от величины дифференциальной подвижки берегов в результате сдвига. Увеличения ширины зоны разлома происходит за счет дальнейшего дробления

пород, заполняющих зону. Эта модель несколько упрощает представления С. Шольца [Scholz, 2002] и С.И. Шермана [Шерман, 2004]. Дальнейшее уточнение понятия «область динамического влияния разломов» привело к появлению понятия «сейсмогенная ширина разломной зоны» [Кочарян и др., 2010, 2011] – это область, в которой сосредоточена основная часть землетрясений, приуроченных к рассматриваемой структурной единице. Линейная область наибольшей концентрации очагов землетрясений совпадает с местоположением оси разлома. Г.Г. Кочарян с коллегами предложили соотношение, связывающее сейсмогенную ширину разломной зоны с ее длиной. Они приняли за сейсмогенную ширину разломной зоны средний размер области, в которой расположены гипоцентры 75 % событий, и обобщили эти данные.

Детальные исследования межблоковых зон [Кочарян, Спивак, 2003] позволили определить вариации их деформационных характеристик в широком диапазоне размеров. Установлено, что протяженные разломы оказываются относительно более чувствительными к вариациям напряженного состояния по сравнению с более короткими разрывами, расположенными поблизости. Ослабление «чувствительности» также может относиться и к протяженным разрывам с эшелонированной, сегментированной внутренней структурой [Кочарян и др., 2010].

Анализируя связь между разломами и сейсмичностью необходимо сказать, что до недавнего времени геологи рассматривали разломы как образования далекого прошлого, не учитывая при этом их современную активность. Вместе с тем, специалисты уже давно обратили внимание на смещения земной поверхности при катастрофических землетрясениях. Чаще всего такие трещины рассматривали как приповерхностные нарушения грунта от сильных землетрясений. Однако, в конце XIX века И.В. Мушкетов [Мушкетов, 1890] показал, что такие разрывы являются выходами на поверхность разлома, подвижка по которому и была причиной землетрясения.

В итоге, при прогнозировании мест возможных будущих землетрясений живым разломам стало уделяться особое внимание.

Термин «живой», «активный» разлом появился в геологической литературе в конце 40-х годов XX века для обозначения разломов, проявляющих подвижность сейчас и способных проявлять её в ближайшем будущем [Трифонов, 2001]. Однако в геологии, где события могут длиться миллионы лет, понятие «сейчас» очень неоднозначно. По одним разломам движение земной коры происходит непрерывно, сопровождаясь частыми, но относительно слабыми землетрясениями (например, в Калифорнии, или на границе Тянь-Шаня и Памира). При этом по таким разломам фиксируются смещения дорожных покрытий, стен, заборов и т.п. на сантиметры в несколько лет. Другие разломы могут не проявлять признаков активности сотни и тысячи лет, а затем при сильном землетрясении дать смещения с амплитудой в метры. К таким разломам можно отнести некоторые фрагменты разлома Сан-Андреас в Калифорнии и крупнейшие разломы Монголии. А есть живые разломы, которые совмещают в себе сильные сейсмические импульсы с медленными движениями в промежутках между ними. Большинство живых разломов именно такие.

Термину «активный разлом» в научной литературе даются различные определения. Безусловно активными считаются разломы, современные смещения по которым зафиксированы геодезическими методами [Несмеянов, 2004]. В таком случае под современным активным разломом, представляющим опасность для инженерных сооружений, понимается зона линейной деструкции, в которой происходят современные короткопериодические (первые месяцы и годы) пульсационные и/или знакопеременные движения со скоростями относительных деформаций более чем 5×10^{-5} в год и землетрясения с $M \geq 5$ [Кузьмин, 2016].

Поскольку геодезическая или другая инструментальная характеристика современной подвижности разломов далеко не всегда бывает однозначной, основывается на небольшой длительности наблюдений, характеризует лишь

небольшую часть разрывных нарушений, наиболее надежными являются геолого-геоморфологические методы их выявления. А.А. Никонов предлагает называть активным разломом такое дизъюнктивное тектоническое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и (или) в недрах, которое несет признаки направленного перемещения, разделяемых им блоков (крыльев) в течение последних сотен тысяч лет (до 400 тыс. лет, но без строгого ограничения временного интервала) на величину не менее 0,5-1 м на базе (поперек нарушения) не более 0,5-1 км, т.е. со средней расчетной скоростью не менее сотых долей мм/год (величина деформаций выше 10^{-4}) [Никонов, 1995]. Такие смещения возможны иногда и по узким флексурам. В ставшей уже классической работе К. Аллена [Allen, 1975], упомянутый интервал составляет последние ~ 10 тыс. лет (голоцен). Вследствие неравномерности и дискретности тектонических движений для установления активности разлома предложено рассматривать достаточно длительный период времени, который в подвижных поясах охватывает поздний плейстоцен и голоцен, т.е. последние 100-130 тыс. лет [Трифонов, 1999]. В относительно стабильных регионах (платформы, внутриплитные орогены умеренной и слабой активизации) из-за вялости тектонических движений в подобный временной интервал предлагается включать и средний плейстоцен (ранний и средний неоплейстоцен в новой терминологии), т.е. последние 700 тыс. лет.

В сейсмическом районировании при выделении сейсмогенерирующих структур изначально учитывались протяженность, глубина проникновения и морфология [Гзовский, 1975; Губин, 1960, 1974; Несмеянов, 1974 и др.]. В современной системе взглядов учитываются прежде всего активные разломы, под которыми понимаются разломы с четко установленными смещениями позднеплейстоцен-голоценовых отложений и форм рельефа, и их сейсмический потенциал по инструментальным и палеосейсмологическим данным, а затем кинематика, глубина сейсмогенерирующего слоя, повторяемость землетрясений, скорость смещений [Трифонов, Кожурин,

2010, Трифонов и др, 2010]. При этом протяженность, которая обычно считается главным классификационным критерием, учитывается либо через соподчинение разрывных нарушений с помощью деления их на условные порядки, либо с помощью выделения таких категорий, как планетарные, региональные, локальные и т.п. [Николаев, 1961; Апродов, 1970; Несмеянов, 1972 и др.]. Для инженерных изысканий и сейсмического микрорайонирования основной интерес представляют разрывы, трещинные зоны и отдельные крупные трещины. Критерии изучения этих структур наиболее полно разработаны применительно к сейсмическому микрорайонированию, при котором ведется также и инженерно-геологическое районирование стройплощадок и прилегающих к ним территорий [Тектонические..., 1982].

На сегодняшний день основная парадигма заключается в том, что землетрясения являются результатом внезапного проскальзывания на заранее существующем геологическом разломе. Кумулятивное смещение по разлому производится повторением этих внезапных проскальзываний, которые периодически происходят на каждом активном разломе или сегменте разлома. Сегодня такой подход почти безоговорочно принимается как в сейсмологии, так и в геодинамике, хотя в деталях воззрения разных научных школ и групп специалистов во многом расходятся [Кочарян, 2016]. С точки зрения механики тектонические разломы земной коры представляют собой участки пониженной прочности геосреды, которые следует рассматривать как слабое звено в системе тектонических объектов, определяющее уровень девиаторных напряжений, действующих в окружающих массивах горных пород [Ребецкий, 2009].

Большая часть глубинных разломов вертикальны [Белоусов, 1989]. Но есть и наклонные разломы. По относительным смещениям крыльев глубинных разломов могут быть выделены: глубинные врезы - разломы с существенно вертикальным относительным перемещением крыльев (этот тип разломов явно преобладает); глубинные раздвиги, характеризующиеся горизонтальным

раздвижением крыльев; глубинные сбросы со смещением висячего крыла вниз; глубинные взбросы и надвиги со смещением висячего крыла вверх.

Глубинные взрезы проявляются с наибольшей активностью там, где амплитуды и контрастность вертикальных движений земной коры максимальны. Амплитуды больших взрезов измеряется километрами, достигая в некоторых случаях 20 км. Глубинные раздвиги и сбросы характерны для областей рифтового режима. В пределах континентов они позволяют говорить о явлении растяжения литосферы на несколько километров [Белоусов, 1989].

Глубинность разломов определяется не только их большой протяженностью и большими амплитудами относительных смещений прилегающих участков земной коры, но и тем, что по таким зонам к поверхности поднимаются магмы, в том числе и подкорового происхождения. В настоящее время известно, что многие глубинные разломы пересекают всю толщу земной коры и проникают в верхнюю мантию земли. Это подтверждается в том числе геофизическими данными [Вольвовский и Вольвовский, 1975]. В то же время широко распространены разломы, затухающие в пределах земной коры.

Расположение деформации в нижней части хрупкого разлома обусловлено пограничными условиями [Paterson, 2007]. Численные модели показывают, что перенос напряжений от нижней части разлома приводит к увеличению скоростей деформации в выступе, простирающемся вниз в пластичный слой. Максимальные скорости деформации находятся чуть ниже верхней части разлома и уменьшаются с увеличением глубины и времени [Ellis and Stockhert, 2004].

При этом экспериментально доказано, что небольшие вариации вещественного состава магистральных зон разломов могут приводить к значительному изменению доли сейсмической энергии, излучаемой при динамической разгрузке прилегающего участка массива [Адушкин и др., 2016].

Распределение и длина активных разломов, как правило, являются основными входными данными для оценки сейсмической опасности в регионах активной тектоники [Albee and Smith, 1966; Slemmons, 1977; Bonilla et al., 1984; Wesnousky et al., 1984; Wells and Coppersmith, 1994; WGCEP, 1995; Frankel and Petersen, 2002]. Поскольку длины сейсморазрывов обычно меньше, чем вся длина нанесенного на карту разлома, на котором они происходят, анализ сейсмической опасности может столкнуться с проблемой при принятии решения о том, как установить пределы вероятной продолжительности будущих землетрясений на отображенных активных разломах [Wesnousky, 2008]. Разломы, как правило, не являются непрерывными, а обычно состоят из сегментов, которые отображаются в виде ступеней на карте, и эти разломы могут играть контролирующую роль в ограничении степени разрыва при землетрясении [Segall and Pollard, 1980; Sibson, 1985; Wesnousky, 1988]. Изменчивость поведения для шагов размером менее 3–4 км частично отражает изменчивость трехмерного характера разрывов, нанесенных на карту на поверхности. Влияние на распространение разрыва может варьировать, если, например, подземные структуры различаются или не распространяются на равные глубины через сейсмогенный слой [Simpson et al., 2006; Graymer et al., 2007].

Одним из современных методов изучения глубинных разломов можно считать метод выявления сейсмической анизотропии [Vauchez et al., 2012]. Она является убедительным доказательством когерентной деформации в областях шириной несколько десятков километров в литосферной мантии под крупными трансформными разломами. Но этот метод имеет несколько изъянов, которые ограничивают использование расщепления S-волны для определения наличия мантийных разломов на глубине. Если деформация локализована в тонких зонах (ширины км), то зоны мантийного сдвига не приведут к измеримому расщеплению S-волны. Зоны с малым погружением сдвига будет сложнее обнаружить, чем с круто погружающимися, так как в первом случае почти вертикально распространяющиеся S-волны будут

пересекать зону сдвига под большим углом, тогда как в зоне крутого погружения она будет распространяться вдоль зоны сдвига и Анизотропный путь может составлять столько же, сколько и вертикальная протяженность разлома. Тем не менее, измерения расщепления S-волны предоставили убедительные доказательства устойчивости крупных разломов в литосферной мантии. Предпочтительными целями для таких исследований являются границы активных трансформирующих пластин. Но активные разломы не всегда имеют такие крупные масштабы.

Обычно при выделении разломов используют комплекс геолого-геоморфологических, геодезических и геофизических методов. Использование геофизических данных дает возможность существенно уточнить представление о природе разлома, определить глубину его проникновения, протрассировать отдельные нарушения, выявленные при региональных геологических исследованиях, обнаружить неизвестные разломы и т.д. [Комплексирование... Никитский В.Е., Бродовой В.В. (ред.), 1987].

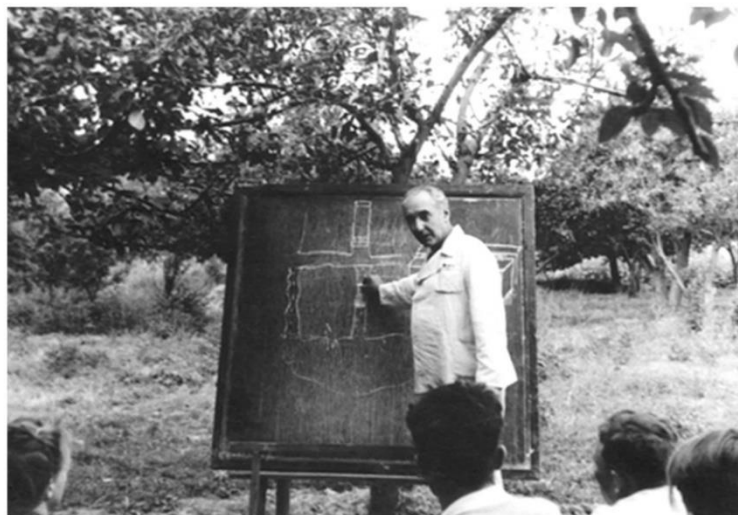
В последние годы кардинальное продвижение в понимании природы геодинамических процессов было достигнуто благодаря новым направлениям, представляющим собой синтез геологических, геофизических и геохимических подходов. Эти тенденции в полной мере проявились и в развитии сейсмотектоники, располагающей ныне эффективным арсеналом количественных методов изучения современных движений земной коры и разломной тектоники (GPS, GLONASS и InSAR-технологии, анализ космических снимков земной поверхности в различных диапазонах длин волн), морфотектоники (тектонической геоморфологии) а также возможностью исследования истории региональной сейсмичности методом тренчинга и радиоуглеродного датирования сейсмодислокаций древних землетрясений.

В связи с этим произошло расширение самого предмета сейсмотектоники от изучения связи землетрясений с зонами активных

разломов литосферы до исследования роли сейсмических процессов в эволюции региональных тектонических обстановок (А.О.Глико) [в кн. Рогожин, 2012].

В последние десятилетия все больше научных коллективов используют комплексный методический подход в практических исследованиях разломных структур. В России такой комплексный подход был развит Е.А. Рогожиным. Для изучения разломных зон использованы InSAR-технологии, анализ космических снимков, высокоточные GPS наблюдения, геолого-геоморфологический и палеосейсмогеологический методы в совокупности с новыми геофизическими методами пассивной сейсморазведки. При этом Е.А.Рогожин указывает [Рогожин, 2013], что во многом в своих исследованиях строения зон глубинных разломов он опирается на идеи А.Г. Гамбурцева. В частности, он анализирует, какие из поставленных Г.А.Гамбурцевым еще в пятидесятые годы прошлого столетия вопросы можно дать ясный ответ в свете накопленных за последние десятилетия сейсмологических, геологических и геофизических данных.

Это в первую очередь относится к проблемам изучения сейсмогенерирующих структур: способам их выявления, поверхностного и глубинного строения, классификации, степени активности, а также других особенностей, которые характеризуют сейсмотектоническую обстановку. Г.А.Гамбурцев считал, что землетрясение - не случайное явление, оно связано с жизнью земной коры. Поэтому он развивал представление о сейсмических швах, о формах их взаимодействия, о процессах медленных смещений по ним и быстрой разрядки напряжений в виде сейсмических толчков. Большое внимание Г.А.Гамбурцев уделял и другим сейсмотектоническим проблемам, возникающим, в частности, при составлении карт общего сейсмического районирования (соотношение эпицентров землетрясений и сейсмических швов, определение прогнозного балла, сейсмических швов, определение прогнозного балла, выделение зон разной балльности и др.).



Г.А. Гамбурцев читает лекцию о сейсмических швах участникам экспедиции ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование). Киргизский хребет, д. Сосновка, 1953 г.

Рисунок 1.4 – Фото: [Певнев, 2015]

Цель диссертационной работы ставилась с учетом появления современных геофизических методов глубинного исследования и исходя из модели геодинамического процесса Г.А.Гамбурцева, которая состоит в том, что в своем развитии «...Земная кора расчленялась на относительно более прочные участки - "блоки" земной коры - и относительно менее прочные участки - ослабленные зоны, образующиеся в области сочленения соседних блоков при их относительном движении. Крупные блоки могут состоять из нескольких блоков и внутренней системы ослабленных зон. Большинство этих ослабленных зон, по всей видимости, состоит из серии глубинных разрывов, возможно, частично "залеченных". Они легче, чем блоки, подвергаются последующим разрушениям и в них, как правило, располагаются очаги землетрясений. Глубинные зоны сочленения блоков земной коры, отличающиеся той или иной степенью сейсмичности, будем называть сейсмическими швами. Простейшей моделью сейсмического шва может служить однородный упругопластичный вертикальный или наклонный "слой", прочность которого различна в разных частях, оставаясь в среднем меньше, чем прочность блоков» [Гамбурцев, 2007, с.149].

ГЛАВА 2.

АНАЛИЗ И ВЫБОР ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМОВ

Особенность работы состоит в применении к изучению активных разломов и разломных зон, особенно, с точки зрения их распространения на глубину, метода пассивной сейсморазведки - метода микросейсмического зондирования – наряду с известными геолого- геоморфологическими методами. Такое сочетание методов было выбрано не случайно. В ходе полевых исследований автор имел возможность многократно проанализировать высокую степень корреляции результатов между геологическими данными и данными ММЗ. Интерпретация результатов производится в единой пространственной шкале, практически с точностью до 300 метров и меньше. Интерпретация результатов в пространственной привязке «поверхность - глубинный разрез» дает существенное преимущество. Примеры такой постановки и интерпретации будут показаны в ходе изложения нижеследующих глав.

2.1 Геолого-морфологические методы

Методика геолого-геоморфологического изучения активных разломов разрабатывалась в подвижных поясах, где относительно велика скорость движений, а смещения при современных и исторических землетрясениях происходили довольно часто. Такие условия облегчают распознавание и определение параметров активных разломов (активными принято считать разломы, проявляющие активность на протяжении позднего плейстоцена и голоцена, т.е. последние 100-130 тыс. лет [Трифонов и др., 1999]). Изучение происходит следующим образом: сначала выявляются новейшие разломы и тенденции неотектонического развития территории, затем определяются наиболее вероятные области и зоны самой молодой активизации, где

концентрируются дальнейшие исследования. Для этого выполняется дешифрирование материалов дистанционного зондирования, позволяющее предварительно закартировать разломы, диагностировать их или, по меньшей мере, наметить участки, наиболее подходящие для наземной диагностики. Наземными наблюдениями уточняются и дополняются факты деформаций и смещений молодых элементов рельефа и отложений, определяется их возраст, выявляются проявления сильных землетрясений. Дополнительными признаками современной активности служат: смещения, выявляемые повторными геодезическими наблюдениями; приуроченность к зоне разлома эпицентров землетрясений; фокальные механизмы землетрясений как показатели направления движений; геотермические и газо-гидрохимические аномалии, свидетельствующие о современной проницаемости [Трифонов и др., 1993].

Задача *структурно-геоморфологического анализа* заключается в выявлении и изучении характера выраженности в рельефе геологических структур различного типа и возраста. Он основан на сопоставлении морфологических особенностей поверхности Земли с геологической структурой и составом новейших отложений. Методика исследований направлена на выявление прямой или косвенной связи между современными формами рельефа и строением земных недр. Такой комплекс приемов включает в себя анализ гипсометрии современного рельефа, древних береговых линий, аллювиальных террас, положения дочетвертичной поверхности и дешифрирование материалов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [Николаев, 1988]. Таким образом выявленные тектонические деформации молодых форм рельефа и аномальные проявления экзогенных процессов, структурно связанных с этими деформациями на площади, объединяются в линейные структуры (зоны активных разломов) и привязываются на местности с большой точностью. С применением этих методов значительно облегчаются полевые наблюдения.

Для изучения проявлений тектоники в современном рельефе (морфотектоники) применяется тематическое дешифрирование в морфоструктурном и морфодинамическом аспектах. Изучение морфодинамики территории включает в себя выявление динамики развития рельефа и накопления рыхлых отложений в голоцене и позднем плейстоцене, выделение современных и древних морфолитодинамических комплексов с прослеживанием характера их поведения в зонах влияния разломов и современные проявления экзогеодинамики.

Морфоструктурный аспект с применением материалов ДЗ подразумевает выявление элементов тектоники по совокупности структурных черт рельефа. Принципиальной основой такого анализа является предполагаемое соответствие рельефа темпам и характеру эндогенных процессов, что определяет две составляющие морфотектонического картирования (морфоструктурную и морфодинамическую) [Флоренсов, 1978]. Смещения блоков в процессе неотектонической активизации создают основные черты рельефа - морфоструктуры, ограниченные разломами, а характер экзогенной геодинамики отражает характер современной геодинамической активности в пределах блоков и межблоковых линейных зон.

Наиболее благоприятным геоморфологическим объектом для выявления молодых (голоценовых) и современных тектонических движений являются речные долины, так как речное русло особенно чувствительно ко всякого рода тектоническим перемещениям. Перестройка речного русла во времени неизбежно отражается на морфологии поймы, склонах речной долины, особенностях ее геоморфологического строения, находящих отражение в количестве, высоте, типах речных террас, их сохранности и характере поведения. При этом изучение речных пойм, имеющих обычно позднеголоценовый возраст (сотни – первые тысячи лет), и современного русла (десятилетия) позволяет делать вывод об особенностях и тенденциях проявления молодых и современных тектонических движений. Облик же

речной долины в целом отражает суммарное проявление тектонических движений за время ее существования, т. е. за тот или иной отрезок времени неотектонического этапа [Николаев, 1988].

В основе методики количественной оценки новейших тектонических движений лежит анализ современных и первоначальных гипсометрических положений опорных геоморфологических уровней. В качестве таких уровней как правило берутся древние поверхности выравнивания, которые благодаря своему широкому распространению позволяют устанавливать амплитуды новейших перемещений как отдельных блоков земной коры, так и крупных регионов в целом [Белоусов, 1975, Крестников, 1954: Резвой, 1953, 1955, и др.].

Также в работе использованы результаты палеосейсмогеологических исследований, которые предоставляют возможность проверить оценки сейсмического потенциала и оценить период повторяемости сильных сейсмических событий. Этот подход основан на том, что сильнейшие землетрясения далекого, часто доисторического прошлого оставляют на поверхности следы – палеосейсмодислокации [Флоренсов, 1960; Солоненко, 1962]. Среди них выделяется два основных типа: первичные (сеймотектонические разрывы, отражающие выход плоскости разрыва на земную поверхность) и вторичные (сейсмогравитационные и вибрационные, представляющие собой следствие сейсмических сотрясений), а также промежуточный тип – гравитационно-сеймотектонические [Солоненко, 1973]. Использование палеосейсмогеологического метода позволяет преодолеть затруднения при ответе на три важнейших вопроса, всегда возникающих при оценке сейсмической опасности любого региона. Первый – уровень максимальной магнитуды ожидаемых землетрясений, второй – период повторяемости разрушительных сейсмических событий, третий – конкретные места их вероятного возникновения, т. е. геологические структуры, ответственные за реализацию потенциала разлома [Рогожин и др., 2014a]. В процессе сеймотектонических исследований ставится задача выявления и изучения всех возможных следов сейсмогенной активизации

рельефа и активных тектонических деформаций земной поверхности. Основное внимание при таких исследованиях направлено на выявление активных разломов, с которыми связаны сеймотектонические разрывы, сейсмогравитационные образования (оползней, обвалов и т. п.) и сеймовибрационные структуры (следов сейсмогенного разжижения рыхлых обводненных осадков). Подробно методика таких исследований описана в работах: [Трифонов, Кожурин, 2010; Палеосейсмология, 2011; Рогожин, 2012 и др.].

2.2 Метод микросейсмического зондирования (ММЗ)

Для изучения глубинной структуры земной коры был использован метод микросейсмического зондирования (ММЗ), который для данного исследования оказался наиболее удобным и функциональным среди других геофизических методов.

ММЗ [Горбатилов, 2006; Горбатилов и др., 2008а; 2008б] – это метод пассивной сейсморазведки, измерения в котором выполняются по принципу “отдельной станцией последовательно в точках сети или профиля”. Вначале ММЗ развивался в значительной степени как эмпирический метод – экспериментальный, базирующийся на практическом опыте [Горбатилов и др., 2008а; 2008б]. В дальнейшем стали исследоваться теоретические основы ММЗ [Горбатилов, Цуканов, 2011; Цуканов, Горбатилов 2015; Яновская, 2017] и разрабатываться модификации его применения [Жостков и др., 2015]. В данном разделе приведены методические основы используемой технологии, которые наиболее полно раскрыты в следующих публикациях: [Кугаенко, и др., 2018, Рогожин и др., 2016]

В качестве зондирующего сигнала используются фоновые микросейсмические колебания с частотой $f < 1$ Гц. Наиболее признанные механизмы генерации низкочастотных микросейсм – прямая передача вариаций давления крупных атмосферных вихревых образований

непосредственно на поверхность суши, либо через водную толщу на дно акваторий с последующим распространением по континенту. Более высокочастотные вариации давления могут порождаться ветровым воздействием на поверхность континента и океана, воздействием прибоя, а также вследствие зарождения внутренних гравитационных волн в слоях океанических вод в районах с протяженным шельфом. ММЗ базируется на ряде предположений:

- генерация микросейсм происходит в дальней от наблюдателя зоне, регистрируемое микросейсмическое поле является результатом интерференции волн разных типов, оно носит случайный характер;
- в микросейсмическом поле по энергии преобладают волны поверхностного типа; вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественным вкладом *фундаментальных* мод Рэлея (наличие высших мод минимально);
- среда, в которой распространяются микросейсм, влияет на формирование и распределение их спектральных характеристик; к модели среды не предъявляется требование локальной горизонтальной слоистости, она может иметь вертикальные границы и неоднородности.

В ММЗ используются пространственные вариации спектров мощности микросейсмических сигналов. Информативным параметром является степень искажения спектров исходного микросейсмического поля при его рассеянии на скоростных неоднородностях. Фазовая информация не используется. Форма и глубина залегания неоднородности оценивается по пространственному распределению искажений спектра исходного поля, фиксируемого на земной поверхности, и частот, на которой эти искажения проявляются в максимальной степени.

Родственные методы

Распространёнными в мире методами, родственными ММЗ, являются:

- 1) модификации метода поверхностно-волновой томографии на основе оценки фазовой части функции Грина по кросс-корреляционной функции [Snieder,

2004; Shapiro, Campillo, 2004; Sabra et al., 2005; Shapiro et al., 2005; Королева и др., 2009];

2) модификации метода пространственной корреляции (*SPAC*-методы) [Aki, 1957; Malagnini et al., 1993; Chouet et al., 1998; Ohori et al., 2002; Zhang et al., 2004; Chaves-Garcia et al., 2005; Okada 2006];

3) модификации метода отношения компонент (*H/V*-методы) [Nakamura, 1989; Panou et al., 2004; Tanimoto, Alvizuri, 2006; и др.]

Горизонтальное разрешение этих методов составляет величину $2 \div 3\lambda$ (λ – длина волны фундаментальной моды Рэля, взаимодействующая с неоднородностью). При всем разнообразии технологий реализации (применение сейсмических групп или отдельных точечных измерений) перечисленные подходы объединены тем, что используемая в них модель формирования микросейсмического поля базируется на представлении об обязательной выдержанной локальной слоистости среды.

Микросейсмическая съемка

Методика проведения полевых измерений сводится к накоплению спектра мощности микросейсмического сигнала в течение некоторого времени последовательно от точки к точке вдоль профиля одним или несколькими переносными датчиками. Одновременно регистрируется микросейсмический сигнал на опорной точке в пределах исследуемого полигона. Коррекция на нее выполняется для устранения эффекта нестационарности зондирующего микросейсмического сигнала. В зависимости от поставленной задачи возможно проведение как профильной, так и площадной съемки.

Скоростная модель

ММЗ позволяет построить разрез локальных скоростных пространственных вариаций по отношению к некоторой средней региональной скоростной модели, которая либо берется из независимых источников, либо оценивается независимо от ММЗ с помощью активных или пассивных сейсмологических методов (например, метод *SPAC*). Степень

отклонения от региональной скоростной модели выражается в децибелах и определяется согласно тоновой шкале. Известно, что дисперсионная кривая, рассчитанная по горизонтально слоистой скоростной модели, ведет себя достаточно устойчиво по отношению даже к значительным вариациям скоростей в слоях исходной модели, с чем, кстати, связана неединственность решения обратной задачи строения на основе измерения дисперсионной картины. Это отмечается многими исследователями. Обратим внимание, что ММЗ позволяет получить разрез в параметрах вариаций скоростей по отношению к региональной скоростной модели, но при этом используется лишь дисперсионная кривая, соответствующая этому скоростному разрезу. Саму скоростную модель разреза можно при этом не определять, любая выбранная региональная скоростная модель должна обеспечивать используемую в расчете дисперсионную кривую.

Вопросы численного моделирования, теоретического обоснования, разрешающей способности, источника ошибки, исследование эффекта «сверхразрешения» и прямой задачи подробно описаны в работе [Кугаенко и др., 2013].

В заключении к методическому разделу отметим, что оценка решения обратной задачи в ММЗ, так же, как и в большинстве геофизических методов, неединственна. Невозможно восстановить сложный комплекс параметров среды, исходя только из распределения амплитудной реакции неоднородностей на облучение микросейсмическими волнами. Но численное моделирование и аналитический подход позволяют констатировать, что результаты ММЗ вполне могут быть использованы для геологической интерпретации, хотя количественно они могут содержать определенную ошибку. В большом количестве практических случаев анализ неучтенных ошибок решения обратной задачи по глубине показывает, что для геологической интерпретации они не имеют принципиального значения; а в горизонтальное положение объектов ММЗ ошибки не вносит. В частности, возможность выделять субвертикальные структуры и исследовать объекты с

глубинными “корнями” продемонстрирована для грязевых вулканов и кимберлитовых трубок [Собисевич и др., 2008; Горбатиков и др., 2009; Danilov, 2017]. Накапливается опыт исследований магматических аппаратов различных активных вулканических областей: вулканический остров Эль Иерро в Канарском архипелаге [Gorbatikov et al., 2013], вулкан Эльбрус на Кавказе [Рогожин и др., 2016], Авачинский вулкан и Узон-Гейзерная вулканотектоническая депрессия на Камчатке [Аббадыров и др., 2014; Кугаенко и др., 2015]. Первые результаты исследований конфигурации “корней” вулканов в центральной части Толбачинского Дола представлены в работе [Кугаенко и др., 2013].

2.3. Проверка работоспособности метода микросейсмического зондирования и оценка его применимости для различных геологических объектов

Вопрос о правомерности и применимости ММЗ лежит за пределами настоящей работы. Тем не менее, целесообразно сделать небольшой анализ подходов к оценке работоспособности методов, которые не имеют еще прямых аналогов. Таким является ММЗ, поскольку он принципиально отличается среди ближайших родственных методов. ММЗ относится к методам сейсморазведки, однако в качестве информативного сигнала он использует не временной или фазовый набег сейсмических волн, а амплитудные искажения волн при их взаимодействии с геологическими неоднородностями.

Проверка правильности метода как правило включает в себя:

- Численное (математическое) моделирование
- Экспериментальную проверку
- Проверку предсказательной силы.

Экспериментальная проверка в свою очередь проходит в 2 этапа:

1. физическое моделирование на искусственных объектах
2. проверка на реальных геологических объектах *in situ*

На реальных объектах правильность метода проверяют при помощи сравнения с геологическими моделями по результатам бурения и сравнения с результатами других методов по одному и тому же объекту.

Математическое моделирование является первым, самым распространенным и наиболее важным этапом. Матмоделирование подразумевает решение прямой и обратной задачи с использованием системы уравнений, описывающих физические законы, лежащие в основе формирования информативного сигнала для метода. Здесь есть несколько очевидных трудностей.

Во-первых, не всегда при решении прямой задачи удается описать в моделях все условия, сопутствующие реализации физических явлений, лежащих в основе метода. Так или иначе постановку прямой задачи приходится максимально упрощать или описывать в определенных приближениях, что, в конечном итоге удаляет задачу от реальных обстоятельств (особенно это важно, принимая во внимание, что геологическая среда чрезвычайно сложна, и не всегда даже можно предусмотреть все условия, влияющие на формирование информативного сигнала при реализации метода).

Во-вторых, не всегда прямая задача имеет точное аналитическое решение, а решения в асимптотических приближениях довольно часто не могут привести к искомому результату. В настоящее время ввиду развития вычислительных средств и численных методов все более широко прибегают к численному моделированию при решении прямой задачи. В частности, базовые физические явления, формирующие информативный сигнал в ММЗ были промоделированы численно. Сложности на этом пути заключаются в несоответствии вычислительных возможностей, с одной стороны, и сложностью, размерами и подробностью требующейся модели, с другой стороны. Как и в аналитических решениях, приходится иногда

непозволительно сильно упрощать модель, см., например, [Горбатилов, Цуканов, 2011; Цуканов, Горбатилов 2015]

В этой связи не теряют актуальности экспериментальные подходы к проверке методов. Экспериментальные подходы очевидно разделяются на физическое моделирование на лабораторных искусственных объектах и специальные эксперименты на искусственных объектах, помещенных в природную среду. При кажущихся преимуществах лабораторного моделирования (возможность контролировать размеры и механические параметры включений, возможность контролировать частоту сигнала источника, длину волны и т.п., удобство при повторных измерениях) выясняется, что искусственные объекты, помещенные в среду, имеют преимущество. Основная причина - конечность модельного объема. В ММЗ используются микросейсмические волны, источник которых может располагаться за сотни километров от площадки исследования. После взаимодействия волны также расходятся по пространству, практически бесконечному в сравнении с размерами облучаемого объекта. В лабораторном моделировании невозможно избежать многократных отражений от бортов конечной модели, что делает невозможным выделение и исследование устойчивых эффектов. Трудности моделирования на объектах, помещенных в реальную среду связаны, во-первых, с большей трудоемкостью экспериментов, и, во-вторых, с невозможностью варьировать в широком диапазоне параметры источника волн и механические параметры облучаемого объекта. Тем не менее такие эксперименты для ММЗ проводились и описаны в работе [Смагличенко, 2014].

Наиболее привлекательно выглядит экспериментальная проверка метода на реальных геологических объектах, которые известны по результатам исследования другими геофизическими методами или по результатам бурения. Хотя и здесь могут возникнуть некоторые сложности, связанные либо с недостаточно подробным знанием структуры геологического объекта из бурения (как правило, связано с большими

затратами на бурение), либо с ограничениями, свойственными любому другому геофизическому методу (даже широко применяемому в промышленности) ввиду природы физического явления, лежащего в его основе.

Наконец, при всех ограничениях и несоответствиях, представляется, что метод хорошо верифицируется, если он обладает определенной предсказательной силой. В геологии единственным надежным методом верификации принято считать бурение. Хотя, возможно, это также не дает полного представления о верификации, поскольку до конца не бывает известно, как именно некоторый геологический объект формирует вокруг себя физическое поле параметров, которые как раз и измеряются с помощью геофизического метода (к тому же никогда не известна до конца даже геометрия геологической структуры *in situ*). Тем не менее, если исходить из того, что геофизические методы служат для нахождения и лоцирования геологических объектов, то подтверждение бурением все же нужно признать наиболее весомым аргументом в пользу работоспособности геофизического метода.

Из-за невозможности полного изучения строения геологических объектов *in situ* представляется целесообразным для верификации метода предпринимать некоторые методические приемы. Среди них, например, выполнение профилирования не одним, а двумя близко лежащими профилями. В этом случае можно ожидать, что если метод «работает», то разрезы по профилям должны показывать близкий результат, но с небольшим пространственным трендом. Возможно также выполнение повторных измерений по той же сети точек, по которой ранее была выполнена съемка. В этом случае возможно ожидать, во-первых, подтверждение полученной структуры, и, во-вторых, получить представление об ошибках, привносимых установкой аппаратуры, погодными условиями и т.п. Кроме того, очень полезной бывает практика производства геофизической съемки однотипных геологических структур (например, разломы, оползни, трубки взрыва и пр.). В

этом случае даже при неполной верификации метода можно систематизировать их «геофизические портреты».

Как показывает краткий анализ, не существует каких-то способов, которые полностью гарантируют проверку геофизических методов. В настоящей диссертации автор предлагает рассмотреть некоторые практические примеры верификации, основанные на сопоставлении результатов ММЗ с результатами применения других геофизических методов и с результатами бурения, взятых из уже опубликованных данных, и по мнению автора наиболее ярко демонстрирующих работу выбранного метода:

Первый пример относится к территории Астраханского газо-конденсатного месторождения. [Горбатилов и др, 2004а; Горбатилов и др, 2004б] На рисунке 2.1(а, б) представлено сопоставление карты глубин кровли солей по данным бурения и экспериментальной карты относительной интенсивности микросейсм, представленной для спектральной частоты $f=0.235$ Гц.

Известно, что пластовые скорости в куполах каменной соли повышены. По данным Астраханской геофизической экспедиции ПГО «Центргеофизика» Мин. Геологии СССР они составляют $V_p=4450-4500$ м/с, а в мульдах, представленных ангидритами с прослоями солей и терригенных пород, скорости $V_p=3940$ м/с.

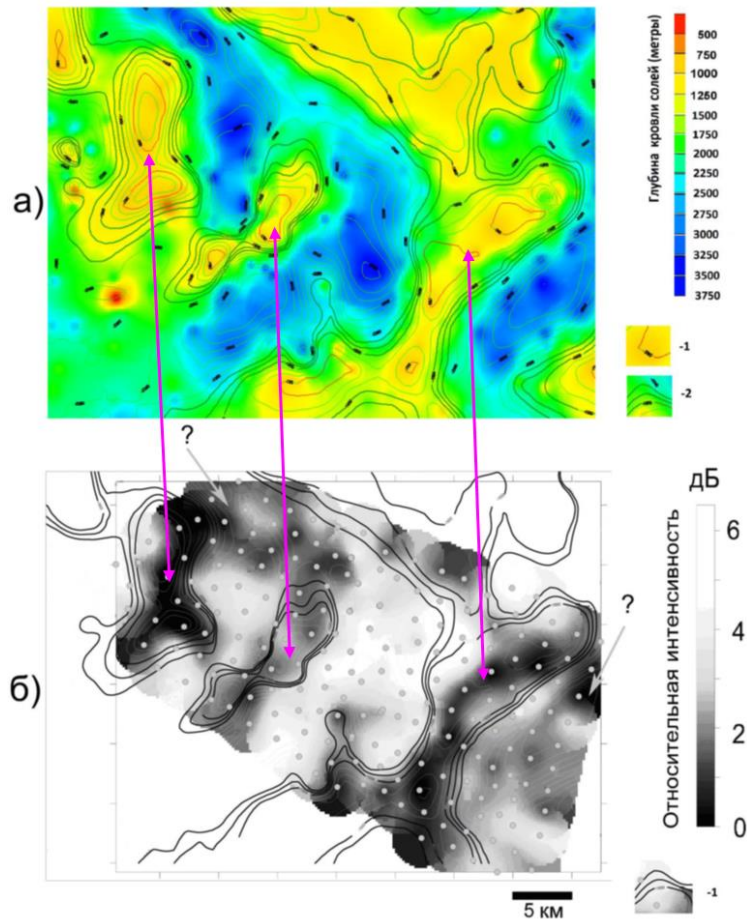


Рисунок 2.1

а) Карта-схема глубины кровли соляных отложений по данным бурения на территории Астраханского газо-конденсатного месторождения;

1- изогипса глубины 750м,
2- изогипсы глубин 1500, 1750 и 2000 метров.

б) Карта-схема пространственного распределения относительной интенсивности микросейсмического сигнала для спектральной частоты $f=0.235$ Гц; для данной частоты скорость фундаментальной моды Рэлея в этом месте оценивается как 1500 м/с.

1- изогипсы глубин 1500, 1750 и 2000 метров; серыми кружками обозначены места измерений микросейсм [Горбати́ков и др, 2004а; Горбати́ков и др, 2004б]

На рисунке видно хорошее совпадение в плане местной картины соляных куполов и зон пониженной интенсивности микросейсм, что соответствует реальному относительному распределению в плане скоростей сейсмических волн для диапазона глубин 1500-2500 метров, а именно, соляные купола имеют повышенные скорости на фоне заполненных терригенными отложениями межколонных мульд. Но заметно и некоторое несоответствие между картами на участках, обозначенных стрелками и знаками вопроса на рисунке 2.1(б). Это может происходить как по причине неидеальной корреляции между геологическим строением и скоростным

строением данного объема, так и по причине образования зон теней микросейсмического поля.

Второй пример также получен на территории Астраханского газоконденсатного месторождения [Горбатиков и др., 2010а], где выявляется хорошее пространственное совпадение областей с высокими амплитудами микросейсм (по данным ММЗ) и с высокой пористостью пород (по данным бурения на промышленных глубинах) (рисунок 2.2).

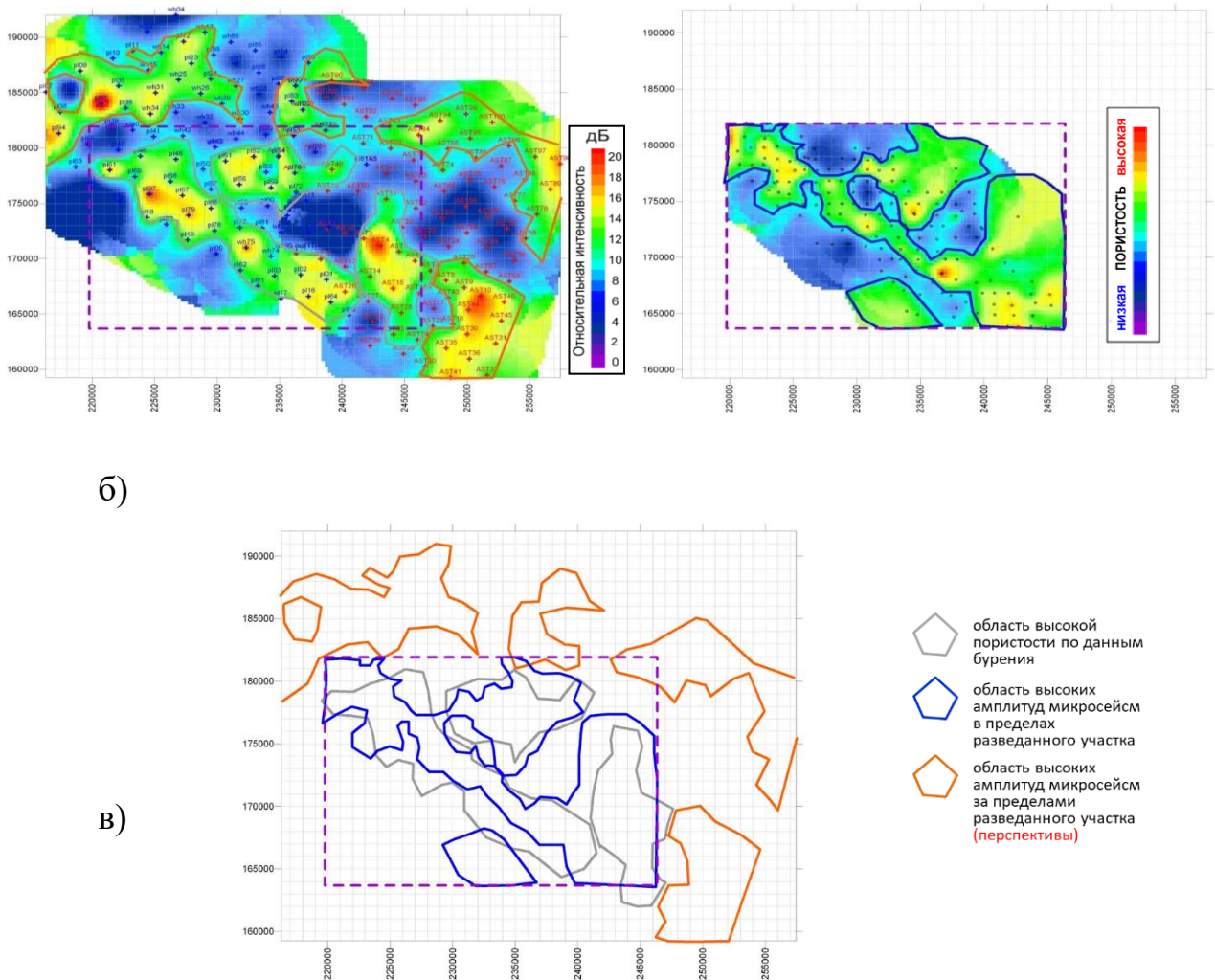


Рисунок 2.2 а) Карта распределения относительной интенсивности микросейсм на частоте, соответствующей глубине 4.03 км. Крестиками обозначены точки измерения микросейсмического поля в ходе съемки; б) Карта пористости по результатам измерений в промышленных скважинах в диапазоне глубин 4-4.1 км. Точками обозначены места промышленных скважин Астраханского газо- конденсатного месторождения. Штриховой линией на обоих рисунках обозначена одна и та же территория; в) Результат наложения карта а) и б) [Горбатиков и др., 2010а]

Как видно из рисунка, вновь наблюдается хорошее соответствие с ожидаемым эффектом ММЗ. В тех областях, где пористость повышена (то есть, очевидно понижены скорости сдвиговых сейсмических волн), амплитуды микросейсм повышены, и наоборот. Совпадение полей неидеально, что может объясняться недостаточной плотностью микросейсмической съемки и недостаточно долгим периодом накопления микросейсмического сигнала.

Третий пример относится к Стрельцовскому ураново-рудному месторождению [Алешин и др, 2009; Алешин и др, 2010; Горбатиков, Алешин, 2012].

Этот пример интересен не только с точки зрения анализа работоспособности ММЗ, но и тем, как в свете ММЗ выглядят характерные геологические структуры, такие, как разломы. Рассмотрим несколько рисунков.



Рисунок 2.3 – Сопоставление разреза ММЗ вдоль рабочего профиля с геологическим разрезом, известным по результатам многолетнего изучения района. Три наклонные скважины (глубиной до 1000 м) запланированы специально для проверки ММЗ. Обнаружена хорошая корреляция разреза ММЗ и механических свойств керна вдоль скважин [Горбатиков, Алешин, 2012]

Из рисунка 2.3 видно, что установлена прямая связь между раздробленностью геологического массива *in situ* и (как следствие) скоростью сдвиговых сейсмических волн. Таким образом, ММЗ может использоваться для лоцирования в плане и на глубине зон трещиноватости. Для проверки предсказательной силы ММЗ была выполнена съемка профиля с последующим бурением в заданную по ММЗ область. Результат приведен на рисунке 2.4.

Как видно из рис.2.4, фрагмент керна, извлеченный с предсказанной глубины ~650 метров, полностью раздроблен, при том, что в ненарушенных областях как, например, в скважинах 3008к и 3010к на рис. 2.5, керны полностью консолидированы.

Рассматривая приведенные примеры рабочих материалов, можно установить статистику «геофизических портретов» разломных структур в свете ММЗ. А именно, при невозможности с помощью ММЗ увидеть отдельные ветки разломов, вполне уверенно выделяются зоны раздробленности (или зоны, насыщенные ветвями разломов) с достаточной точностью для задания разведочных скважин. Что касается разрешения отдельных разломных структур на глубине, то видно, что оценить фактическое разрешение по горизонтали можно как примерно 50-70м на глубине примерно 1000 метров. Это соотношение 50/1000 должно оставаться постоянным для любых глубин. То есть, на глубине 100 метров следует ожидать разрешения отдельных разломных структур как 5-7 метров, на глубине 10 км – 500-700 метров и т.д.

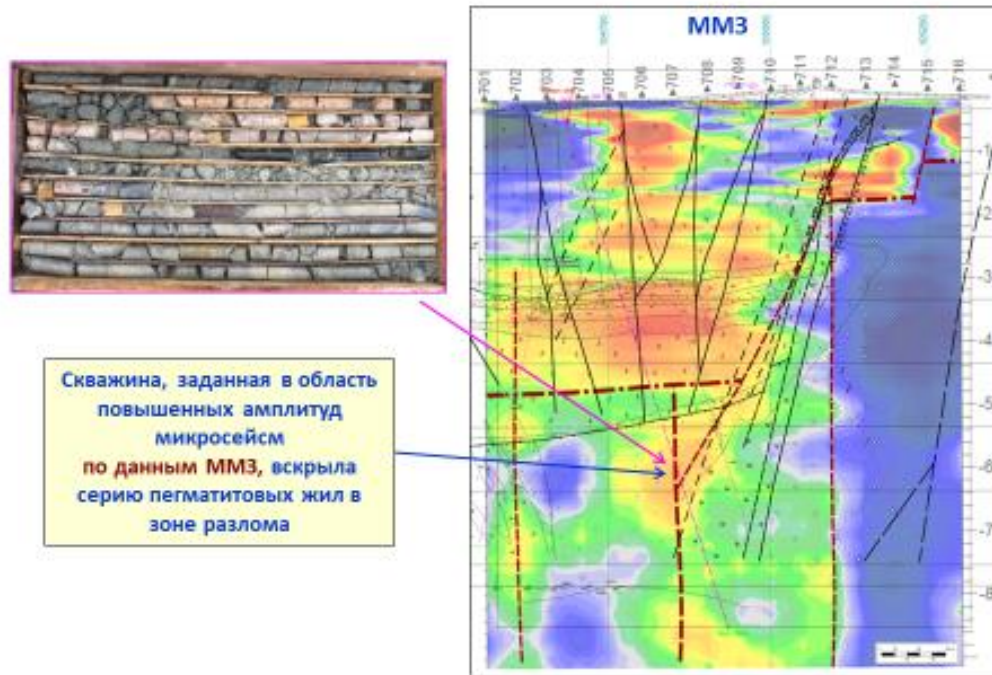


Рисунок 2.4. Совмещение разреза ММЗ с геологическим разрезом, известным по результатам многолетнего изучения района бурением [Горбатов, Алешин, 2012]

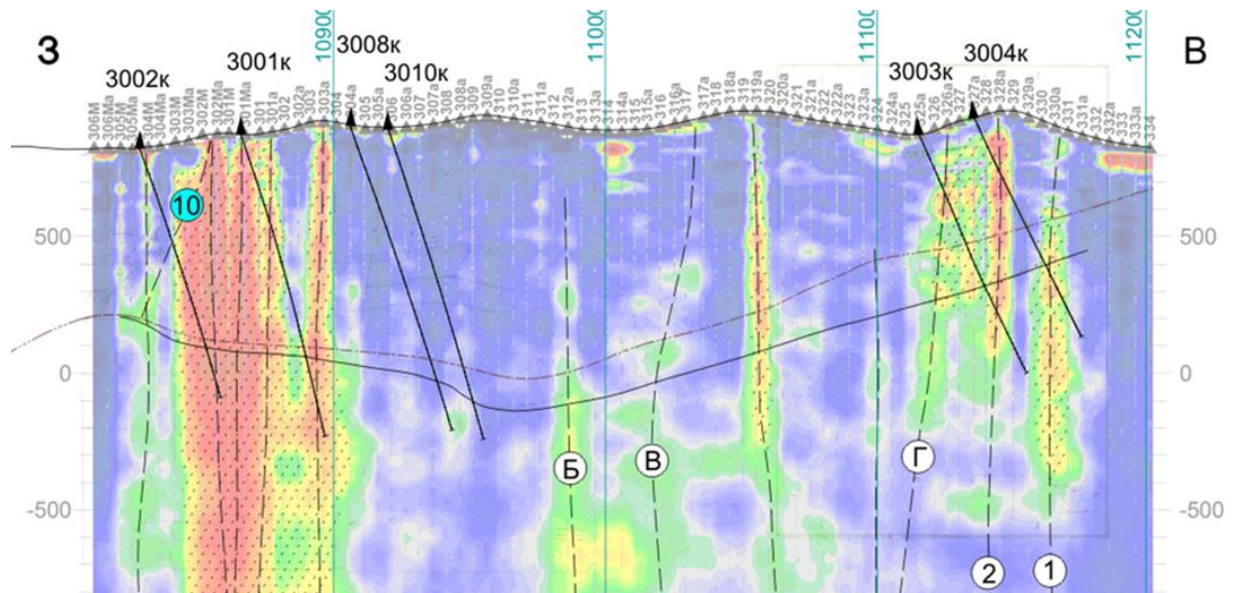


Рисунок 2.5 – Рабочий разрез ММЗ вдоль профиля на неисследованном участке. По результатам ММЗ заложено 6 заверочных скважин с глубинами до 1000 метров. Все 6 скважин вскрыли прогнозируемые свойства массива (включая отсутствие механических нарушений в скважинах 3008к и 3010к) [Горбатов, Алешин, 2012]

На четвертом примере будет приведено сравнение ММЗ с промышленными сейсморазведочными методами.

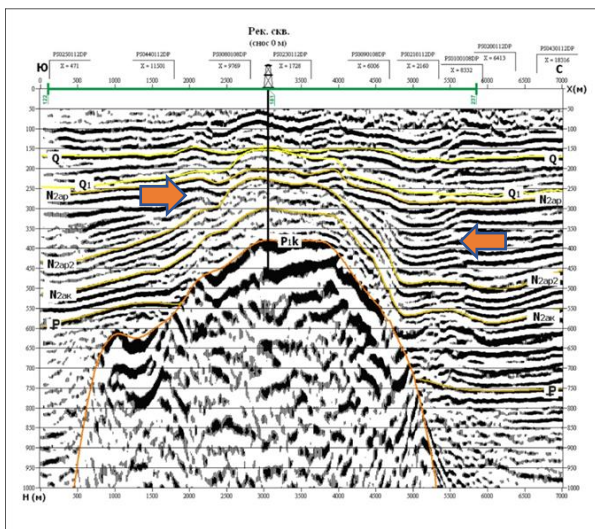
На рисунке 2.6 показано сопоставление разреза по МОВ-ОГТ вдоль профиля вблизи п. Селитренное, Астраханская обл. [Горбатилов, 2021]. Рисунок 2.6 (а) и (б) содержит исходные разрезы МОВ-ОГТ и ММЗ по одной и той же линии профиля. Рис.2.6 (в) содержит пространственное наложение этих разрезов. На рисунке также показан ствол разведочной скважины, вскрывающей кровлю купола.

При анализе обращают на себя внимание следующие обстоятельства. При схожести геометрии выделяемого геологического объекта (в данном случае соляного диапира) видно, что методы подчеркивают его разные свойства. Так МОВ-ОГТ отчетливо и с высоким разрешением показывает все отражающие границы внутри диапира и во вмещающей среде. В то время как разрешение ММЗ не позволяет увидеть такие мелкие детали ввиду того, что длина зондирующих волн значительно больше, чем в МОВ. Но при этом ММЗ позволяет увидеть различие в интегральных характеристиках различных участков. Например, видно, что само тело диапира представляет собой высокоскоростной массив по сравнению с низкоскоростными (разрушенными) крыльями вмещающего массива. Видно также, что наиболее разрушенная часть диапира – это его фронтальная часть. Чего, кстати не наблюдается напрямую в разрезе МОВ-ОГТ, как не наблюдается каких-то особых признаков разрушенности крыльев по краям диапира.

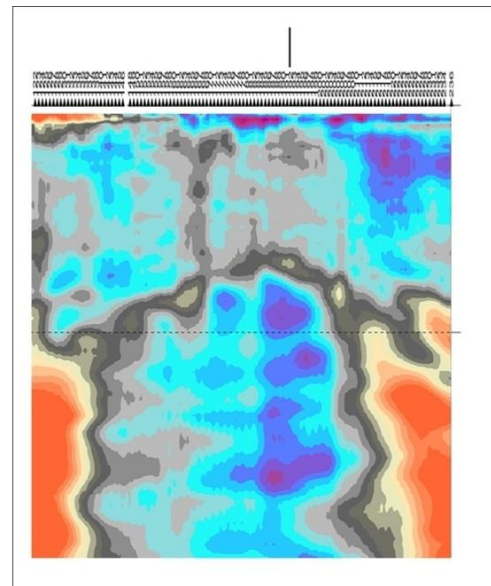
При анализе наложения разрезов обнаруживается интересное обстоятельство. Две системы проникающих вглубь складок, которые отмечены на рисунке 2.6(а) оранжевыми стрелками визуально не различаются на разрезе МОВ-ОГТ. В то же время по разрезу ММЗ видно, что они имеют различные механические свойства. Складка слева на рисунке сопровождается тоновой субвертикальной полосой, которая говорит о разрушенности этой складки в отличие от складки справа на рисунке. Это значит, что мы можем ожидать, например, флюидную фильтрацию по левой складке и ее отсутствие по правой.

Нельзя не отметить некоторое противоречие с теоретически ожидаемым свойством ММЗ. А именно, ширина субвертикальной полосы по левой складке визуально не изменяется от поверхности до кровли диапира, что противоречит ожиданиям, что при увеличении глубины увеличиваются также длины зондирующих волн, а значит, должна увеличиваться ширина изображения разлома. Сохранения ширины с глубиной может объясняться среди прочих причин тем, что не только фундаментальные моды Рэлея формируют это изображение [Цуканов, Горбатиков, 2020].

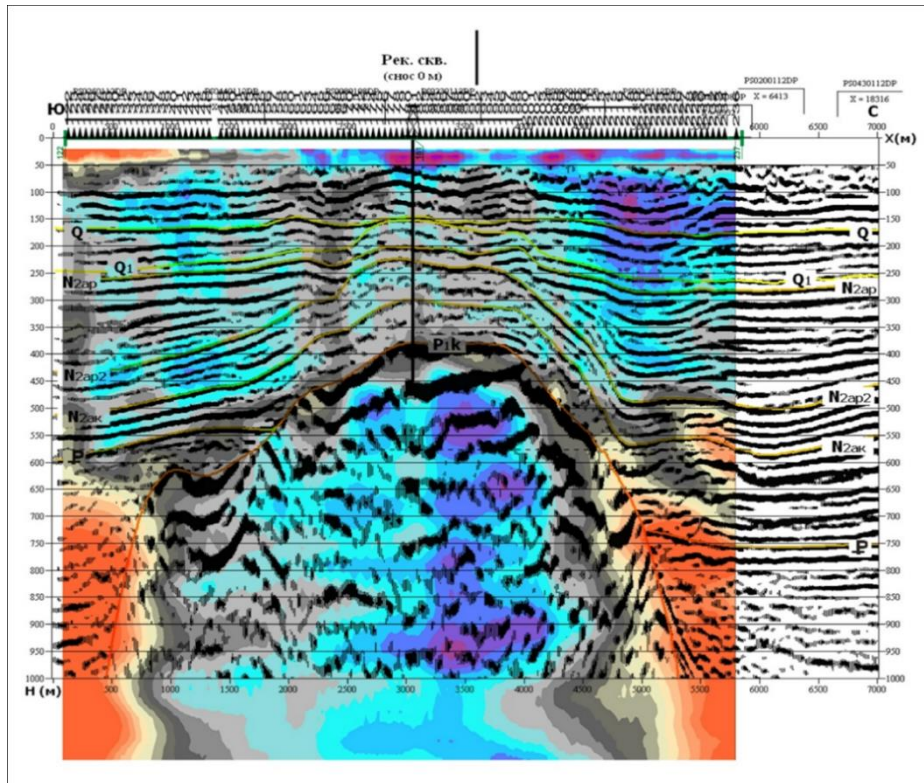
Этот вопрос требует более глубокого тщательного изучения, которое пока не закончено к настоящему времени. Но с точки зрения практики применения ММЗ это обстоятельство носит весьма позитивный характер.



а)



б)



В)

Рисунок 2.6 – Сопоставление МОБ-ОГТ-2Д (а) с ММЗ вдоль профиля п. Селитренное, Астраханская обл.(б). На (в) МОБ-ОГТ и ММЗ совмещены [Цуканов, Горбатилов, 2020]

Таким образом можно сделать вывод, что метод микросейсмического зондирования полностью подходит для использования в тех целях, которые преследует диссертант. И можно ожидать, что совокупность всех выбранных методов должна дать хороший результат при исследовании активных разломных зон.

ГЛАВА 3

ИССЛЕДОВАНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ КАВКАЗСКОГО И ТАМАНСКОГО СЕГМЕНТОВ АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА КОМПЛЕКСОМ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

В соответствии с целью диссертационной работы, перейдем к изложению результатов исследования, начиная с зон разломов сейсмоактивного Альпийско-Гималайского подвижного пояса, а именно Кавказского и Таманского его сегментов.

В соответствии с поставленными целями, главные задачи могут быть сформулированы следующим образом:

1. Комплексом геолого-геоморфологических, сейсмотектонических и геофизических методов проследить как именно соотносится между собой поверхностное проявление крупных разломных зон в условиях альпийской складчатости с их глубинным строением. При этом предполагается, что поверхностные проявления и морфология разломных зон будут исследованы по материалам предыдущих независимых геологических работ, а также по собственным полевым построениям геолого-геоморфологических профилей и собственным геоморфологическим съемкам признаков активности и палеосейсмологических признаков. Глубинное строение разломов будет оцениваться по результатам собственных работ методом микросейсмического зондирования вдоль профилей, выбранных на основании геоморфологической информации.

2. Сопоставить результаты глубинного строения разломов в зонах с различными тектоническими обстановками: предгорного прогиба, центральной части Кавказского поднятия и в зоне западного замыкания Кавказа.

3. Выяснить, как проявлены на профилях ММЗ зоны очагов значительных землетрясений.

Исследования были сосредоточены в 3 зонах:

1. Центральная часть Большого Кавказа (профиль по Военно-Осетинской дороге)
2. Западная окраина Кавказа (профиль Туапсе-Апшеронск)
3. Западная зона замыкания складчатой зоны Большого Кавказа.

3.1. Характеристика тектонических зон Кавказа, сейсмичность

С точки зрения традиционного тектонического районирования, Большой Кавказ представляет собой складчато-глыбовые [Милановский, 1968], сводово-глыбовое [Борисов и др., 1975] или складчато-покровное [Баранов и др., 1990] поднятие, сформированное в процессе появления позднеальпийских (плиоцен-четвертичных) тектонических движений. Исходя из современных тектонических взглядов, Большой Кавказ представляет собой новейшее поднятие, возникшее на юге относительно стабильной Евразийской литосферной плиты в результате ее взаимодействия с подвижной аравийской плитой [Хаин, Ломизе, 1995]. Структурными образованиями, обрамляющие Большой Кавказ являются Скифская платформа – на севере и Закавказский срединный массив – на юге. В современном структурном плане южная граница Скифской платформы вовлечена в неотектоническое поднятие и представлена Главным надвигом Большого Кавказа [Белоусов, 2009] (рисунок 3.1).

В строении Кавказской альпийской складчатой области выделяются следующие главные продольные зоны: 1) Предкавказские краевые прогибы; 2) горноскладчатое сооружение (мегантиклинорий) Большого Кавказа с зонами: северного крыла, южного склона и осевой; 3) Закавказские срединные массивы и межгорные впадины.

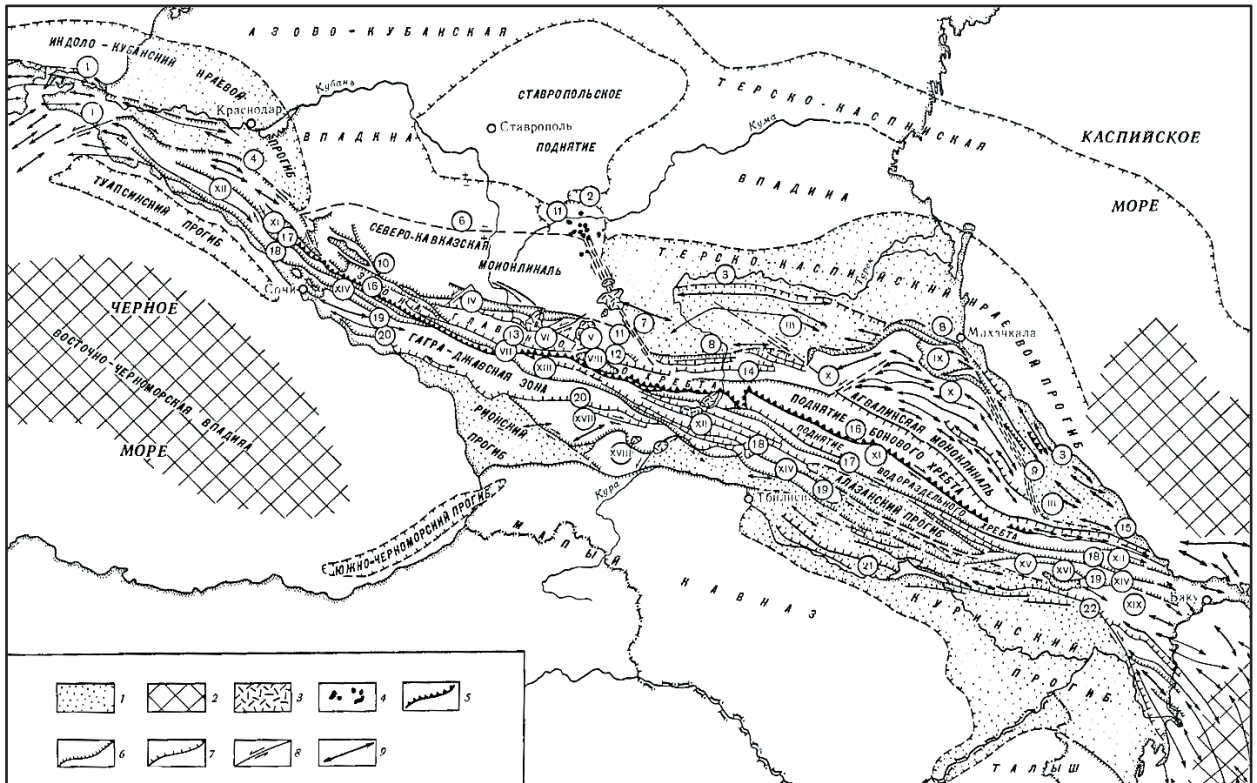


Рисунок 3.1 – Схема основных элементов альпийской структуры Большого Кавказа [Баранов и др.,1990]

1 – Краевые и межгорные прогибы; 2 – участки морских впадин с субокеанским типом земной коры; 3 – новейшие эффузии; 4 – неогеновые интрузии; 5 – Главный надвиг Большого Кавказа; 6 – надвиги, ограничивающие покровные комплексы; 7 – прочие надвиги и взбросы; 8 – сдвиги; 9 – оси антиклиналей по периферии горного сооружения; I – Керченско-Таманская складчатая зона; II – Минераловодский выступ; III – складчатая зона Терско-Каспийского краевого прогиба; IV – поднятие Передового хребта; V – Балкаро-Дигорский выступ; VI – Тебердинский выступ; VII – Софийский выступ; VIII – Шхарский выступ; IX – пакет покровов Шатского; X – покров Известнякового Дагестана; XI – Гойтхско-Тфанский покровный комплекс; XII – Новороссийско-Дибрарский покровный комплекс; XIII – Сванетская зона; XIV – Чвежипсинско-Ковдагский покровный комплекс; XV – Вандамское поднятие, XVI – Баскальский покров; XVII – Окрибо-Сачхерское поднятие, XVIII – Дзирульский выступ; XIX – Апшероно-Кобыстанская зона. 1 – Темрюкский надвиг; 2 – Нагутский разлом; 3 – Терско-Дербентский надвиг; 4 – Ахтырский надвиг; 5 – Пшехская зона сдвигов; 6 – погребенный Черкесский разлом; 7 – Кабардинская зона нарушений; 8 – Северный фронтальный надвиг Восточного Кавказа; 9 – Западно-Каспийская зона нарушений; 10 – Пшекиш-Тырныаузский разлом; 11 – Чегетджарский надвиг; 12 – Уллукамско-Штулинский разлом; 13 – Софийско-Китлодский разлом; 14 – Бурон-Ларский разлом; 15 – Крызско-Сиязанский надвиг; 16 – Главный надвиг Большого Кавказа; 17 – Бекишейско-Малкамудский надвиг; 18 – Краснополяно-Зангинский надвиг; 19 – Воронцовско-Ореховский надвиг; 20 – Абхазско-Лечхумский разлом; 21 – Эриктарский надвиг; 22 – Аджичайско-Алятский надвиг

На севере Большой Кавказ (БК) отделяется от Скифской платформы передовым Предкавказским прогибом, на юге БК отделен от внутренней части подвижного пояса межгорным внутренним прогибом (Курино-Рионской депрессией), представляющим собой структуру малого Кавказа.

Мегантиклинорий Большого Кавказа протягивается от Таманского полуострова на западе до Апшеронского на востоке на 1200-1300 км, при этом ширина его изменяется от 40-50 до 150 км.

Мегантиклинорий Большого Кавказа имеет сложную гетерогенную складчато-глыбовую структуру, которая очень сильно меняется в продольном направлении. При этом деление по крупным поперечным блокам является более удобным. Так, Большой Кавказ можно разделить на две части в районе меридиана горы Казбек, где мегантиклинорий резко сужается до 60-70 км. В обеих этих частях вблизи погружения антиклинория на северо-западе и юго-востоке поперечными флексурами резко отделяются периклинальные участки. Таким образом можно выделить четыре блока первого порядка: Центральный, Восточный, Северо-Западный и Юго-Восточный.

Блок Центрального Кавказа характеризуется особо отчетливо выраженным антиклинорным строением. В осевой части блока – в зоне поднятия главного хребта – выходят на поверхность древние доальпийские сильнометаморфизованные породы, прорванные интрузиями разного возраста. В современной структуре породы делятся продольными и поперечными разломами на ряд более мелких блоков. При этом продольные разломы имеют более значительные размеры. Внутреннее строение древнего ядра мегантиклинория представляется чрезвычайно сложным [Шолпо, Рогожин, Гончаров, 1993]. В структуре выходы древних метаморфических пород в ядре антиклинория выражены крупными разломами. На севере это Пшекиш-Тырнаузская шовная зона, представленная системой крупных разломов, между которыми толщи разновозрастных пород интенсивно смяты. Вдоль этой шовной зоны отмечаются интенсивные магматические проявления. На юге кристаллическое ядро антиклинория ограничено Главным Кавказским надвигом, также представляющим собой сложную систему разломов.

Блок Восточного Кавказа сочленяется с Центральным по крутой поперечной флексуре на участке максимального сужения мегантиклинория

БК, проходящегося примерно на меридиан горы Казбек. По этой флекуре блок Восточного Кавказа относительно опущен по сравнению с Центральным. Вдоль флексуры широко проявлен молодой четвертичный вулканизм. Блок Восточного Кавказа целиком сложен мощными осадочными комплексами юры и мела. Его внутреннее строение довольно сложное. В блоке можно выделить ряд продольных структурных зон, различающихся по возрасту и составу слагающих пород и по характеру деформаций. При этом ядро мегантиклинория на восточном Кавказе представлено односторонним горстом с разрывными контактами на южной границе и крутой флексурой на северной.

Блок Северо-Западного Кавказа (СЗК) отделяется от Центрального Кавказа зоной Пшехско-Адлерских поперечных разломов, которая продолжается далее к северу в Предкавказье, где представлена границей, разделяющей Западно-Кубанский предгорный прогиб и Скифскую молодую платформу. В пределах этого блока выделяются 3 продольные структурные зоны, соответствующие зонам Центрального Кавказа (ЦК). Гойтхский антиклинорий соответствует зоне осевого поднятия в ЦК. Он сложен нижне- и среднеюрскими толщами, смятыми в складки. Северное крыло Северо-Западного Кавказа представлено Абино-Гунайской складчатой зоной, сложенной верхнеюрско-меловыми осадочными породами. На юге от Гойтхского антиклинория располагается Новороссийский прогиб, выполненный позднеюрско-меловым карбонатно- флишевыми породами, смятыми в интенсивные складки. Поперечные флексуры и разрывы делят блок СЗК на ряд ступеней, опускающихся в западном направлении. Наиболее крупная и самая западная из флексурно-разрывных зон – Анапская. Эта зона служит западным ограничением БК и является переходной зоной к Керченско-Таманскому прогибу.

Блок Юго-Восточного Кавказа (ЮВК) подобен СЗК. Блоки схожи размерами, структурами, возрастными и составами слагающих пород. Юго-Восточный Кавказ, как и Северо-Западный на западе ограничен крутой поперечной флексурой. Антиклинорий Главного хребта продолжается на юго-

восток в виде Тфанского антиклинория, в структуре которого отчетливо выражены две антиклинали, приуроченные к краевым частям поднятия. Важно отметить, что в области Юго-Восточного Кавказа на первый план выступает ступенчатое строение [Вихерт и др., 1966, Мирчинк, Шурыгин, 1972, Шурыгин, 1962]. Каждая продольная структура отделена от соседних разрывами и приподнята или опущена относительно них. Поперечные флексуры делят ЮВК на ряд поперечных ступеней, опускающихся в сторону Каспийского моря, на восток [Шолпо, Рогожин, Гончаров, 1993].

Крупные флексуры и разрывные нарушения Кавказа в новейшее время весьма активны, что проявляется в их повышенной сейсмичности.

Сейсмичность, общая характеристика

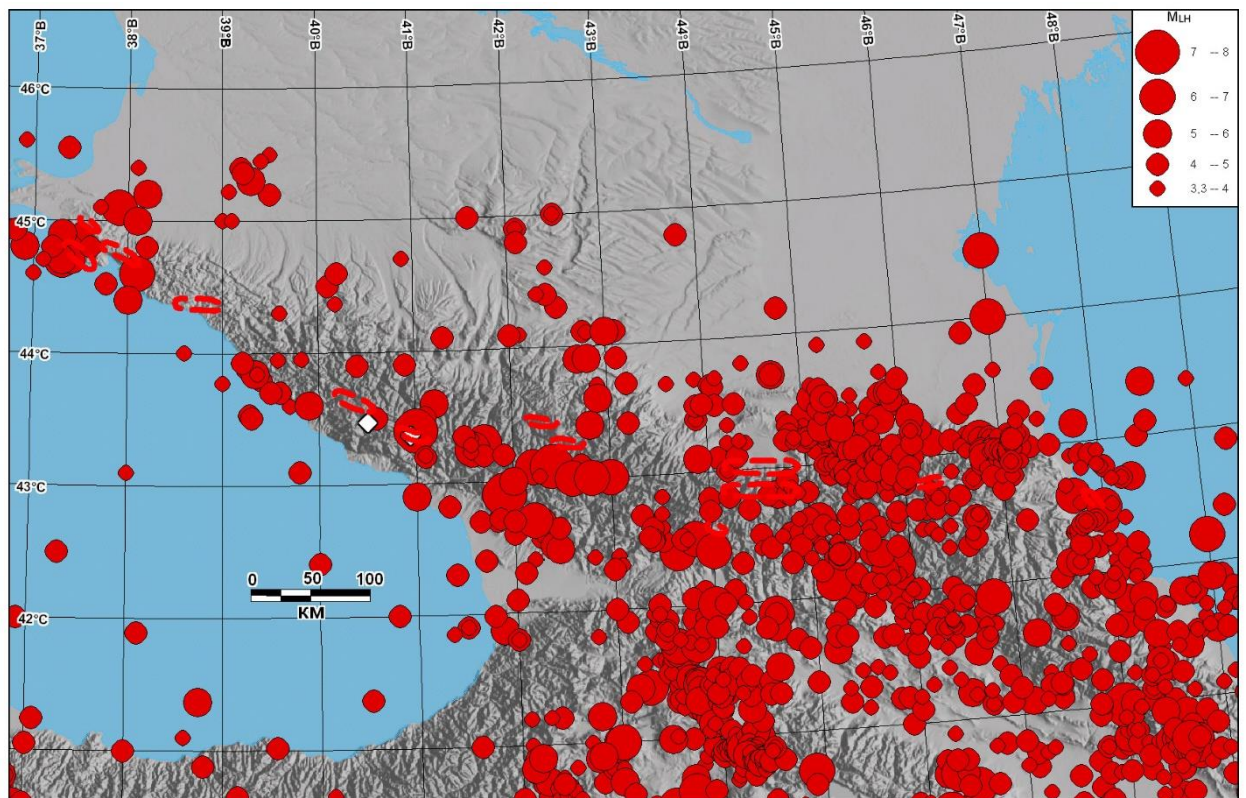


Рисунок 3.2 – Карта эпицентров землетрясений по инструментальным, историческим [СКЗ ОСР-2012] и палеосейсмологическим данным [Рогожин, 2014б].

Большой Кавказ как альпийская складчатая структура характеризуется значительной сейсмичностью. Самой высокой сейсмической активностью в

европейской части России характеризуется Северный Кавказ, являющийся частью протяженной Крым-Кавказ-Копетдагской зоны Иран-Кавказ-Анатолийского сейсмоактивного региона [Уломов и др., 2007 г.].

Наиболее активной является восточная часть Северного Кавказа – территории Дагестана, Чечни, Ингушетии и Северной Осетии. Из крупных землетрясений здесь стоит отметить следующие события: в Дагестане – 1830 г. ($M=6.3$) и 1970 г. ($M=6.6$); на территории Чечни – Черногорское 1976 г. ($M=6.2$). На западе региона, вблизи границы России, – Тебердинское 1905 г. ($M=6.4$) и Чхалтинское 1963 г. ($M=6.4$). Самые крупные землетрясения на Кавказе, ощущавшиеся на территории России, произошли в Азербайджане в 1902 г. (Шемаха, $M=6.9$) и в 2000г. (Бакинское, $M=6.8$), в Армении в 1988 г. (Спитакское, $M=6.9$), в Грузии в 1991 г. (Рача–Джава, $M=6.9$) и в 1992 г. (Барисахо, $M=6.3$).

Магнитуды землетрясений в других районах Северного Кавказа (Адыгея, Ставропольский и Краснодарский края) пока не достигали $M=6.5$. Сильное Нижнекубанское землетрясение, произошедшее в 1879 г., имело магнитуду $M=6$. Кроме того имеются исторические сведения о катастрофическом Пантикапейском землетрясении (63 г. до н. э.), разрушившем ряд городов по обе стороны Керченского пролива. Многочисленные сильные и ощутимые события отмечены в районе Анапы, Новороссийска, Сочи и на других участках Черноморского побережья, а также в акватории Черного и Каспийского морей. На рисунке 3.2 приведена карта эпицентров землетрясений по инструментальным, историческим и палеосейсмологическим данным [СКЗ ОСР-2012; Рогожин, 2014]. На карте отчетливо видно, что блок Восточного Кавказа является наиболее сейсмичным относительно других блоков. Тем не менее различные авторы разделяют Кавказ на блоки по-разному, опираясь при этом не только на геолого-геоморфологические признаки, но и геофизические. О взаимосвязи тектонических нарушений и сейсмичности опубликовано множество работ,

часть из которых упомянута в главе 1 Таким образом изучение активных разломов Кавказа имеет особенно важное значение.

В данном исследовании для детального изучения активных разломов Кавказа было заложено несколько геофизических профилей, в точной пространственной привязке с которыми выполнялись геолого-геоморфологические исследования. Расположение профилей было выбрано не случайно. Основной профиль проходил через центральную часть Большого Кавказа, вдоль Военно-Осетинской дороги, где наблюдается максимальное сужение всех структурных зон, а региональная граница между Большим Кавказом и Предкавказским прогибом проявлена наиболее четко. Так же была изучена Западная окраина Кавказа по профилю, протянувшемуся от Туапсе до Апшеронска. Кроме того, были исследованы зона замыкания складчатой зоны Большого Кавказа и вулканические структуры в центральной части БК.

3.2. Центральная часть Большого Кавказа (профиль по Военно-Осетинской дороге)

Осетинский профиль пересекает центральную зону Большого Кавказа от Предкавказского прогиба до границы с системой Закавказских межгорных впадин. Он проходил в области максимального сужения всех тектонических зон – вдоль Транскавказской магистрали, примерно от г. Ардон Республики Северная Осетия Алания до г. Цхинвал Южной Осетии, захватывая зоны Скалистого, Бокового и Главного хребтов, Главного Кавказского надвига в северной и центральной частях и тектонические зоны Чиаурского флишевого синклинория, Гагрско-Джавского антиклинория, Рачинско-Лечхумского прогиба, Окрибо-Сачхерской переходной зоны к Дзирульскому срединному массиву на Южном склоне Большого Кавказа (рисунок 3.3).

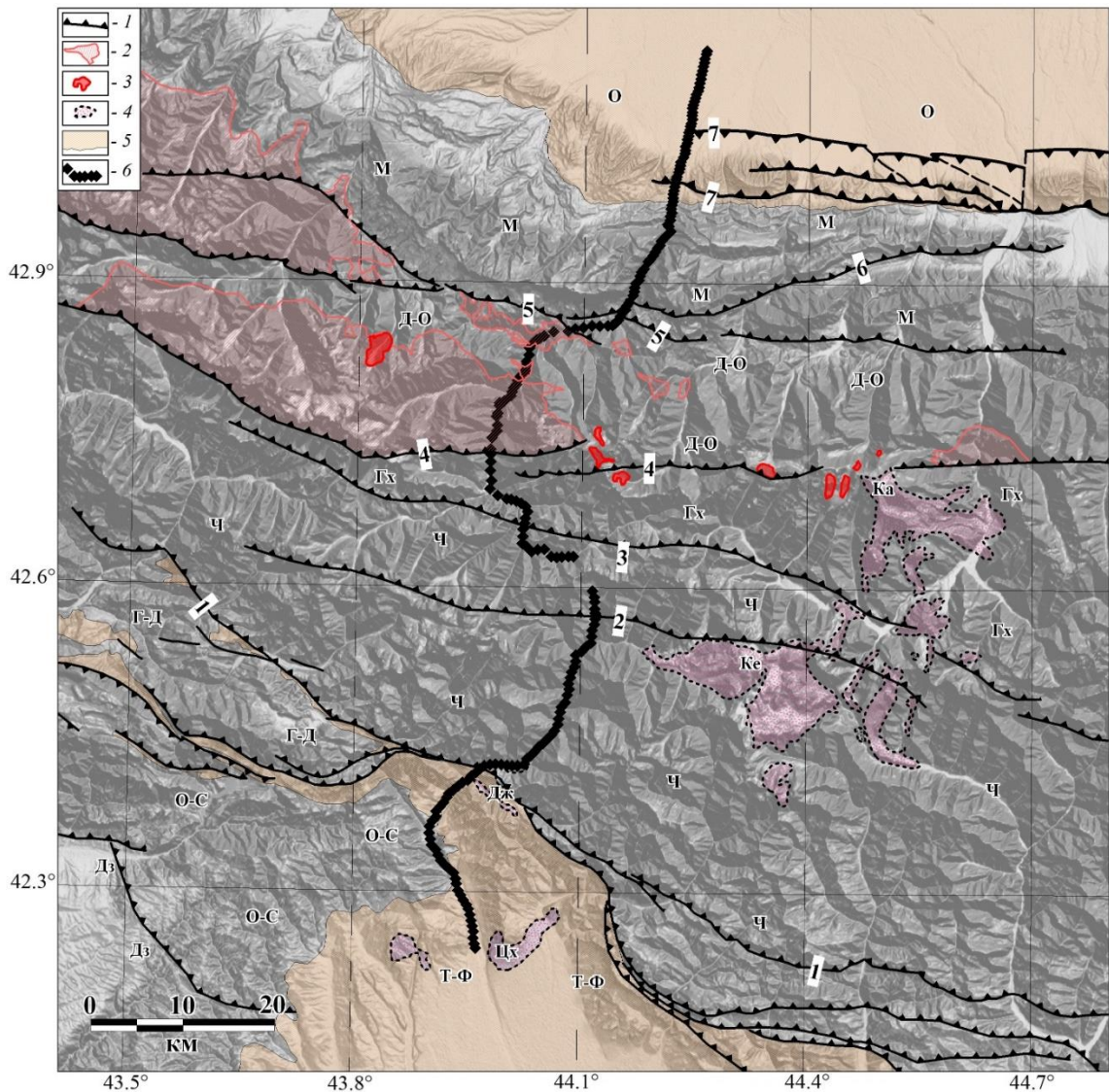


Рисунок 3.3 – Тектоническая схема Осетинского сектора (Рогожин, ..., Андреева, и др., 2015). Составлена с использованием данных: [Гамкрелидзе, Гуджабидзе, 2004; Письменный и др., 2006; Лебедев и др., 2009 и др.]

1 – основные взбросо надвижки (1 – Кахетино Лечхумский; 2 – Гебско Лагодехский; 3 – Главный Кавказский (Тибский); 4 – Адайком Казбекский; 5 – Пуйский; 6 – Балтинский; 7 – Владикавказский); 2 – выступы кристаллического фундамента; 3 – плиоцен четвертичные интрузии; 4 – плиоцен четвертичные вулканиты (Ка – Казбекский вулканический центр; Ке – Кельский; Дж – Джавский; Цх – Цхинвальский); 5 – олигоцен плиоценовые осадки Осетинской впадины, Рача Лечхумского прогиба и Тирифоно Мухранской впадины; 6 – пикеты профиля ММЗ.

Буквами обозначены названия тектонических зон (расположенных между основными разломами): Т Ф – Тирифоно Мухранская впадина Закавказской системы межгорных прогибов; Дз – Дзирульский кристаллический массив; О С – Окрибо Сачхерская зона; Г Д – Гагро Джавская зона; Гх – зона Главного хребта; Ч – Чиатурская зона; Д О – Дигоро Осетинская зона; М – моноклираль северного крыла; О – Осетинская впадина Предкавказского краевого прогиба.

Вдоль профиля были проведены геолого-геоморфологические исследования, на основе которых был составлен структурно-геологический разрез с привлечением данных Е.А Рогожина в южной части профиля [Рогожин, Богачкин, 1993] (рисунок 3.4 а). Для анализа активности разломов вдоль профиля были прослежены деформации позднеплиоцен-эоплейстоценового уровня с привлечением результатов изучения голоценовых смещений по разломам [Белуженко, 2011; Белуженко, Письменная, 2016] (рисунок 3.4а). С точной пространственной привязкой к точкам геолого-геоморфологических наблюдений на местности были произведены геофизические измерения. Это позволило осуществить детальное сопоставление рельефа и геолого-геоморфологических особенностей с глубинным строением, и по-новому представить тектонические процессы в регионе.

Весь геофизический профиль состоял из 202 точек измерений, при этом расстояние между точками составляло приблизительно 500 метров. Для построения геофизического профиля применялись широкополосные цифровые сейсмологические станции Guralp CMG (6TD с рабочей полосой 0.03–50 Гц. Каждое измерение представляло собой накапливание фонового микросейсмического сигнала в течение двух часов. Базовая опорная станция, необходимая по условиям проведения ММЗ, располагалась на удалении приблизительно 25 км к северо-западу от середины профиля. Вдоль данного профиля ММЗ был составлен разрез, достигающий по глубине 60 км. (рисунок 3.4б). Интенсивность заливки разреза соответствует степени отклонения скоростей сдвиговых сейсмических волн от сглаженной региональной скоростной модели. Степень отклонения от сглаженной модели выражена в децибелах и определяется согласно тоновой шкале [Горбатиков, Цуканов, 2011]. Метод построения разрезов ММЗ детально описан в главе 2.

Полученный разрез ММЗ был сопоставлен с деталями рельефа вдоль профиля, с основными геолого-геоморфологическими зонами, а также с известными результатами независимых геофизических исследований,

выполненных в предыдущие годы, и с распределением гипоцентров землетрясений в регионе исследований. Также на профиль был вынесен позднеплиоцен-эоплейстоценовый уровень, что помогло определить современную активность выделяемых разломных зон.

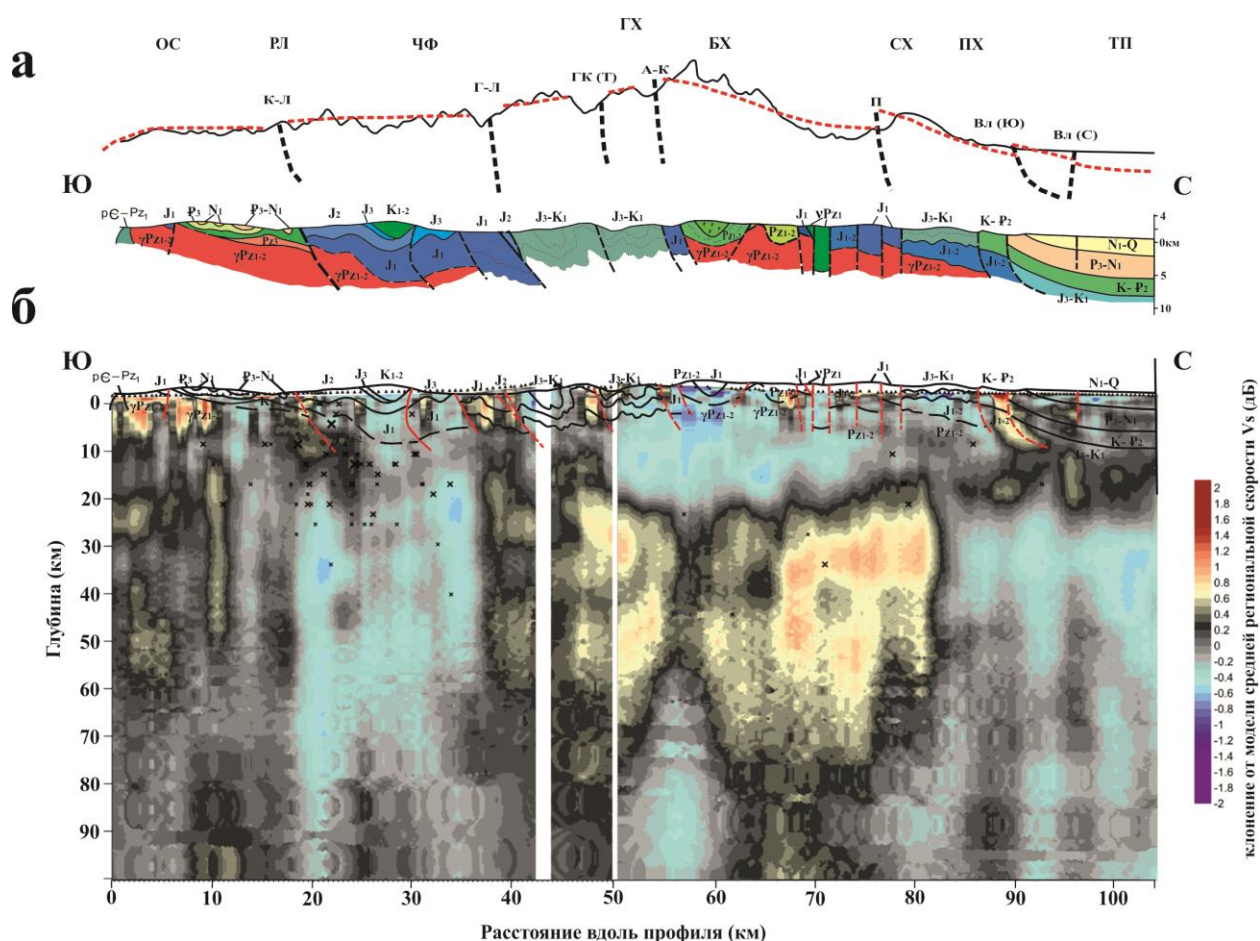


Рисунок 3.4 – Геологический (а) (построен с использованием [Рогожин, Богачкин, 1993]) и геофизический (б) разрезы по профилю Ардон-Цхинвал (Рогожин, ..., Андреева, и др., 2015). Красным пунктиром в верхней части обозначены смещения позднеплиоцен-эоплейстоценового уровня.

Тектонические зоны: ОС – Окрибо-Сачхерская, РЛ – Рача-Лечхумская, ЧФ – Чиаурский флишевый синклиниорий, ГХ – Главный хребет, БХ – Боковой хребет, СХ – Скалистый хребет, ПХ – Пастбищный хребет, ТП – Терский прогиб.

Разломы: К-Л – Кахетино-Лечхумский, Г-Л – Гебско-Лагодехский, ГК(Т) – Главный Кавказский (Тибский), А-К – Адайком-Казбекский, П – Пуйский, Вл – Владикавказский

Региональная граница между Большим Кавказом и Предкавказским прогибом (пересекается профилем в районе города Алагир) представлена зоной Владикавказского глубинного разлома, в котором проявлены яркие

признаки голоценовых тектонических смещений [Овсюченко и др., 2008; Горбатиков и др., 2011]. На геофизическом профиле отчетливо видны две ветви этого разлома – северная и южная. Примечательно, что северная ветвь разлома представлена хорошо оформленной контрастной зоной с субвертикальным падением, тогда как южная имеет вид листрического надвига. На поверхности зоны низкоскоростных неоднородностей имеют точное пространственное соответствие разрывам в молодых отложениях, выраженных смещениями молодых террасовых уровней и слагающих их осадков (рисунок 3.5). Кроме этого, с южной ветвью связаны многочисленные блок-оползни, следы древних подпруженных озер и перехватов речных долин. Северная ветвь Владикавказской разломной зоны на поверхности выражена уступом, секущим все осадки молодого комплекса отложений предгорий Большого Кавказа. [Овсюченко и др., 2008; Горбатиков и др., 2010 б]. В зоне Владикавказского разлома происходят резкое погружение подошвы и нарастание мощности позднеплиоцен-эоплейстоценовой грубообломочной молассы свиты Рухс-Дзуар. Уже в 5–6 км к северу, в Осетинской впадине Предкавказского прогиба мощность свиты достигает 1450 м [Письменный и др., 2006 (Государственная геологическая)]. Южнее подошву свиты продолжает денудационная поверхность, круто воздымающаяся в сторону вершины Скалистого хребта, где ее аналог был обнаружен Л.А. Варданянцем [Варданянц, 1948] на высоте 2685 м. Южный склон Скалистого хребта обрывается вдоль зоны регионального Пуйского разлома (рисунок 3.4). Здесь расположена Садонская депрессия, заполненная коллювием и речными отложениями в которой происходит снижение рассматриваемой поверхности. Зона Пуйского разлома имеет яркие признаки голоценовых тектонических смещений [Рогожин и др., 2005].

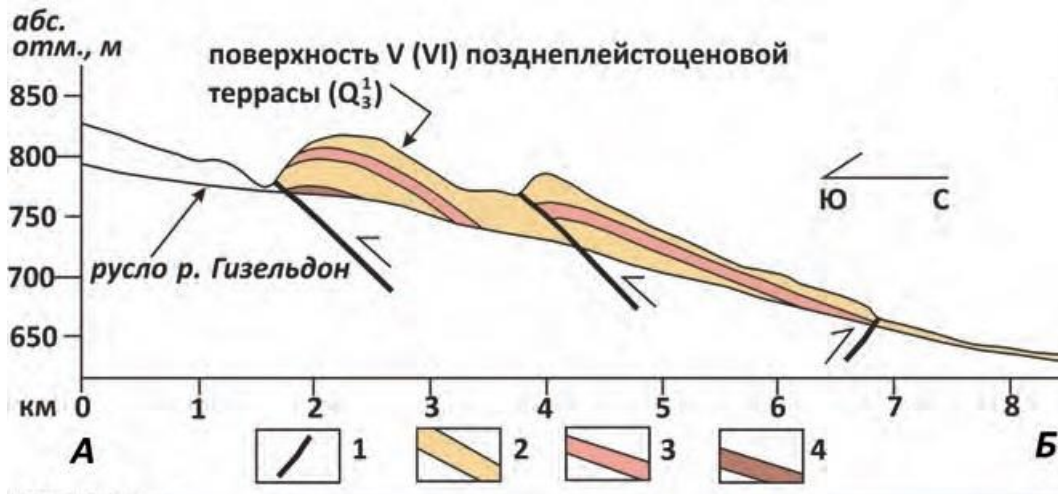


Рисунок 3.5. смещения позднечетвертичных террасовых уровней и слагающих их осадков в зоне Владикавказского разлома [Рогожин и др, 2014б]

1 – разрывы, установленные в неоген-четвертичных отложениях; 2 – аллювиальные отложения; 3 – пачка грубообломочных отложений; 4 – конгломераты свиты Рухс-Дзуар.

Самой яркой особенностью микросейсмического разреза является наличие под осевой частью Большого Кавказа обширного, относительно низкоскоростного тела (падение скорости оценивается до ~5 дБ относительно региональной скоростной модели (РСМ)), прослеживающегося на глубинах в диапазоне от 9-10 до 45-50 км [Рогожин и др., 2015] (рисунок 3.4б). Данное тело в разрезе имеет клинообразную форму и выдержанную пологую кровлю на глубине ~10 км. В северной части профиля низкоскоростное тело вступает примерно под зоной Скалистого хребта, где имеет довольно резкую границу и не выходит на поверхность. Пологая верхняя граница низкоскоростного объёма протягивается на Юг чуть дальше зоны Главного Кавказского разлома и затем, в приосевой части мегантиклинория, поднимается к приповерхностным горизонтам коры. Именно в этом месте расположен самый активный Кельский центр молодого вулканизма, молодые интрузии и зона наиболее напряженной складчатости Чиаурской филишевой зоны.

Казбекский вулканический центр, тяготеющий к зоне Адайком-Казбекского разлома, расположен на удалении от профиля и видимо из-за этого его глубинные корни не прослеживаются. Адайком-Казбекский разлом разделяет выступы кристаллического фундамента (рисунки 3.4, 3.6а) и развитые к югу от зоны Главного хребта смятые в интенсивную линейную

складчатость песчаносланцевые толщи нижней юры (рисунки 3.4, 3.6б). На профиле ММЗ он выражен узкой низкоскоростной зоной, протягивающейся до глубины 2-3 км. Южная прямолинейная граница зоны Главного хребта, выраженная зоной Главного Кавказского надвига, отделяет ее от Чиаурской флишевой зоны. Толщи флишевой зоны характеризуются интенсивной линейной складчатостью с общим опрокидыванием к югу [Рогожин, Богачкин, 1993]. Главный Кавказский разлом на профиле ММЗ выражен узкой низкоскоростной неоднородностью, которая прерывается более высокоскоростной зоной на глубине 3-5 км, а затем вновь появляется на глубине около 7 км, и протягивается уже до крупной низкоскоростной неоднородности, соединяясь с ней (см. рисунок 3.4б).



Рисунок 3.6 А. Выходы кристаллического фундамента в районе Главного хребта.

Б. Складчатые песчано-сланцевые толщи нижней юры в районе Адайком-Казбекского разлома (фото Н.В. Андреевой).

На участке между зонами Главного Кавказского и Гебско-Лагодехского разломов, низкоскоростной объем практически выходит к поверхности. Здесь расположены: самый активный Кельский центр молодого вулканизма, молодые интрузии и зона наиболее напряженной складчатости Чиаурской

флишевой зоны. Выход к поверхности низкоскоростного тела хорошо соотносится с неотектоническим поднятием и изменением глубины кровли фундамента, рассчитанными для этой области в работе Ф.Л. Яковлева [Яковлев, 2015], где на блок-диаграммах наглядно показано неотектоническое поднятие по Гебско-Лагодехскому разлому в северной части Чиаурской зоны (рисунок 3.7).

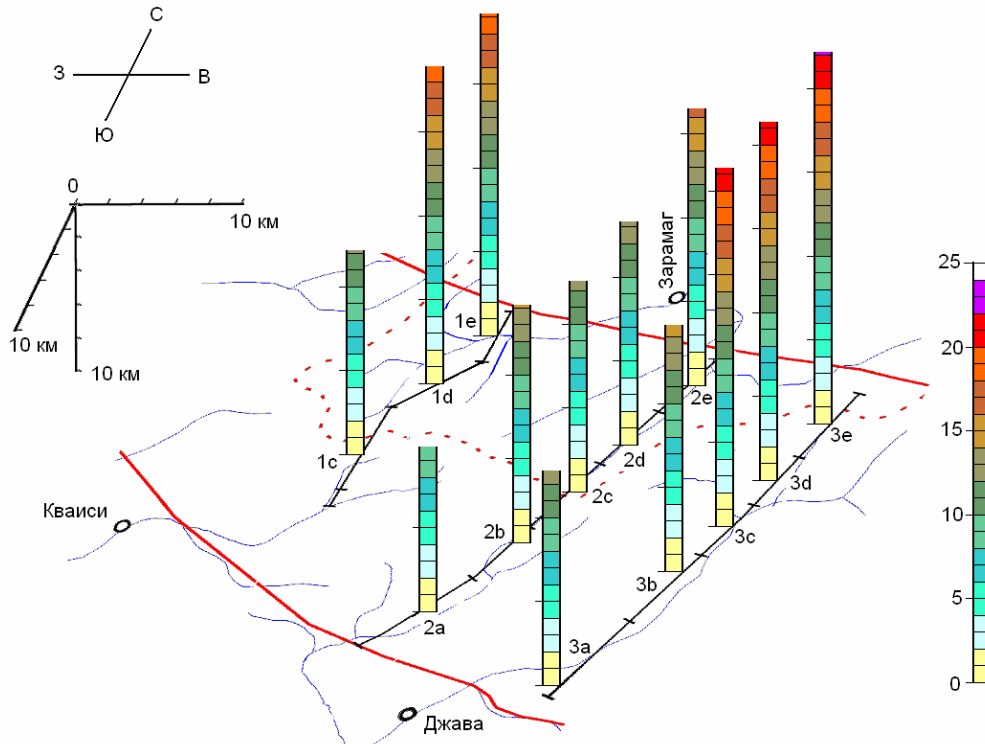


Рисунок. 3.7. Блок-диаграмма распределения параметра «неотектоническое поднятие» по площади Чиаурской зоны. Аксонометрическая проекция, шкалы расстояний слева, цветная шкала поднятия в километрах справа [Яковлев, 2015]

Наличие низкоскоростного тела под самой приподнятой частью Большого Кавказа свидетельствует в пользу представлений об основной особенности подвижных поясов, вовлеченных в горообразование, заключающейся в неперенном наличии в растущем объеме земной коры относительно легких (разуплотненных) горных пород [Трифонов, 1999]. По-видимому, имеют место деформационное (повышенная трещиноватость) и метаморфическое (ретроградный метаморфизм) разуплотнение пород. Обнаруженное низкоскоростное тело четко коррелирует с областью максимального воздымания на позднеорогенном этапе и может быть

сопоставлено с относительно легким объемом. Вероятно, это тело в коре можно интерпретировать как следствие глубинного диапиризма в терминологии В.В. Белоусова [Белоусов, 1989].

Основную роль в строении южного склона играет Кахетино-Лечхумский глубинный разлом, с которым связано сильнейшее на Большом Кавказе – Рачинское землетрясение [Рогожин, Богачкин, 1993]. Отдельные сегменты зоны разлома ограничивают впадины Рача-Лечхумского прогиба и представляют собой широкие полосы нарушений, объединяющие несколько субпараллельных взбросо-надвигов, по которым складчатые структуры Чиаурской зоны надвинуты на Гагро-Джавскую зону и Окрибо-Сачхерскую окраину Дзирульского массива.

В районе Кахетино-Лечхумского разлома расположен Джавский вулканический центр. Интересно, что на профиле ММЗ он не имеет глубинных корней. Здесь выделяется относительно узкий низкоскоростной карман, проникающий до глубины 10-13 км и круто, с изгибом на уровне 3-7 км, падающий в сторону осевой части Большого Кавказа.

Следует отметить, что на разрезе ММЗ читается горизонтальный срыв по границе фундамента в гипоцентре Рачинского землетрясения в виде низкоскоростной ступени (рисунок 3.4б). Результаты ММЗ также согласуются с другими независимыми сейсмологическими исследованиям региона, результаты которых были опубликованы ранее и относятся к изучению Рачинского землетрясения [Арефьев и др., 2006; Тихоцкий и др., 2011]. На рисунке 3.8 белыми пунктирными линиями обозначены пространственные области, где было получено решение методом сейсмической томографии для зоны Рачинского землетрясения. Неполное совпадение по глубине результатов томографии с ММЗ можно отнести, во-первых, за счет того, что профиль ММЗ проходил существенно восточнее эпицентра Рачинского землетрясения, и в зону анализа попало лишь продолжение структуры срыва из соседней тектонической зоны, и, во-вторых, за счет того, что точность ММЗ по глубине

заведомо ниже точности сейсмической томографии по плотной сети наблюдений.

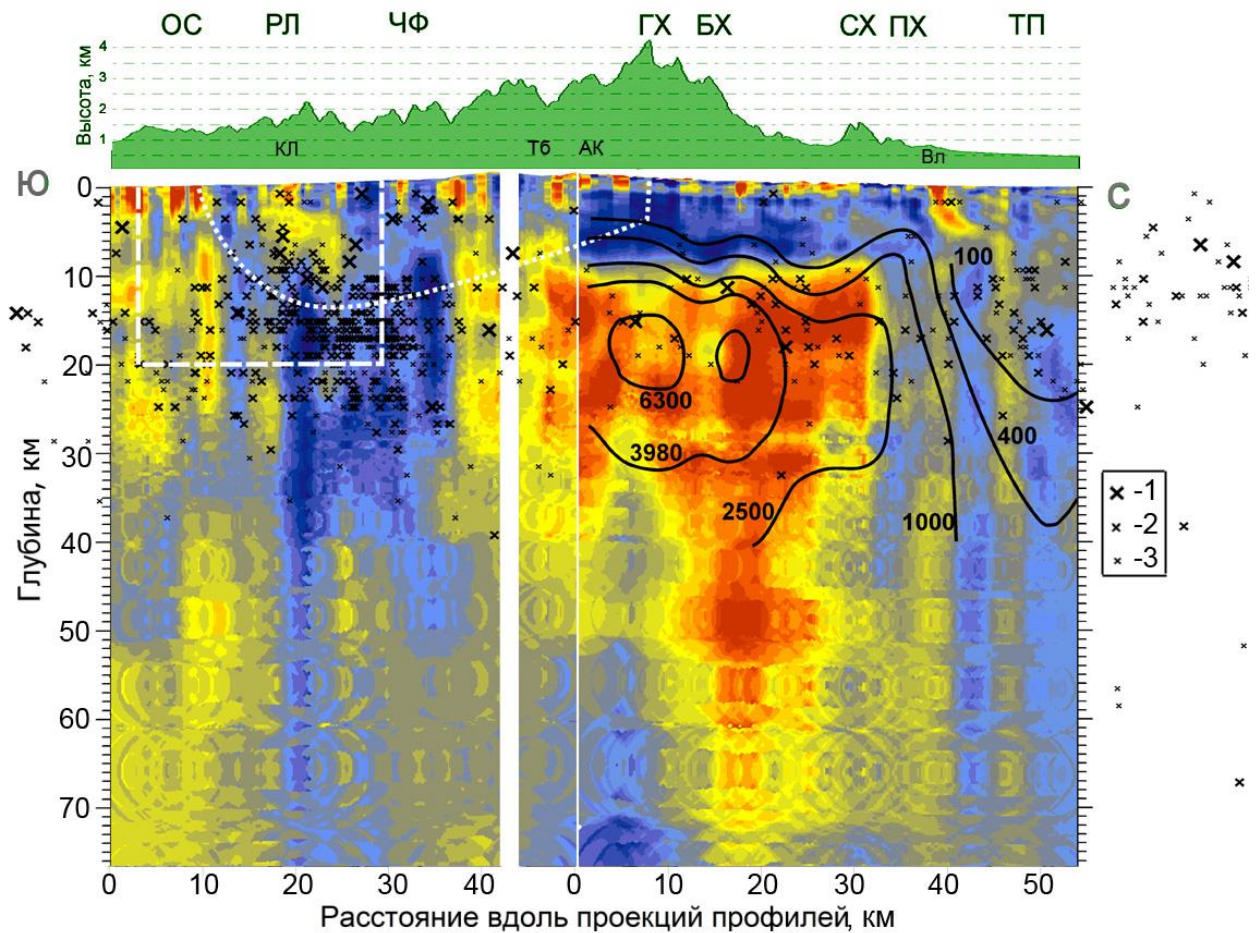


Рисунок 3.8 – Разрез по ММЗ с проекцией очагов землетрясений в полосе 70 км западнее и восточнее линии профиля (Горбатилов, ...Андреева и др., 2015). Тоновая шкала заливки идентична с рис. 5. Сплошные черные линии с числовыми значениями – изолинии поля электрического сопротивления (Ом м) по Геналдонскому профилю [Шемпелев, 2008] в проекции на разрез ММЗ. Белым пунктиром околнурена пространственная область, где было получено решение методом сейсмической томографии для зоны Рачинского землетрясения согласно [Тихоцкий и др., 2011], белыми точками околнурена аналогичная область согласно [Арефьев и др., 2006]. Тектонические зоны: ОС – Окрибо-Сачхерская, РЛ – Рача-Лечхумская, ЧФ – Чиатурский флишевый синклинорий, ГХ – Главного хребта, БХ – Бокового хребта, СХ – Скалистого хребта, ПХ – Пастбищного хребта, ТП – Терского прогиба. Разломы: КЛ – Кахетино-Лечхумский, Тб – Тибский, АК – Адайком-Казбекский, Вл – Владикавказский. Крестиками обозначены гипоцентры землетрясений, спроецированные на разрез ММЗ из коридора по 70 км восточнее и западнее профиля. Размер крестиков отражает значение магнитуд: (1) $4.5 \leq M < 4.5$; (3) $3.2 \leq M < 3.5$.

Также на рисунке 3.8 отчетливо наблюдается латеральная приуроченность сейсмичности к высокоскоростной зоне на южном склоне Кавказа. Видно, что гипоцентры также приурочены к соответствующему диапазону глубин. Менее отчетливо просматривается глубинная

приуроченность землетрясений, не попадающих в высокоскоростную зону. Тем не менее, заметно, что в среднем для всего разреза сейсмическая активность в диапазоне глубин 0–10 км слабее, чем в диапазоне глубин 10–25 км. В свою очередь, условная разделительная граница на ~10 км находит свое отражение в данных ММЗ, МТЗ и ГСЗ практически на всем протяжении представленных разрезов (рисунок 3.8).

Таким образом единый профиль ММЗ с точной привязкой позволяет увязать между собой все крупные геологические элементы в единую картину.

3.3. Западная окраина Кавказа (профиль Туапсе Апшеронск)

В зоне западной окраины Кавказа профиль ММЗ располагался приблизительно между городами Туапсе и Апшеронск. В тектоническом отношении этот участок устроен проще, чем осетинский (рисунок 3.9). Здесь выделяют зону южного склона, осевую зону (которая в новейшей структуре представлена депрессией), моноклираль северного крыла, Западно-Кубанский прогиб и Адыгейский выступ [Корсаков и др., 2002].

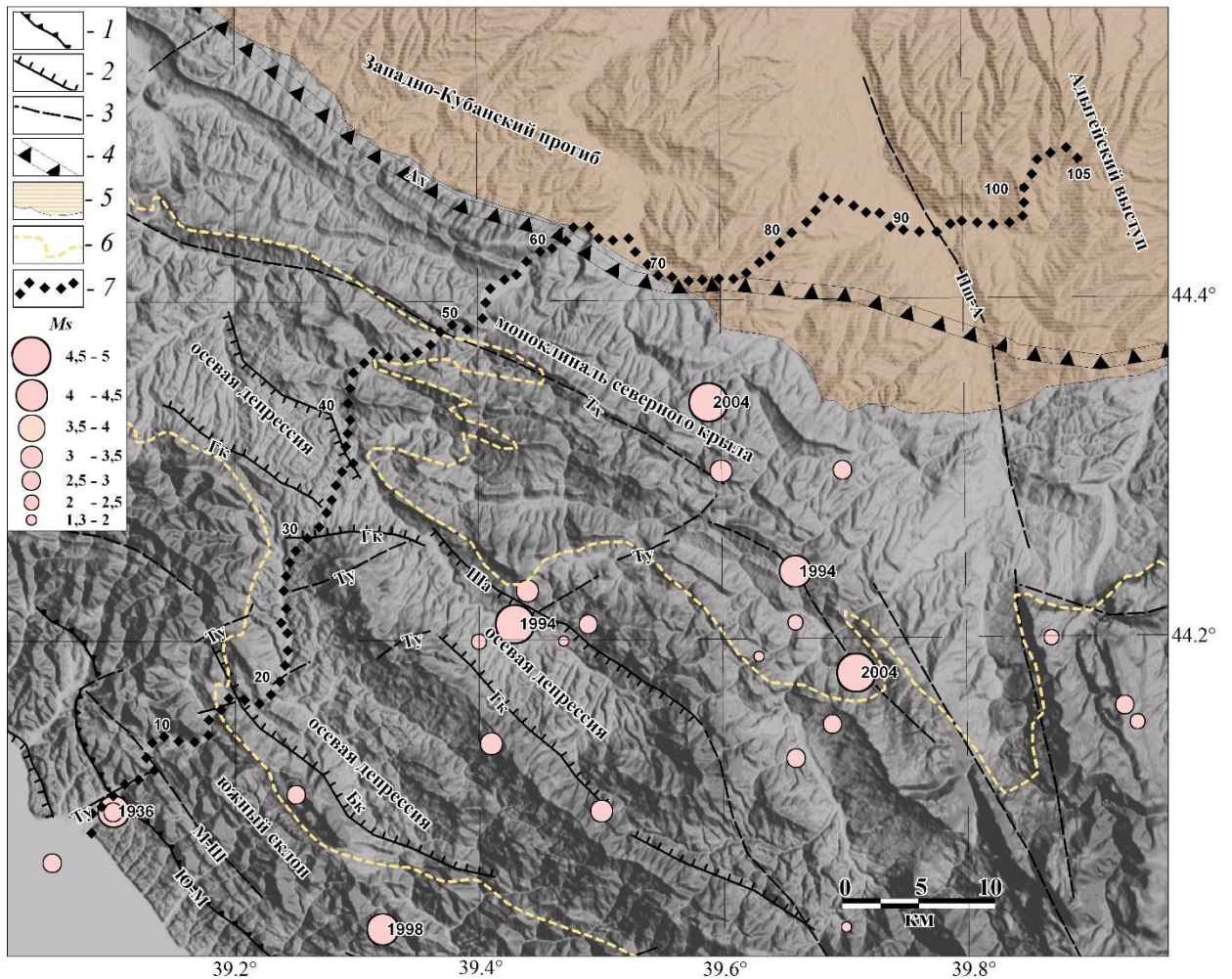


Рисунок 3.9 – Тектоническая схема Туапсинского сектора с названиями основных морфотектонических подразделений и эпицентрами землетрясений (Рогожин, ..., Андреева, и др., 2015). Составлена с использованием данных: [Лебедев и др., 2009, Несмеянов, 1992].

1, 2 – активные разломы: 1 – взбросы, 2 – сбросы (Ю_М – Южно_Михайловский; Гк – Главный Кавказский); 3 – предположительно активные разломы неясной кинематики: М_Ш – Мессожайско_Шепсинский, Ту – Туапсинская система разломов, Бк – Бекешейский, Тх – Тхамахинский, Пш_А – Пшехско_Адлерский), 4 – Ахтырская флексура; 5 – олигоцен_плиоценовые осадки Западно_Кубанской впадины; 6 – границы Гойтхской тектонической зоны (сланцевого ядра); 7 – пикеты профиля ММЗ

По линии профиля был составлен структурно-геологический разрез (рисунок 3.10а) и геофизический профиль микросейсмического зондирования (рисунок 3.10б), а также прослежены опорные геоморфологические уровни (поверхности выравнивания), по которым можно проследить характер молодых тектонических деформаций (рисунок 3.10а). Исследования опирались на работы Е.Е. Милановского [1968] и С.А. Несмеянова [1992]. В качестве опорного был выбран позднеплиоцен-эоплейстоценовый уровень, так как он хорошо прослеживается как в центральном, так и в западном

секторах Большого Кавказа. Этот уровень наиболее полно отражает характер современных орогенических движений. Все изученные проявления голоценовых смещений в разломных зонах имеют яркую выраженность и в деформациях указанного уровня.

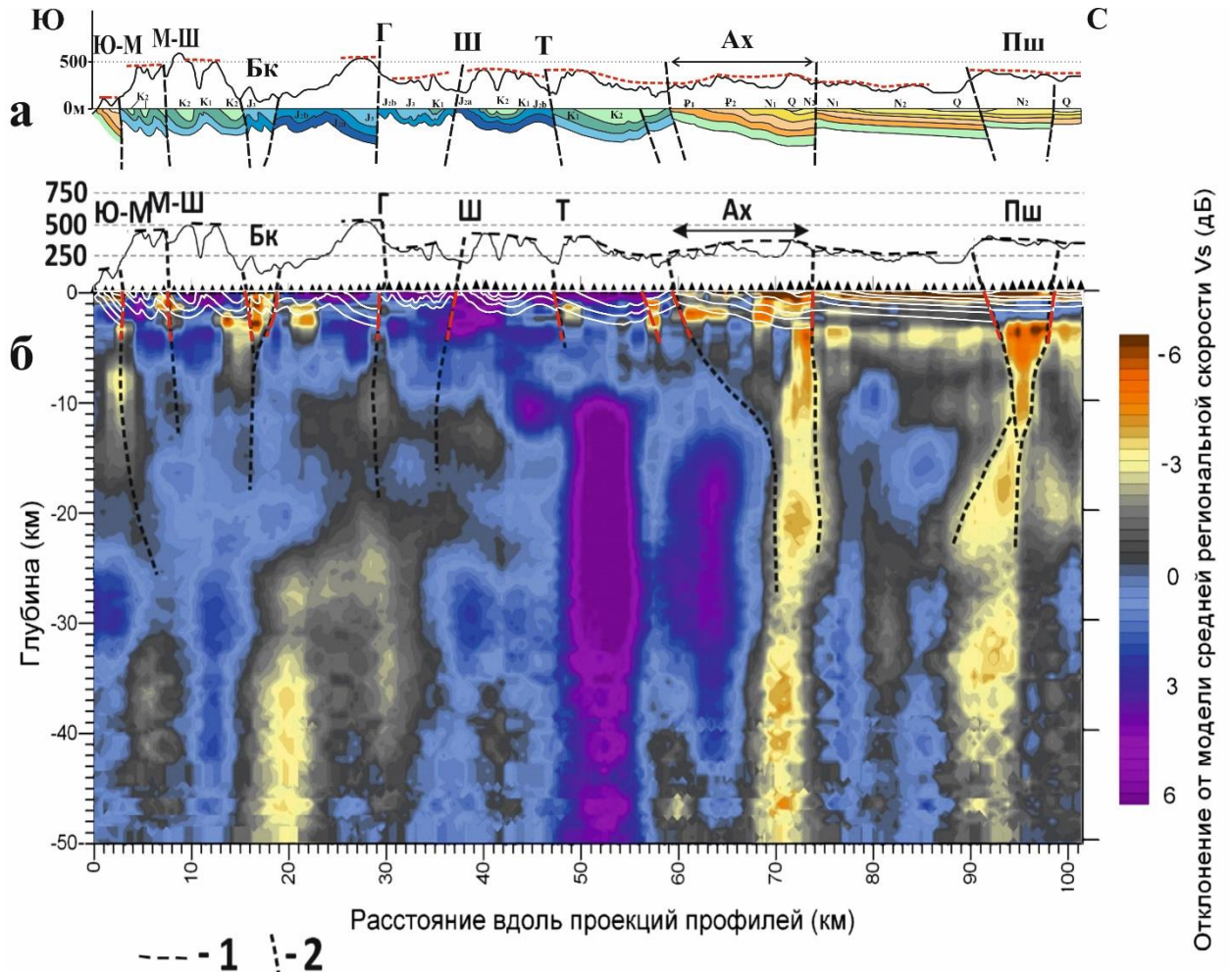


Рисунок 3.10 – Геологический профиль (а) (составлен с использованием данных Е.А. Рогожина и геологической карты [Маринин, Расцветаев, 2008]) и разрез ММЗ (б) по профилю Туапсе-Апшеронск [Рогожин, ... Андреева и др., 2015 с изменениями]

1 – позднеплиоцен-эоплейстовый геоморфологический уровень; 2 – основные разломы по геологическим данным и их предполагаемое положение в недрах на профиле ММЗ.

Разломы: Ю-М – Южно-Михайловский; М-Ш – Мессажайско-Шепсинская система разломов; Бк – Бекишейский; Г – Гогопсинский; Ш – Шаумяновский; Т – Тугупсинский; Н – Навагинский; А – Ахтырская система разломов, Пш – Пшехско-Адлерский.

Структурно-формационная зона южного склона, именуемая Анапско-Агойской, образована на поверхности флишевыми отложениями терригенно-карбонатного состава верхнемелового и палеогенового возраста. Её породы

сжаты в брахискладки как запад-северо-западной (“кавказской”), так и северо-восточной (“антикавказской”) ориентировки. С востока зона южного склона отделяется зоной Южно-Михайловского разлома, представляющего собой взброс со следами голоценовых тектонических смещений. Он был детально изучен в бассейне р. Туапсе [Овсученко и др., 2013], где в зоне разлома прослеживается уступ. Высота уступа на поверхности надпойменных террас достигает 2 м. В зоне разлома, был обнаружен очень молодой сейсмоструктурный разрыв. По макросейсмическим данным с этим разрывом увязывается очаг Туапсинского роя землетрясений 1936 г. Несмотря на относительно небольшие для этого района магнитуды ($M=4.3-4.4$), произошла вертикальная подвижка на 25 см. На профиле ММЗ Южно-Михайловский разлом проявлен в виде вытянутой низкоскоростной зоны, отчетливо прослеживающейся до глубины 18 км и дальше, но уже менее выражено. В верхней части, до глубины 2-2,5 км, разлом выражен смещением слоёв, где так же читается взброс.

Мессажайско-Шепсинский разлом, выражен узкой низкоскоростной зоной в теле высокоскоростного объема, затухающей на глубине 11 км. Он проявлен менее контрастно, чем Южно-Михайловский, и смещения слоев по разлому на профиле не наблюдается.

В осевой зоне основное место занимают Бекишейский и Гогопсинский разломы. Бекишейский разлом хорошо читается на профиле ММЗ в виде довольно широкой отчетливой низкоскоростной зоны, в то время как Гогопсинский разлом менее контрастный, но достигает больших глубин (до 18 км.) Кроме того, оба разлома выражены смещением слоев.

Под осевой зоной на разрезе ММЗ выделяется низкоскоростное тело, выходы которого под дневную поверхность условно можно увязать с зонами Бекишейского и Гогопсинского разломов. Это тело имеет незначительную контрастность и выше глубины 18-20 км прослеживается весьма неотчётливо. Существенной особенностью является появление под моноклиналию северного крыла вертикального высокоскоростного объема на небольших

глубинах (менее 10 км). Это тело со значительно меньшей контрастностью выходит на поверхность в районе осевой депрессии.

Тугупсинский разлом на глубине имеет бескорневое строение.

Зона Ахтырского разлома в районе Апшеронска проявлена на всех структурных уровнях. Здесь прослеживается пологий уступ, у которого поднято подгорное (северное крыло). Уступ выработан на водораздельной поверхности эоплейстоценового возраста [Несмеянов, 1992], где его высота достигает 7-8 м. Уступ прослеживается также и на поверхности плейстоцен-голоценовых террас долин рек Пшиш, Пшеха и Псекупс, что может указывать на высокую тектоническую активность северной ветви Ахтырской зоны. На профиле ММЗ зона Ахтырского разлома выражена очень контрастно в виде субвертикальной низкоскоростной зоны проникающей ниже подошвы земной коры. Аналогичное строение этого разлома выявлено и на северо-западном погружении Большого Кавказа. Профиль на значительном отрезке проходит по простиранию этой структуры. В результате чего Ахтырская зона на профиле имеет очень большую ширину, а её строение оказалось несколько искажено. Сопоставление разреза ММЗ с геолого- геофизическим разрезом А.Г. Шемпелева [2004] показывает, что Ахтырская зона является наиболее контрастной активной структурой, прослеживаемой ниже подошвы земной коры (рисунок 3.11).

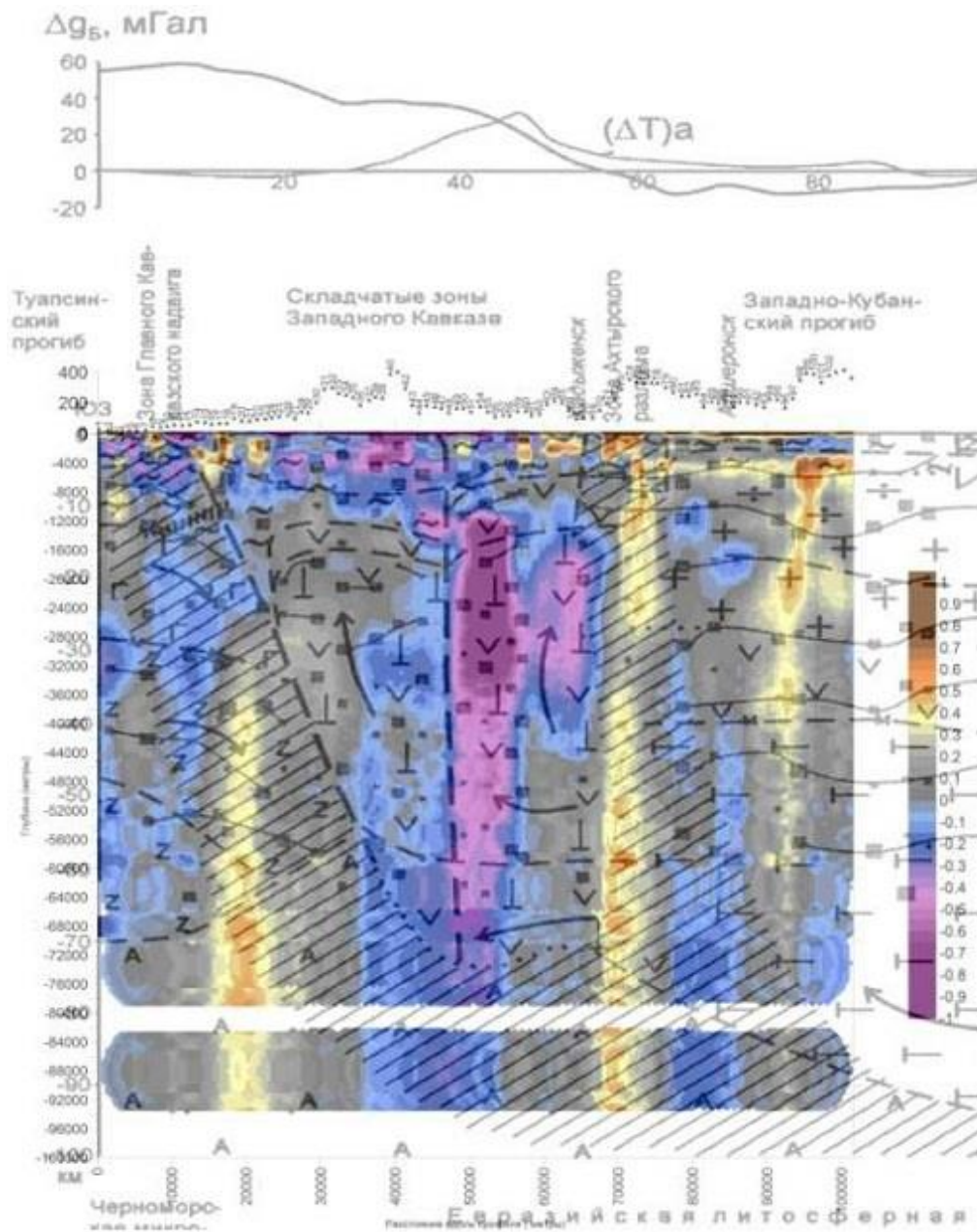


Рисунок 3.11 – Сопоставление разреза ММЗ [Рогожин, ...Андреева и др., 2015] с геолого-геофизическим разрезом А.Г. Шемпелева [2004]

В зоне Пшехско-Адлерского разлома молодые тектонические деформации маркируются залеганием позднеплиоценэоплейстоценовых осадков. На профиле ММЗ разлом проявлен контрастной низкоскоростной зоной, трассирующей до больших глубин (рисунок 3.10б).

Таким образом, в качестве главнейших структурообразующих глубинных границ выделяются: разломы южного склона (Мессоажайско-Шепсинская система разломов); зона «Главного Кавказского надвига» (на

поверхности соотносимая с Бекишейским, Гогопсинским и Шаумяновским разломами); Ахтырская флексурно-разрывная зона и зона Пшехско-Адлерского разлома.

Из всего вышесказанного видно, что глубинное строение Туапсинского сектора отличается от центрального сектора мегантиклинория. Если в осевой части Большого Кавказа наблюдается обширный низкоскоростной объем, то в близкой тектонической позиции Туапсинского сектора контрастность и размеры такого объема значительно меньше. Граница между Большим Кавказом и Предкавказским прогибом на обоих профилях представлена узкими низкоскоростными вертикальными телами, проникающими в недра на всю мощность земной коры. Эти низкоскоростные неоднородности подстилают выходящие на поверхность зоны крупнейших разломов – Владикавказского на востоке и Ахтырского на западе.

3.4. Западная зона замыкания складчатой зоны Большого Кавказа

Западная зона замыкания мегантиклинория Большого Кавказа отличается высокой тектонической активностью, которая проявлена разнообразными разрывно-складчатыми деформациями молодых отложений и форм рельефа. Им сопутствуют современные движения земной поверхности, грязевой вулканизм, перестройки речной сети и локальные ареалы аномально высокой активности процессов денудации.

В период с 2014 г. по 2019 г. на Северо-Западном Кавказе были проведены масштабные работы, включавшие в себя комплексные геолого-геофизические исследования в крупнейших флексурно разрывных и разломно складчатых зонах (Анапской, Ахтырской, Молдавановской, Карабетовской, Фанагорийской и Приазовской антиклинальных гряд, разломов Пшеха Адлерского, Керченского пролива, Керчь Тузлинского) [Рогожин и др., 2020]. Для этих целей в регионе на ряду с детальными геолого-геоморфологическими

исследованиями был пройден ряд профилей ММЗ, пересекающих все вышеперечисленные структуры. (рисунок 3.12).

В рамках данного исследования наиболее интересными представляются исследования в районе зоны северо-западного погружения Большого Кавказа. Таким образом, сосредоточимся на профилях Шуго (С-С' на рисунке 3.12) и Гостагаевский (В-В' на рисунке 3.12), пересекающих зону западного замыкания Кавказа вкрест структуры и по направлению её периклинального замыкания соответственно.

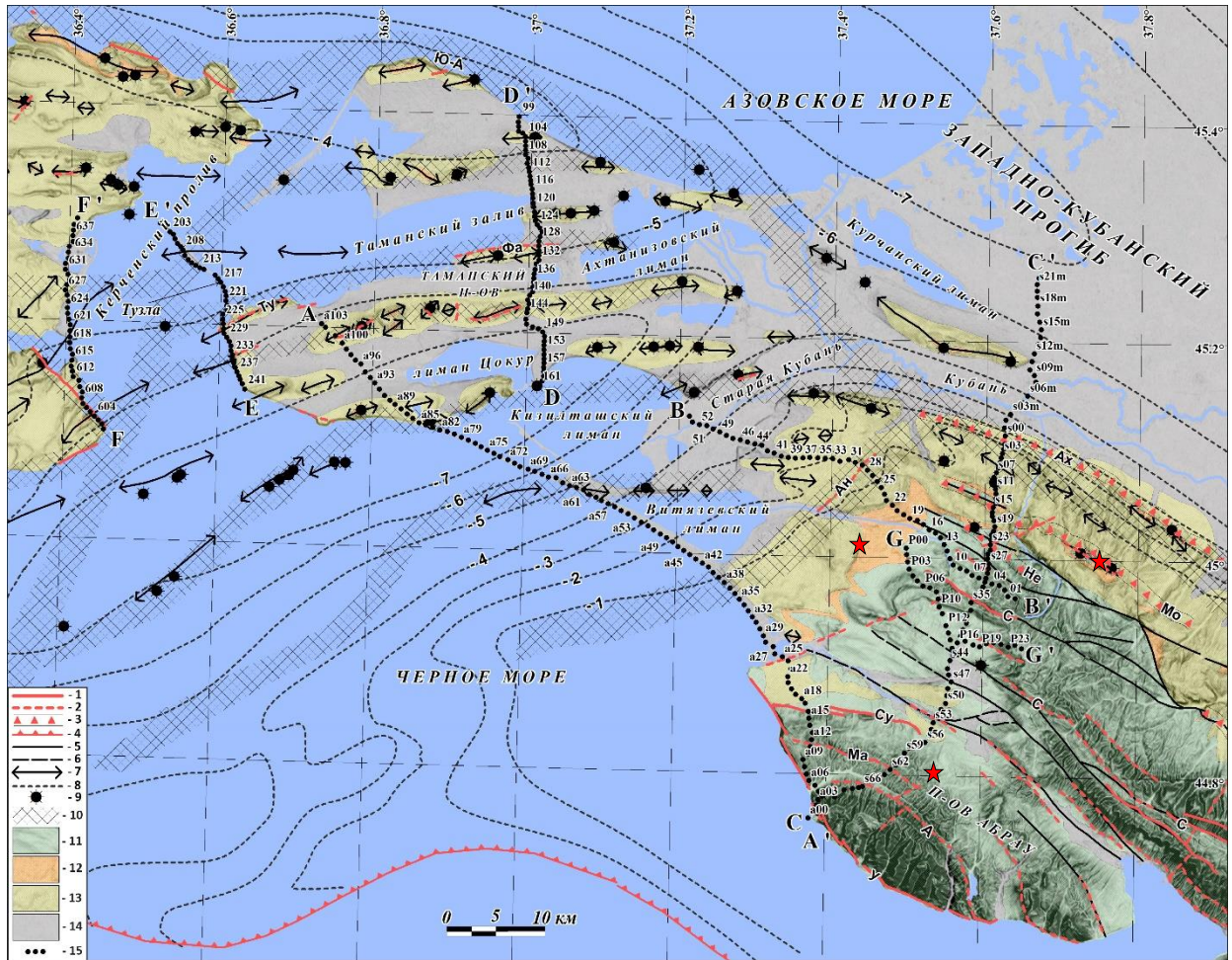


Рисунок 3.12 – Тектоническая схема (Рогожин, ... Андреева и др., 2020). Составлена с использованием данных: [Шнюков и др., 1986; Мейснер, Туголесов, 1998; Корсаков и др., 2001; Корсаков и др., 2009].

1, 2 – активные разломы (1 – с изученными следами позднеголоценовых смещений, 2 – по косвенным данным): С – Семигорский; Су – Су-Псехский; У – Утришский; А – Абраусский; Ма – Марфовский; Ан – Анапский; Ю-А – Южно-Азовский; Ту – Тузлинский; Фа – Фанагорийский; 3 – флексурно-разрывные зоны: Ах – Ахтырская; Мо – Молдавановская; Не – Неберджаевская (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 4 – Черноморский взбросо-надвиг; 5, 6 – основные со складчатые разломы (6 – скрытые под более вышележащими отложениями); 7 – оси антиклинальных складок деформирующих верхнемиоцен-плиоценовые отложения; 8 – изолинии подошвы майкопской серии (км); 9 – грязевые вулканы; 10 – зоны крупнейших глубинных разломов в пределах Западно-Кубанского прогиба и Керченско-Таманской складчатой зоны по геофизическим данным; 11 – складчатый комплекс Большого Кавказа (мел-палеогеновые отложения); 12 – майкопская серия (олигоцен-нижний миоцен); 13 – неогеновые (верхнемиоцен-плиоценовые) отложения; 14 – четвертичные отложения; 15 – профили ММЗ.

В рельефе зона погружения Северо-Западного Кавказа представлена плавно понижающимися линейными низкогорными хребтами, образующими несколько невысоких, извилистых литологических увалов, возвышающихся на десятки метров над холмистой равниной. Увалы выработаны во

флишеидных толщах палеогена и вдоль слоев прибрежноморских известняков, песчаников и конгломератов неогенового возраста. На этом фоне наблюдается линейный вал северо-восточного простирания, не вписывающийся в морфоструктурный рисунок, по которому хорошо восстанавливается залегание неогеновых слоев (рисунок 3.13) [Рогожин и др., 2020]. В структурном плане вал соответствует резкому нарастанию мощности майкопской серии и расположен на месте максимального перегиба кайнозойских отложений. Мощность майкопских глин резко уменьшается к югу от вала, а подошва этой серии приподнята до современного эрозионного среза и выше. Деформации рельефа и молодых отложений в пределах осевой зоны Северо-Западного Кавказа имеют блоковый характер: низкогорные хребты разделены тектоническими понижениями. Разломные ограничения отдельных депрессионных структур представлены активными сегментами Семигорского разлома, вдоль которых выявлены позднеголоценовые сбросы [Рогожин и др., 2014б]. В новейшей структуре Северное крыло Кавказа испытывает ступенчатое погружение в северном направлении и имеет вид моноклинали. Крупные флексурно-разрывные зоны (Ахтырская, Молдавановская и Неберджаевская) и обнаруженные в их пределах деформации позднеплейстоцен-голоценовых отложений были детально изучены и описаны ранее [Рогожин и др., 2014б].

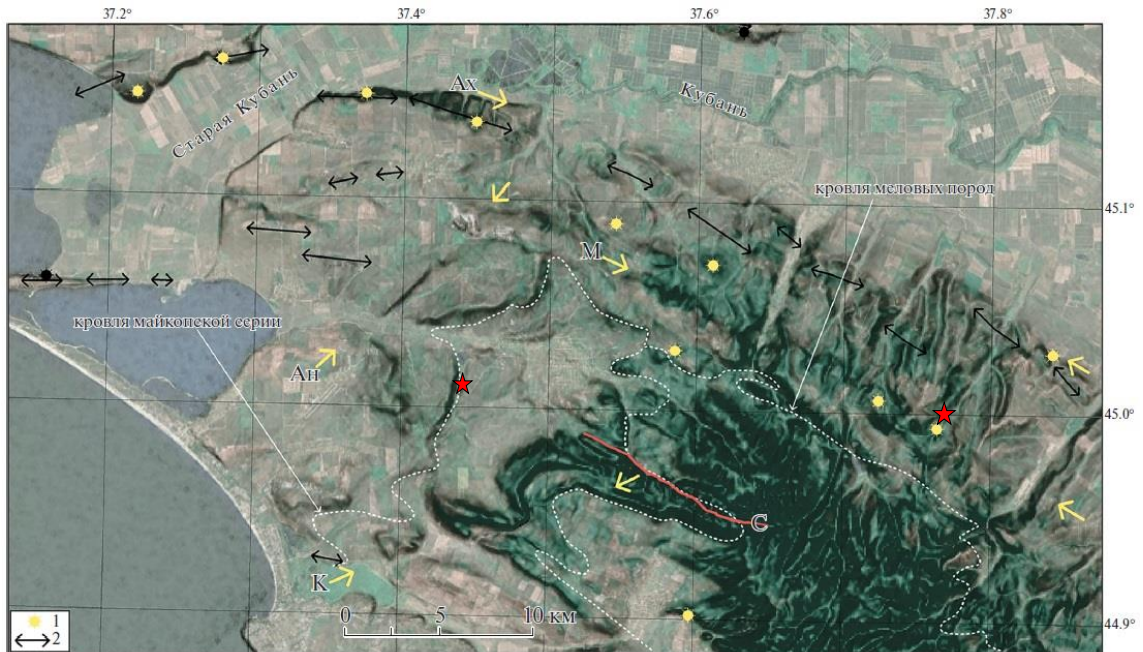


Рисунок 3.13 – Схема морфотектоники северо-западного погружения Большого Кавказа (Рогожин, ... Андреева и др., 2020): С – активный сегмент Семигорского разлома (красная линия). Между стрелками: Ан – Анапский разлом; К – Куматырский разлом; Ах – Ахтырская флексурно-разрывная зона; М – Молдавановская флексурно-разрывная зона; 1 – грязевые вулканы; 2 – оси антиклинальных складок деформирующих верхнемиоцено-плиоценовые отложения. Красной звездочкой показано положение очага землетрясения 2018 года по данным ГС РАН.

В настоящее время, как и на протяжении XIX–XX вв., в районе северо-западного погружения Большого Кавказа отмечается относительно повышенный уровень сейсмичности. Здесь отмечалось несколько событий с $M \leq 5.7 \pm 0.5$ [Кондорская, Шебалин, 1977; Ананьин, 1977; Никонов, Чепкунас, 1996] и такие события как Анапское 12.07.1966 ($M = 5.3$, $I_0 = 7$ баллов) и Нижнекубанское землетрясения 09.11.2002 ($M_S = 4.5$, $I_0 = 6$ баллов), которые выявили сильные противоречия между макросейсмическими проявлениями и инструментальными данными о положении эпицентров и о тектоническом строении [Татевосян и др., 2003]. 10.12.2012 г. в районе Анапы произошло Супсехское землетрясение с $M = 4.2$, ощущавшееся с интенсивностью до 5 баллов [Якушева и др., 2013]. Отличительной особенностью сейсмотектонических процессов в этой зоне является сравнительно глубокое залегание очагов землетрясений – 20–50 км [Габсатарова и др., 2019]. Одно из недавних событий произошло 24.04.2018 недалеко от станции Гостагаевская. Там было зафиксировано землетрясение с $M = 4.1$, и глубиной очага 10 км

(данные ЕГС РАН). Примечательно, что несколько новостных каналов дали заметки, об ощущаемости этого события в станице Натухаевская и приурочили его именно к ней. Тем не менее, ориентируясь на данные о положении очага от ЕГС РАН, видно, что эпицентр четко совпадает с границей кровли майкопской серии (рисунок 3.13). Профили ММЗ, представленные в работе, проходили в непосредственной близости от эпицентра данного события.

Помимо современных сейсмических наблюдений, в районе так же проводились и палеосейсмогеологические исследования, которые показали, что в регионе происходили и более сильные землетрясения с $M = 6.7-6.8$, интенсивность которых могла достигать 9–10 баллов [Островский, 1970; Рогожин и др., 2014б; Никонов, 2015; Овсяченко и др., 2015; 2017; 2019].

3.4.1 Анализ профилей микросейсмического зондирования

Профиль Шуго (С-С' на рисунке 3.12)

Профиль Шуго пересекает зону западного замыкания Кавказа вкrest структуры, проходя при этом через пять крупнейших тектонических структур Северо-Западного Кавказа в направлении с севера на юг: Собербашско-Гунайский синклинорий, Псебепско-Гойтхский антиклинорий, Тхабский синклинорий, Семигорский антиклинорий, Анапско-Агойский синклинорий (рисунок 3.12). Как и в предыдущих случаях, по линии профиля был составлен структурно-геологический разрез (рисунок 3.14а) и прослежены поверхности выравнивания. Все эти данные сопоставлялись с профилем микросейсмического зондирования, пройденным с точной пространственной привязкой к геологическому профилю.

Проанализируем глубинный разрез, полученный по методу ММЗ (рисунок 3.14б).

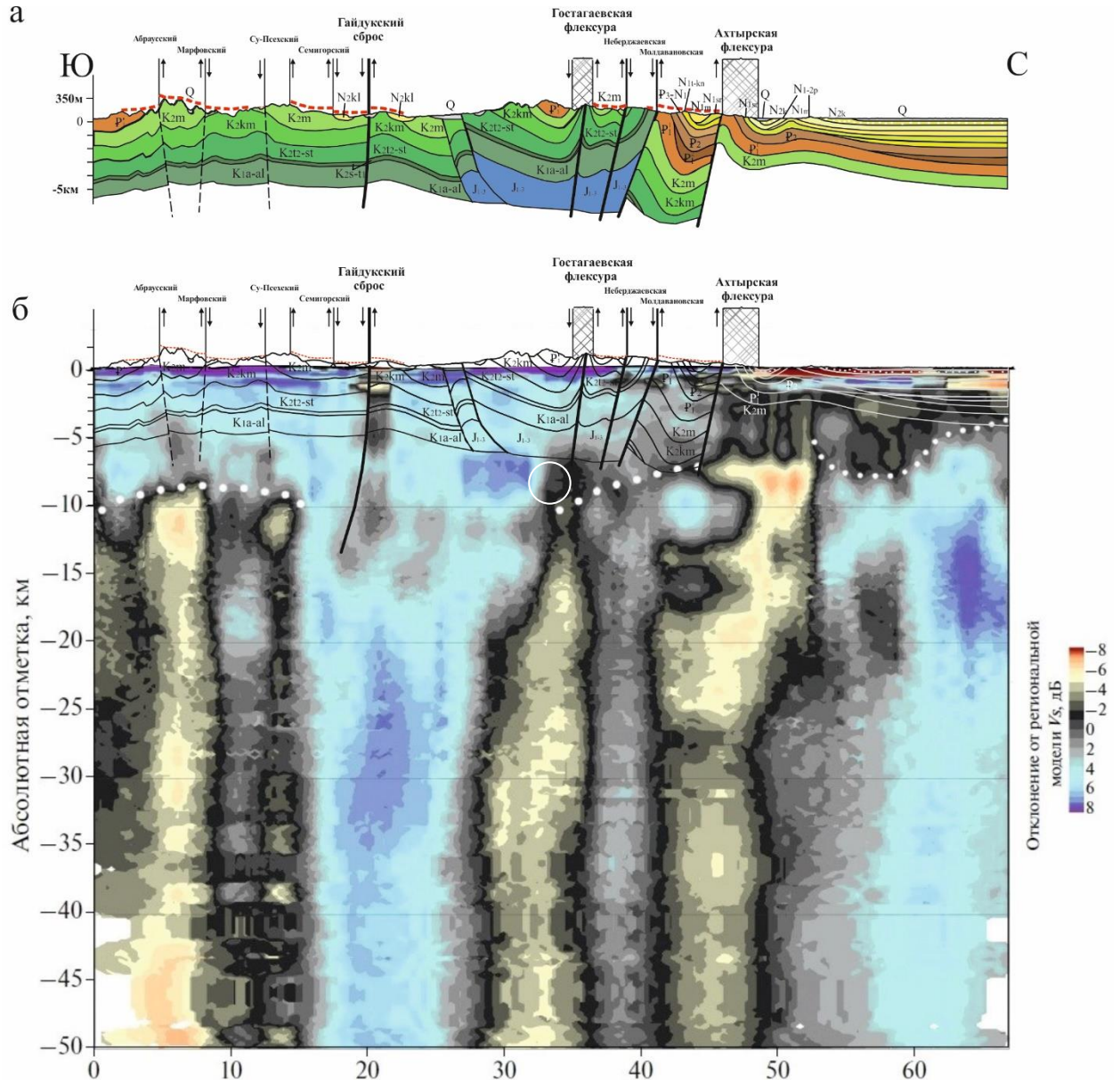


Рисунок 3.14 – Геологический профиль (составлен с использованием геологической карты [Маринин, Расцветаев, 2008]) и разрез земной коры по результатам ММЗ вдоль профиля Шуго по линии Большой Утриш–Натухаевская–Варениковская (Рогожин, ... Андреева и др., 2020)

Флексурно-разрывные зоны: М – Молдавановская, Ах – Ахтырская. Глубинные разломы: А – Абрауэский; Ба– Баканский взброс; Бз – Безепский; Ц – Цемесский; С – Семигорский; СП – Су-Псеэский; Ш– грязевой вулкан Шуго. Тектонические зоны: Са – Семигорский антиклинорий; Тс – Тхабский синклиорий; П-Га – Псебепско-Гойтхский антиклинорий; С-Гс – Собербашско-Гунайский синклиорий; З-Кп – Западно-Кубанский прогиб. Белыми точками в северной части разреза показана подошва молодых олигоцен-четвертичных отложений Западно-Кубанского предгорного прогиба, большими белыми точками под северным и южным крыльями мегантиклинория показана кровля кристаллического фундамента под периклинальню Северо-Западного Кавказа. Белым кружком показано предполагаемое место эпицентра очага 2018 года.

В южной и центральной частях профиля, на участке между точками а00 и s10 можно отметить, что от поверхности и до глубин 6–10 км ниже уровня

моря эта область подстилается относительно высокоскоростным слоем, занимающим всю верхнюю часть коры. В подошве этого блока отмечается наиболее низкоскоростной слой, полого погружающийся на юг к осевой части мегантиклинория и, по-видимому, представляющий собой поверхность кристаллического фундамента. Под северным крылом мегантиклинория – между точками s02m и s10 – расположена область с пониженными значениями скоростей сейсмических волн. Она прослеживается до глубин 6–10 км и соответствует зоне Западно-Кубанского прогиба, отделяясь при этом от мегантиклинория Ахтырской флексурно-разрывной зоной, хорошо читаемой на профиле в виде вертикально проникающих в земную кору низкоскоростных корней, прослеживающихся до глубин около 15 км. На профиле также отчетливо выделяется Цемесский разлом, который начинается от самой поверхности и проникает вглубь до глубин 5-7 км, однако ниже границы фундамента он уже не прослеживается.

Марфовский и Су-Псехский разломы представлены крупными вертикально вытянутыми низкоскоростными зонами, начинающимися от глубины 8-10 км, при этом выше поверхности фундамента они прослеживаются весьма неотчетливо. Между этими разломами на профиле ММЗ отчетливо читается Суккинский грабен. Марфовский разлом, являющийся северным ограничением грабена, представляет собой левый сдвиг-сброс. В его зоне обнаружено и прослежено свежее нарушение рельефа, представленное свежими уступами. Длина нарушения составляет приблизительно 3 км. Для более детального изучения зоны разлома у подножья уступа была пройдена канава (рисунок 3.15). В данной канаве обнаружены следы резкой подвижки по разрыву. Радиоуглеродный метод помог определить возраст палеопочвы, захороненной в опущенном крыле, на основе чего делается вывод, что подвижка произошла в недалеком прошлом, примерно 900-500 лет назад. С учетом величины смещения (примерно 40 см), небольшой глубины залегания и длины разрыва,

предположительная магнитуда древнего землетрясения составляет $M_w = 5.7$ [Рогожин и др., 2014б].



Рисунок 3.15 – Сейсморазрыв в зоне Марфовского разлома [Рогожин и др., 2014б]

Важно отметить отчетливую корреляцию между положением Семигорского разлома на поверхности (рисунок 3.12) и контактом двух разнопрочных объемов на глубинах под пикетами s33–s35. На профиле видно, как на больших глубинах, начиная от 12 км, этот разлом становится наклонным. Если синтерполировать положение очага землетрясения 2018 года на профиль Шуго, то он попадает в область 35-37 пикетов, на активный сегмент Семигорского разлома. При глубине очага 10 км мы видим, что это положение совпадает с границей фундамента (рисунок 3.14б). Именно рядом с этой областью расположена локальная высокоскоростная неоднородность.

Можно выдвинуть предположение о возможной приуроченности данного события к зоне Семигорского разлома на границе между максимально высокими и низкими скоростями.

Зону низкоскоростных неоднородностей между пикетами s40 и s05m можно сопоставить с обширным относительно низкоскоростным телом под осевой частью Большого Кавказа на профиле по Военно-Осетинской дороге, но, как и в позиции Гуапсинского сектора, размеры и контрастность данного объема здесь значительно меньше. Граница этого тела, как и в предыдущих профилях представлена узкими низкоскоростными вертикальными телами, проникающими в недра на всю мощность земной коры соответствующими крупным разломным зонам.

Профиль Гостагаевский (В-В' на рисунке 3.11)

Профиль Гостагаевский расположен по направлению периклинального замыкания западного окончания Кавказа. В своей западной части он пересекает восточную ветвь Джигинского глубинного разлома, и проходит вкост Анапской флексурной зоны. Джигинский ранее был выявлен сейсморазведкой [Перерва, 1981]. На разрезе ММЗ он прослеживается до глубины 50 км и прослеживается в виде узкого, низкоскоростного “кармана” проникающего в фундамент и верхний слой коры (рисунок 3.16). Гостагаевский разлом практически не выражен в рельефе дневной поверхности. На профиле ММЗ он так же виден не отчетливо. Крупным глубинным разломом субмеридионального простирания, Натухаевский так же слабо выражен на поверхности, он проведен по гравиметрическим данным [Летавин, Перерва, 1987] и по данным сейсморазведкой [Перерва, 1981]. На профиле ММЗ в районе пикетов 2 и 3 этот разлом представлен узким линейным низкоскоростным включением, вертикально проникающим в кору, но при этом к дневной поверхности он не выходит, начинаясь на глубине 4 км.

В восточной части профиля четко просматривается поверхность кристаллического фундамента (см. рисунок 3.16). Кроме того, на разрез

нанесена кровля домеловых отложений [Государственная..., 1986]. На профиле видно, как меловые отложения попадают в общий объём низкодобротных пород, при погружении юго-западного борта прогиба.

Поверхность кристаллического фундамента, независимо выделяемого по геофизическим данным [Золотов и др., 2001], в восточной части профиля представлена относительно низкоскоростным горизонтом толщиной 2–4 км (–2...–5 дБ) полого погружающимся в восточном направлении под углом около 5°–10°. В западной части профиля этот горизонт залегает уже в противоположном, восточном направлении. Зона изменения угла залегания совпадает с Анапской флексурной зоной, которая протягивается вглубь до 30 км в виде узкой относительно низкоскоростной зоны (–2...–5 дБ), падающей под небольшим углом на восток. У поверхности Анапская флексура проявлена яркой низкоскоростной неоднородностью (–7...–8 дБ).

На профиле отчетливо читается погружение западного крыла, совпадающее с местом понижения в рельефе. Под восточной частью профиля с вступлением Кавказских гор появляется и относительно низкоскоростное тело, похожее на подобные низкоскоростные области под осевой частью Кавказа на других профилях.

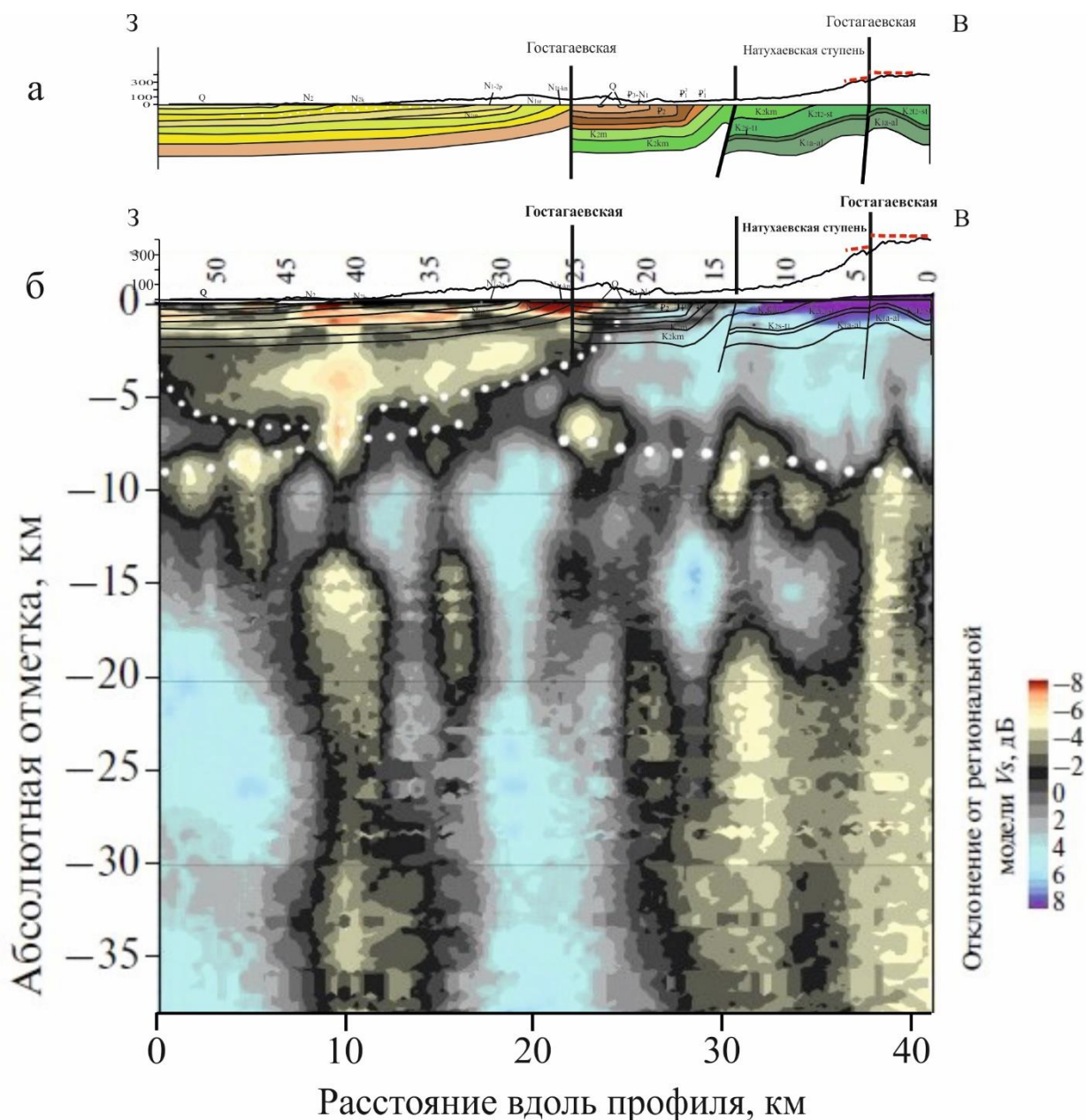


Рисунок 3.16 –Геологический профиль (составлен с использованием геологической карты [Маринин, Расцветаев, 2008]) и разрез земной коры по результатам ММЗ по линии вдоль Гостагаевского профиля (Рогожин, ... Андреева и др., 2020). Зеленым цветом показан рельеф дневной поверхности. Большими белыми точками на глубинах 7–9 км н. у. м. показана граница кристаллического фундамента под периклиналью Северо-Западного Кавказа (пикеты 0–25). Малыми белыми точками показан грабен Керченско-Таманского поперечного прогиба, как линзообразная область пониженных скоростей. В западной части профиля, под грабеном, белыми точками на уровне пикетов 33–54 показана кровля домеловых отложений по карте [Государственная..., 1986]. Стрелками показаны глубинные разломы: Бз – Безепский; Г – Гостагаевский; Д – Джигинский; Н – Натухаевский

Выводы к главе 3

1. Под осевой частью Большого Кавказа на микросейсмических разрезах отчетливо видно наличие обширного, относительно низкоскоростного тела (падение скорости оценивается до ~ 5 дБ относительно региональной скоростной модели (РСМ)), прослеживающегося на глубинах в диапазоне от 9-10 до 45-50 км. Это тело наблюдается во всех изученных частях Кавказа – в центральной и западной зоне, а также в западной зоне замыкания Большого Кавказа. Наиболее ярко это низкоскоростное тело выражено в центральной части Большого Кавказа, в то время как размеры и контрастность данного объема в Туапсинском секторе и в Западной зоне замыкания Кавказа значительно меньше. Граница этого тела, на всех геофизических профилях представлена узкими низкоскоростными вертикальными телами, проникающими в недра на всю мощность земной коры и соответствующими крупным разломным зонам.

Наличие такого тела может быть сопоставлено с относительно легким объемом и свидетельствовать в пользу представлений об основной особенности подвижных поясов, вовлеченных в горообразование, заключающейся в неперенном наличии в растущем объеме земной коры относительно легких (разуплотненных) горных пород [Трифонов, 1999]. В терминологии В.В. Белоусова [Белоусов, 1989] это тело можно интерпретировать как следствие глубинного диапиризма.

2. Зоны разломов на профилях ММЗ выражены по-разному. Можно выделить следующие типы:

- Разломы, представленные крупными относительно низкоскоростными ($-3 \dots -6$ дБ), вертикальными зонами (до 7 км в ширину), проходящими от поверхности в глубь фундамента до больших глубин (20-30 км). Например, Южно-Михайловский разлом проявлен в виде вытянутой низкоскоростной зоны, отчетливо прослеживающейся до глубины больше 20 км.

- Разломы, представленные крупными относительно низкоскоростными ($-3 \dots -6$ дБ), вертикальными зонами (до 5 км в ширину), начинающимися не от поверхности, а от глубин 5-10 км, но при этом имеют четкую пространственную корреляцию с зонами разломов, выраженных на поверхности по геолого-геоморфологическим признакам (например, Натухаевский).
- Разломы, не имеющие под собой больших корней, читающиеся на геофизических профилях ММЗ по смещению слоёв и структур (например, Тугупсинский).
- Разломы, идущие от поверхности вертикально, но выполаживающиеся с глубиной. Например, южная ветвь Владикавказский разлома имеет листрический вид. При этом зоны таких разломов имеют относительно низкие скорости ($-3 \dots -6$ дБ).

3. На поверхности зоны низкоскоростных неоднородностей имеют точное пространственное соответствие разрывам в молодых отложениях, выраженных смещениями молодых террасовых уровней и слагающих их осадков.

4. Очаги землетрясений приурочены к зонам разломов и на профилях ММЗ расположены в областях контактов двух разнопрочных объемов, с максимально высокими и максимально низкими скоростями. Так, рядом с зонами активных разломов, к которым приурочены Рачинское, Туапсинское землетрясения и, предположительно, Натухаевское, расположены локальные высокоскоростные области.

ГЛАВА 4

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЛЬСКО-ЛИТОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ: ПРИМЕР ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ НА ОКРАИНЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ВЕП)

В данной главе приведены результаты исследования активных разломов в условиях сейсмоактивной окраины древней платформы.

Область исследования относится к Польско-Литовской синеклизе, расположенной в северо-западной части Восточно-Европейской платформы (рисунок 4.1). Подобные регионы характеризуются сравнительно небольшими скоростями движений и амплитудой перемещения блоков.



Рисунок 4.1. Схема тектонического районирования северо-запада Восточно-Европейской платформы [Загородных и др., 2002].

4.1. Проблемы недостаточной изученности региона.

Вся Калининградская область до 2004 года считалась сейсмически безопасной, а сейсмичность Калининградского региона, согласно карте Общего сейсмического районирования России (ОСР-97), оценивалась в 5 баллов [Уломов, Шумилина, 1999]. Это представление изменилось 21 сентября 2004 г., когда в районе г. Калининград произошли землетрясения с интенсивностью сотрясений 6 и 6-7 баллов по шкале MSK-64, и магнитудой $M_w=4.6$ и 4.8 соответственно [Никонов и др., 2005; Габсатарова и др., 2010]. Эти события наглядно показали, что уровень сейсмической опасности региона был недооценен.

Оценка сейсмической опасности на севере относительно стабильной Восточно-Европейской платформы методически весьма затруднительна.

Применение сеймотектонических методов в оценке сейсмической опасности затруднено тем, что Восточно-Европейской платформе свойственны относительно невысокие темпы современных движений земной коры, и, соответственно, молодые тектонические деформации слабо выражены в рельефе. Кроме того, соответствие между глубинным и приповерхностным геологическим строением здесь слабое. Это сильно затрудняет выявление сейсмогенерирующих структур по данным о молодых тектонических деформациях в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях (возрастом 100-130 тыс. лет).

Важной особенностью региона является развитие в плейстоцене мощных покровных оледенений, деградация которых вызывала глязоизостатическую активизацию, сопровождавшуюся также всплеском сейсмичности 14-8 тыс. лет назад [Рогожин и др., 2010а]. Из этого следует, что далеко не все древние сейсмогенные нарушения в молодых отложениях и формах рельефа (палеосейсмодислокации) характеризуют современный сейсмический режим и по ним можно делать прогнозную оценку сейсмической опасности. Тем не

менее Калининградские землетрясения 2004 г. показали, что регион активен и в настоящее время.

При изучении сейсмичности региона серьезной и достаточно трудно решаемой проблемой оказывается выделение собственно тектонических землетрясений на фоне взрывов и сейсмических явлений иной природы.

Другая трудность связана с тем, что для сейсмического режима региона, по-видимому, характерно непостоянство во времени сейсмических проявлений, как это имеет место в высокоактивных подвижных поясах. Здесь она проявляется всплесками, между которыми могут располагаться столетия относительного сейсмического покоя. К одному из таких «всплесков», вероятно, и относятся недавние Калининградские землетрясения [Лутиков и др., 2005]. В этой особенности сейсмических проявлений заключена сложность оценки параметров сейсмического режима, поскольку имеющаяся у нас временная база кондиционных сейсмических наблюдений явно недостаточна, чтобы охватить весь многовековой сейсмический цикл.

За инструментальный период сейсмологических наблюдений сильные (8 баллов и более) землетрясения здесь не происходили. Соответственно, сложно проследить закономерности в связях землетрясений и геологического строения. Неясным осталось и точное положение очагов Калининградских землетрясений. На рисунке 4.2. показано, что разброс в определении эпицентров очень велик. Неоднородно и распределение интенсивности сотрясений при землетрясениях. Области наибольших сотрясений при обоих толчках состояли из двух обособленных участков в одних и тех же местах – на северо-западе Самбийского п-ова и сразу к западу от Калининграда [Никонов и др., 2005]. Каждый из этих участков проявился при обоих толчках. Участок максимальных сотрясений расположен на северо-западе Самбийского п-ова, в треугольном приподнятом блоке между Бакалинским и Пионерским тектоническими нарушениями. [Ассиновская, Овсов, 2008; Габсатарова и др., 2010; Калининградское..., 2008].

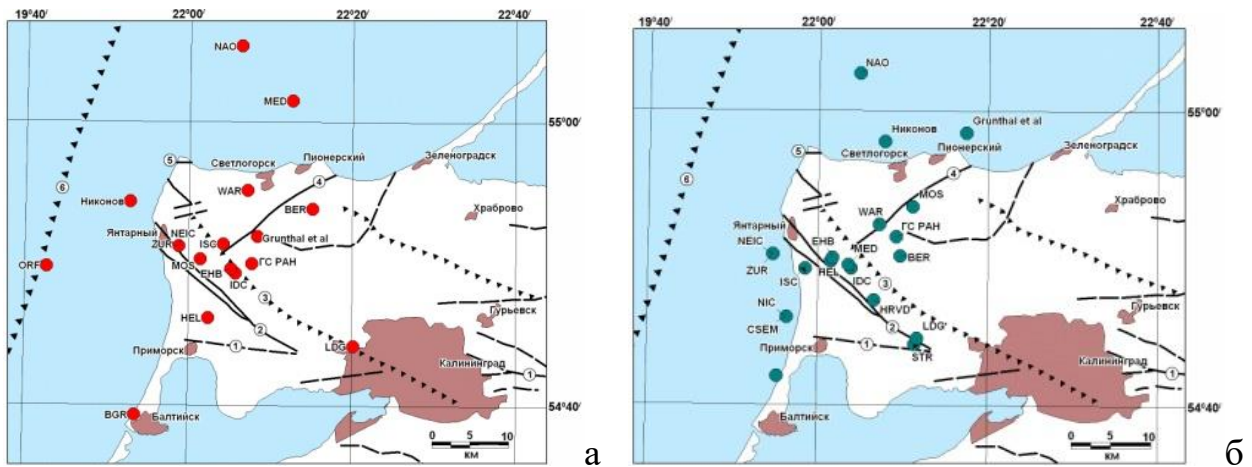


Рисунок 4.2 – Положение эпицентров землетрясений а) 21 сентября 2004 г. в 11.05 с $M_w=4.6$ и б) 21 сентября 2004 г. в 13.32 с $M_w=4.8$ по данным различных сейсмологических центров и макросейсмических данных [Габастарова и др., 2010] с элементами разломной тектоники (Рогожин,... Андреева и др., 2014а)

Несмотря на большой разброс в определении эпицентров, решения механизмов очагов Калининградских землетрясений 21.09.2004 г., полученные разными центрами, подобны и свидетельствуют о том, что они произошли в условиях близких по величине сжимающих и растягивающих напряжений [Землетрясения..., 2007]. Это полностью соответствует современному напряженному состоянию земной коры рассматриваемого региона – субгоризонтальному сжатию, ориентировка которого на большей части региона близка к субмеридиональной [Sim et al., 1995].

По данным о суммарных вертикальных неотектонических движениях, территория Самбийского п-ова и прилегающие к нему с востока районы Калининградской области расположены в зоне умеренных поднятий с суммарной амплитудой за олигоцен-голоценовое время до 25 м (рис. 4.3). Однако, к северу и к югу от этого участка, вытянутого в широтном направлении, находятся зоны интенсивных неотектонических погружений. Так территория, расположенная к югу от контрастной зоны вертикальных неотектонических движений, соответствующей Прегольской зоне разломов, опущена на величину до -100 м. Значительное погружение (до -50 м) на неотектоническом этапе испытала и область, расположенная к северу от Светлогорско-Полесской разломной зоны [Геология..., 1991].

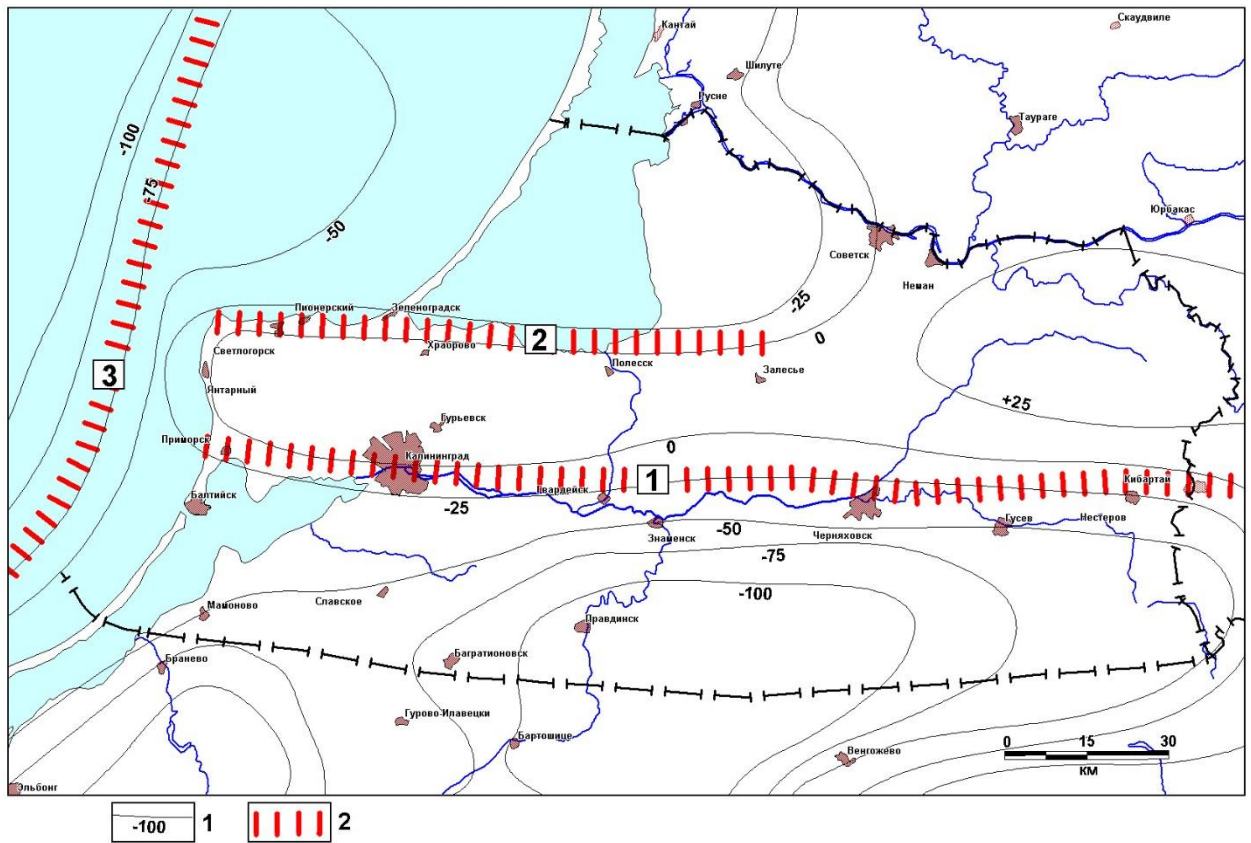


Рисунок 4.3. Схема вертикальных неотектонических движений Калининградской области. Условные обозначения: 1 – амплитуды неотектонических движений, м (олигоцен-голоцен); 2 – зоны контрастных неотектонических движений (1 – Прегольская, 2 – Светлогорско-Полеская, 3 – Восточно-Балтийская) [Айзенберг и др., 1997]

4.2. Геоморфологическое исследование региона.

Геоморфологические полевые наблюдения включили в себя комплексное описание форм рельефа, в том числе характеристику их основных морфометрических и морфологических параметров, и состава подстилающих рыхлых отложений. В ходе полевых работ, наряду с геологическими методами исследования, применялся и геофизический - метод микросейсмического зондирования. На рисунке 4.4 представлены точки наиболее детальных геоморфологических исследований и расположение профилей микросейсмического зондирования.

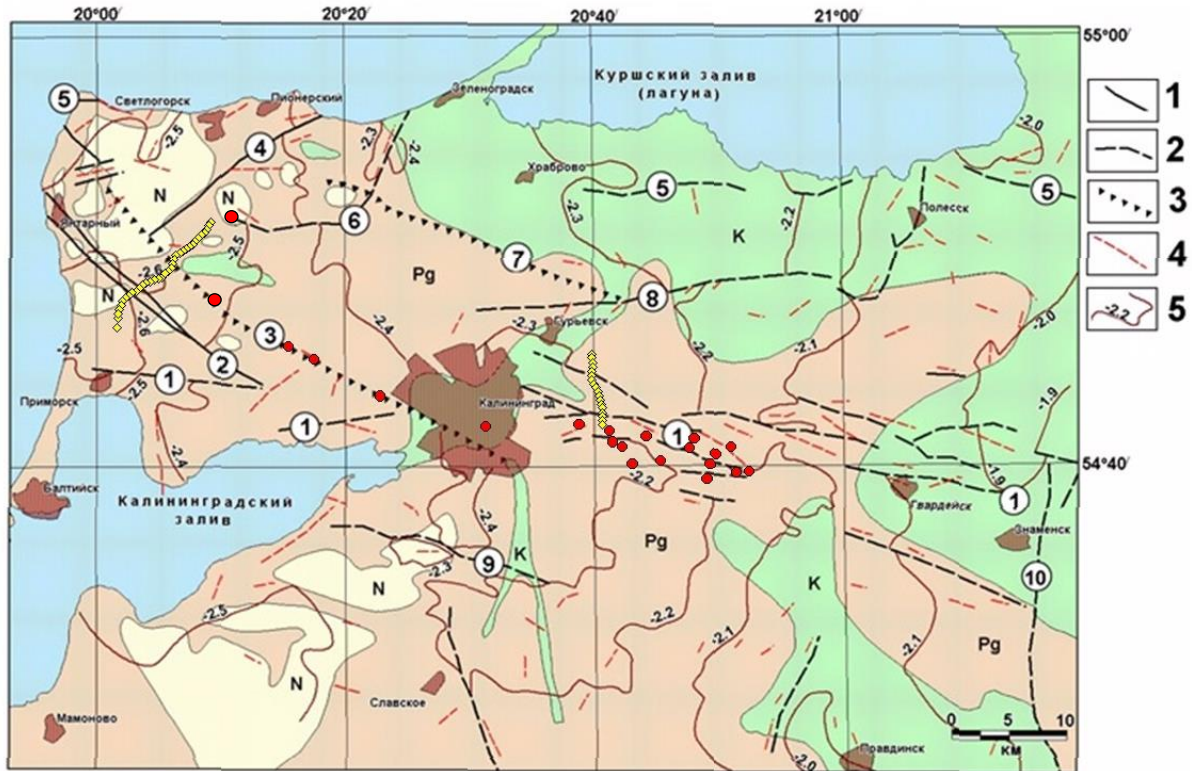


Рисунок 4.4 – Положение мест детальных полевых исследований на схеме тектонического строения района г. Калининград (Рогожин,...Андреева и др., 2014а). Составлена с использованием материалов: [Загородных и др., 2002].

Условные обозначения: 1-разломы, установленные на поверхности; 2-разломы установленные в каледонском и герцинском структурных ярусах по данным сейсморазведки и бурения; 3-флексурно-разрывные зоны нарушающие отложения альпийского этажа (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 4-оси локальных поднятий (брахиантиклиналей) установленных в каледонском и герцинском структурных этажах; 5-изогипсы кровли ордовика, км.

Названия разломных и флексурно-разрывных зон (номера в кружках): 1-Прегольская разломная зона; 2-Янтарненская разломная зона; 3-Бакалинская флексурно-разрывная зона; 4-Пионерский разлом; 5-Светлогорско-Полесская разломная зона; 6-Зеленоградский разлом; 7-Мельниковская флексурно-разрывная зона; 8-Гурьевский разлом; 9-Нивенский разлом; 10-Знаменская разломная зона. Красные кружки – точки наблюдения. Желтые ромбы – точки микросейсмического зондирования

Основное внимание было уделено очагу Калининградских землетрясений 2004 г. и активным геологическим структурам: Бакалинской флексурно-разрывной и Прегольской разломной зонам.

В зонах Бакалинской флексурно-разрывной и Янтарненской разломной структур, ограничивающих с северо-востока абразионно-аккумулятивную полого волнистую равнину, отмечается линейное валообразное поднятие и развитие вытянутых вдоль этих зон, или эшелонированных систем пологих ХОЛМОВ.

Янтарненская разломная зона выражена в рельефе абразионным уступом высотой до 20 м [Рогожин и др., 2010а] (рисунок 4.5). К северо-западу от долины р. Нельма зона Янтарненского разлома разделяется на две параллельные ветви. Яркое проявление в рельефе говорит о современной активности нарушения.



Рис. 4.5. Крутой перепад в рельефе на поверхности абразионного уступа в зоне Янтарненского разлома (южная ветвь). Стрелкой указано положение пос. Янтарный (фото. А.Н. Овсяченко).

Бакалинская флексурно-разрывная зона имеет северо-западную ориентировку. Вдоль этой зоны отмечается развитие системы эшелонированной системы молодых антиклинальных поднятий, проявляющих активность в голоценовое время. Ориентировка кулисообразных антиклиналей позволяет предполагать, что кинематика смещений Бакалинской флексурной зоны представляет собой правый сдвиг. Сдвиговые деформации наблюдаются также и в смещении дочетвертичных палеодолин.

В районе г. Калининград Бакалинская зона прослеживается в виде четко оформленного уступа длиной около 22 км, вдоль которого резко меняется строение долины р. Преголя и происходит погружение всего комплекса террас.

Прегольская разломная зона представляет собой систему сближенных разрывных нарушений преимущественно субширотной ориентировки, выявленных сейсморазведкой в каледонском и герцинском ярусах осадочного чехла, и контролирующей крупную положительную структуру – Калининградский мегавал [Загородных и др., 2002], который является наиболее крупной структурой рассматриваемого региона, осложняющей строение фундамента и осадочного чехла, и приуроченной к одноимённому выступу фундамента.

Отдельные разрывные нарушения Прегольской зоны разломов характеризуются вертикальным смещением с амплитудами от несколько десятков до сотен метров, и по типу смещения соответствуют сбросам, реже взбросам с существенной горизонтальной компонентой. Величина горизонтальных смещений в фундаменте колеблется от 50 до 200 м и подчеркиваются появлением в осадочном чехле эшелонированных систем валов небольшой амплитуды, вытянутых вдоль разрывов. [Загородных и др., 2002].

В рельефе, вдоль Калининградского мегавала прослеживается крупное пологое валообразное поднятие, которое имеет асимметричное строение и служит резкой границей между областями распространения различных генетических типов рельефа.

В пределах Калининградского мегавала развиты многочисленные локальные поднятия. К востоку от Калининграда они выражены в виде валов длиной от 2 до 4 км, при ширине до 1.2 км и возвышаются над окружающим ландшафтом на 3-12 м. Ориентировка длинных осей этих структур, как правило, северо-восточная и, реже, субширотная (рисунок 4.6). С рассматриваемыми локальными поднятиями связаны изгибы и перехваты элементов гидросети, а также изгибы и перекосы террас р. Преголя.

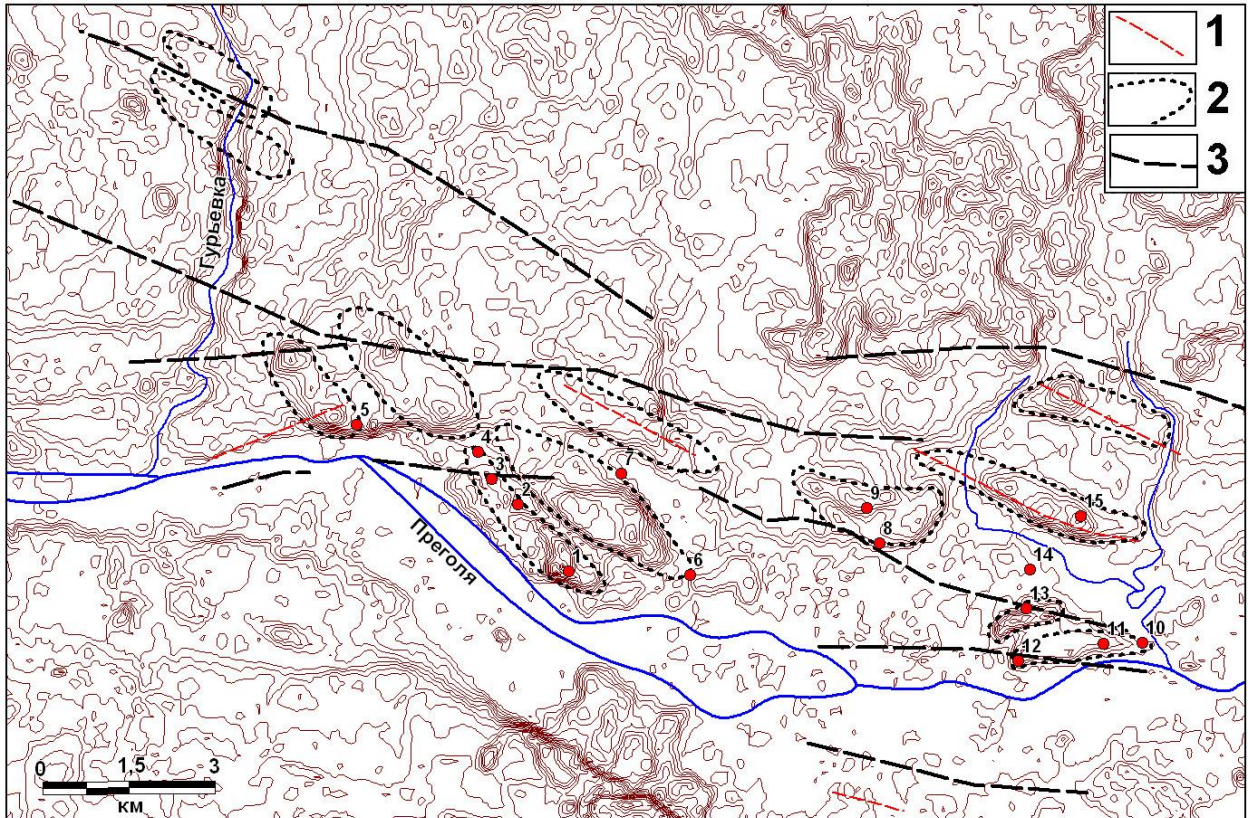


Рисунок 4.6 – Схема распространения локальных поднятий, связанных с Прегольской разломной зоной восточнее г. Калининград (составлена А.Н. Овсяченко). Горизонтали рельефа проведены через 2 м.

Условные обозначения: 1 – оси локальных брахиантиклиналей, установленных в каледонском и герцинском структурных ярусах чехла; 2 – контуры локальных поднятий, выраженных в рельефе и молодых отложениях; 3 – разрывы Прегольской зоны, установленные в каледонском и герцинском структурных ярусах. Красные кружки – точки наблюдения.

Отчетливое выражение локальных антиклиналей и флексур в современном рельефе, деформациях речных террас и общее яркое проявление линейного поднятия, развитого над Прегольской разломной зоной, позволяют считать эту, и оперяющие её структуры активными и в настоящее время.

4.3 Геофизическое исследование региона и сейсмотектоническая позиция Калининградских землетрясений 2004 г.

Район исследования сравнительно слабо изучен профилями глубинного сейсмического зондирования. Тем не менее, непосредственно через его территорию проходят профиль ГСЗ Советск–Кохтла-Ярве [Geology..., 1997] и Геотраверс I [Структура..., 1979] (рисунок 4.7).

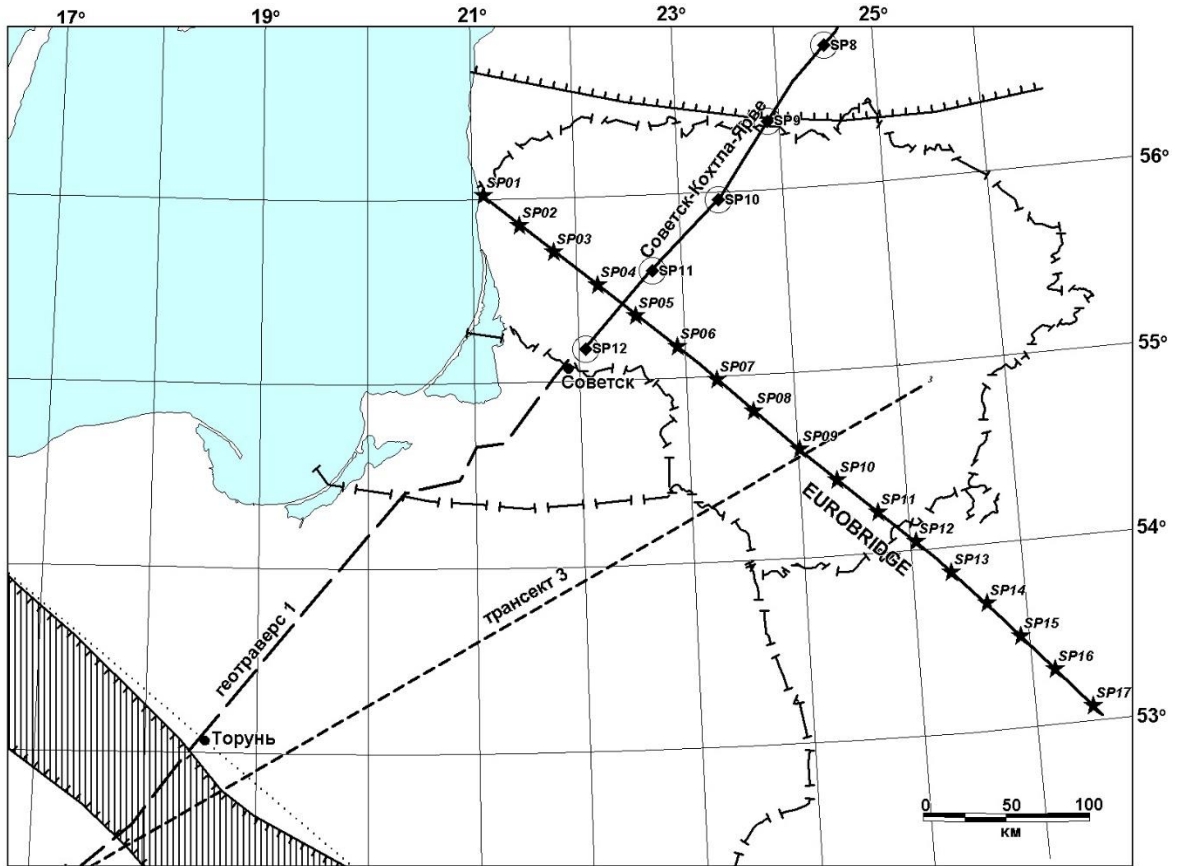


Рисунок 4.7 – Положение профилей глубинного сейсмического зондирования [Geology..., 1997; Структура..., 1979]

Разрез Советск–Кохтла-Ярве характеризует северо-восточную часть рассматриваемой территории [Geology..., 1997] (рисунок 4.8). Вдоль всего профиля выделяются два варианта возможной границы Мохо на глубинах около 40-50 км и 50-70 км. Самая верхняя преломляющая граница со скоростями 5.9-6.2 км/с может быть отождествлена с поверхностью кристаллического фундамента. В консолидированной части коры фиксируются разломы, смещающие внутрикоровые границы, а также две промежуточные границы на глубинах около 15 и 35 км.

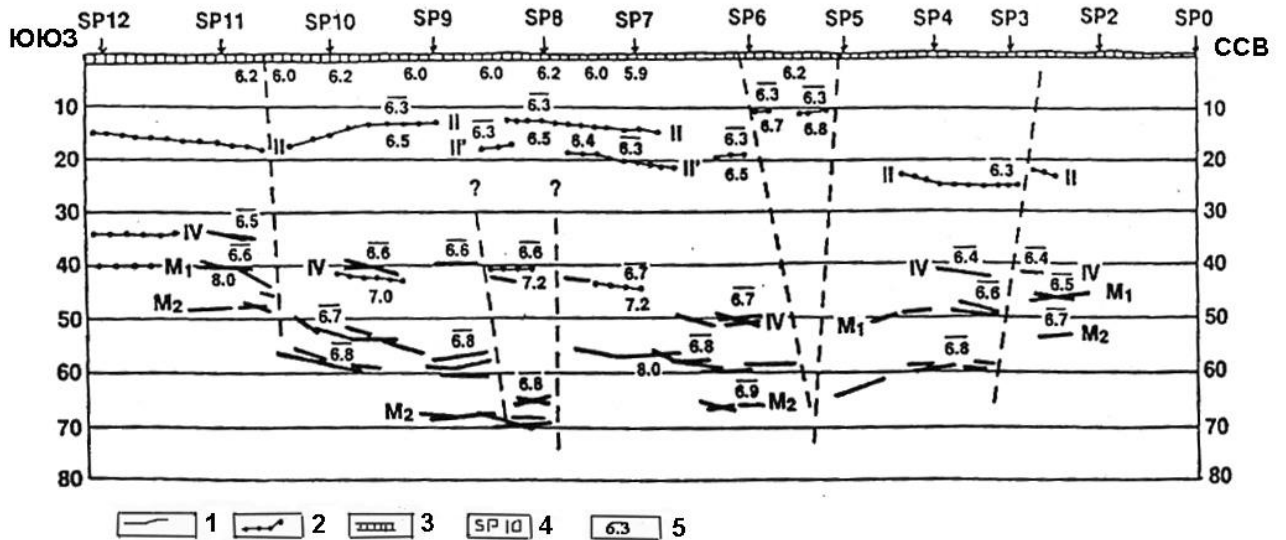


Рисунок 4.8. Глубинный разрез по методу ГСЗ по профилю Советск-Кохтла-Ярве [Geology ..., 1997].

Условные обозначения: 1 – преломляющие границы; 2 – отражающие границы; 3 – осадочный чехол; 4 – пункты взрыва; 5 – средние сейсмические скорости; II – граница Конрада; IV – граница в нижней коре; M – граница Мохо.

На глубинном разрезе по профилю Евробридж – 95-96 (рисунок 4.9) видно, что для сейсмических границ характерны резкие перепады глубин залегания. Особенно это характерно для границ, образующих нижнюю и верхнюю поверхности средней коры. Достаточно расчлененным рельефом отличается и подошва консолидированной коры, образующая ряд хорошо выраженных поднятий и прогибов на глубинах 42–55 км. Важно отметить, что в верхней коре, на глубинах 8-13 км, выделяется низкоскоростной слой, который развит исключительно в пределах Балтийской синеклизы.

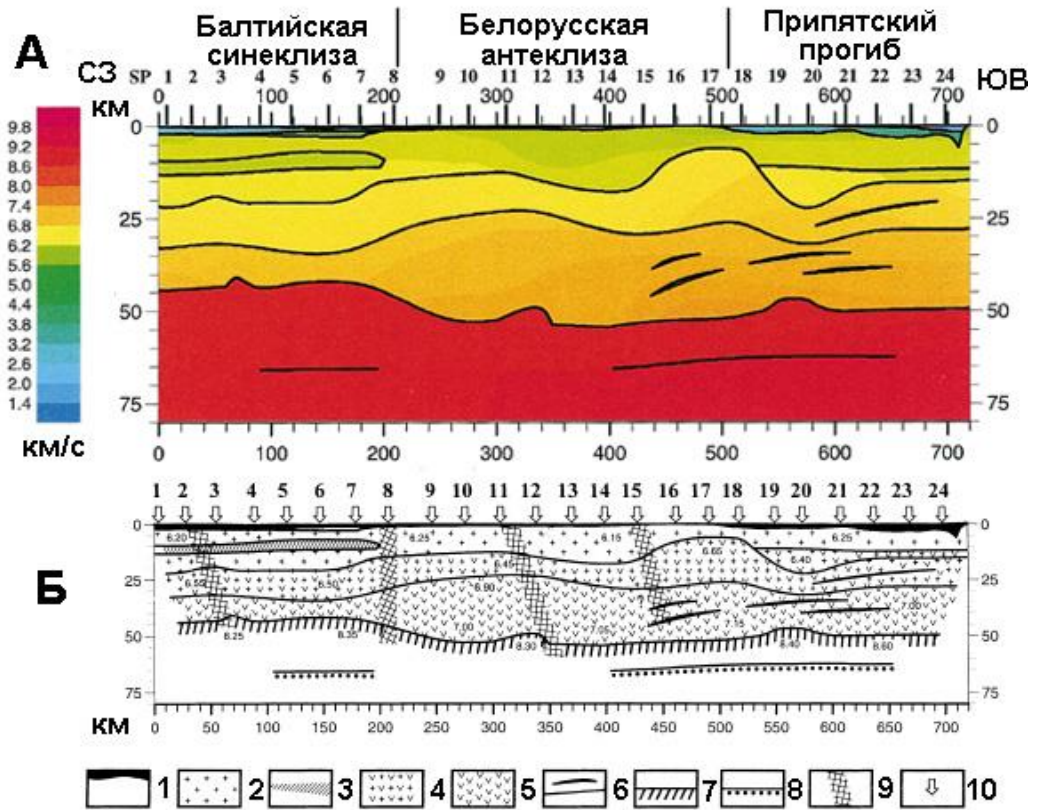


Рисунок 4.9 – Скоростной разрез по методу ГСЗ (А) и схема строения литосферы (Б) по профилю Евробридж – 95-96 [EUROBRIDGE..., 1999]. На рисунке А показаны изолинии скоростей продольных волн.

Условные обозначения (Б): 1 – осадочный чехол; 2 – верхняя кора; 3 – низкоскоростной слой в верхней коре; 4 – средняя кора; 5 – нижняя кора; 6 – отражающие сейсмические границы; 7 – граница Мохо; 8 – граница в нижней литосфере; 9 – вертикальные сейсмические границы (зоны разломов); 10 – пункты взрыва.

Описанные выше профили показывают общую картину, не обладая при этом детальностью, необходимой при изучении интересующих нас локальных неоднородностей.

Для более подробного изучения глубинного строения региона было пройдено два профиля ММЗ, ориентированных вкрест простирания активных геологических структур (рисунки 4.4, 4.10). По тем же линиям на основе геологических карт [Государственная..., 2011; Геологическая..., 1997] были построены геологические разрезы (рисунок 4.11). В последствии геологические профили были сопоставлены с геофизическими (рисунок 4.12).

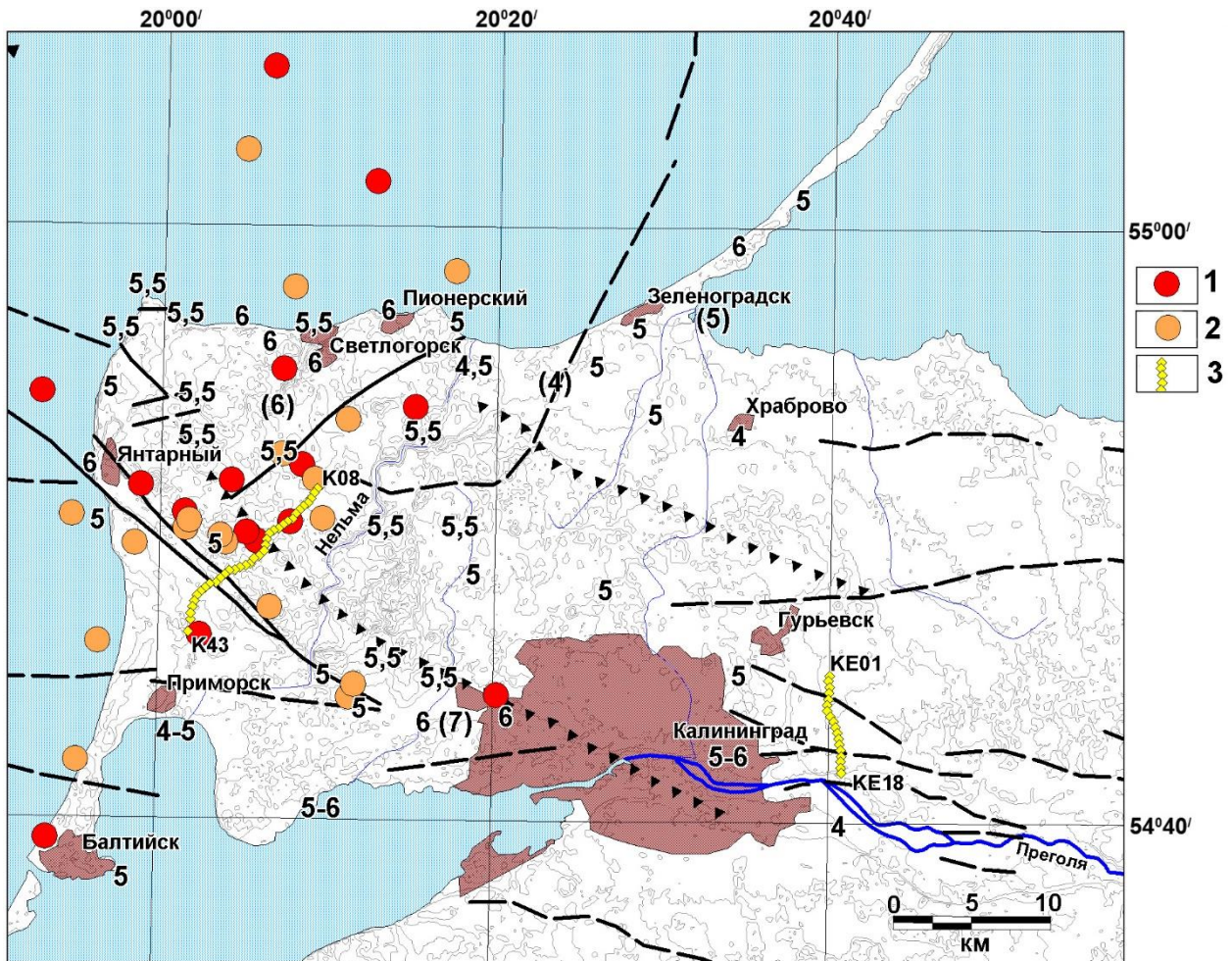


Рисунок 4.10 – Положение профилей микросейсмического зондирования с элементами разломной тектоники и положением эпицентров землетрясений 21 сентября 2004 г. по данным различных сейсмологических центров и макросейсмических исследований [Габастарова и др., 2010] (Рогожин, ... Андреева и др., 2014а).

Условные обозначения: 1 – варианты положения эпицентра первого толчка в 11ч 05мин; 2 – то же для второго толчка в 13ч 32мин; 3 – точки профилей микросейсмического зондирования. Цифрами показаны средние оценки сейсмической интенсивности в населенных пунктах при втором толчке, в скобках – неуверенные решения [Никонов и др., 2005]. Черными сплошными линиями показаны разломы, установленные на поверхности и в основании чехла; пунктирными — разломы, установленные в каледонском структурном ярусе по данным сейсморазведки и бурения; черными треугольниками — флексурно-разрывные зоны, нарушающие отложения альпийского яруса.

Всего были произведены измерения в 54 точках микросейсмического зондирования. Расстояние между точками выдерживалось по возможности равным 350 метрам. Измерение в каждой точке включало запись микросейсмического сигнала установленным сейсмометром в течение 1 часа 40 мин. Одновременно с измерениями в точках профиля производилась регистрация микросейсмического сигнала опорной станцией для исключения влияния нестационарности микросейсмического поля на окончательный

результат. Все полученные записи обработаны с помощью авторского пакета программ.

В результате были получены глубинные разрезы (рисунок 4.12). Красный цвет на данных разрезах соответствует областям с минимальными относительными скоростями поперечных сейсмических волн в пределах изучаемой площади, а фиолетовый – областям с максимальными значениями скоростей. Как правило области понижения сейсмических скоростей образованы за счет тектонической нарушенности, флюидонасыщенности и дилатансии.

Западный профиль (K08 - K43) был пройден в районе Калининградских землетрясений 2004 г. (рисунок 4.10), с целью выявления очага этих событий и его места в строении региона. Его положение было выбрано исходя из геологической обстановки, в районе наиболее вероятного положения очага по инструментальным данным, на окраине северо-западного участка максимальных сотрясений. Этот профиль пересёк Бакалинскую флексурно-разрывную зону в районе 22-23 точек и две ветви Янтарненской разломной зоны в районе 32 и 35 точек, при этом южное окончание профиля утыкается в область одного из предполагаемых вариантов положения первого толчка Калининградского землетрясения.

Восточный профиль (KE01 - KE18) пройден на окраине области ощутимых сейсмических сотрясений в 2004 г. Он пересекает две ветви Прегольской разломной зоны в районе 4-5 и 14 точек (рисунок 4.10). На глубине 8-9 км под зонами разломов прослеживаются низкоскоростные неоднородности, так называемые глубинные корни, которые прослеживаются до глубин 20-22 км. В верхней же части профиля можно отметить, что разломные зоны как бы оконтуривают собой небольшую по глубине низкоскоростную зону.

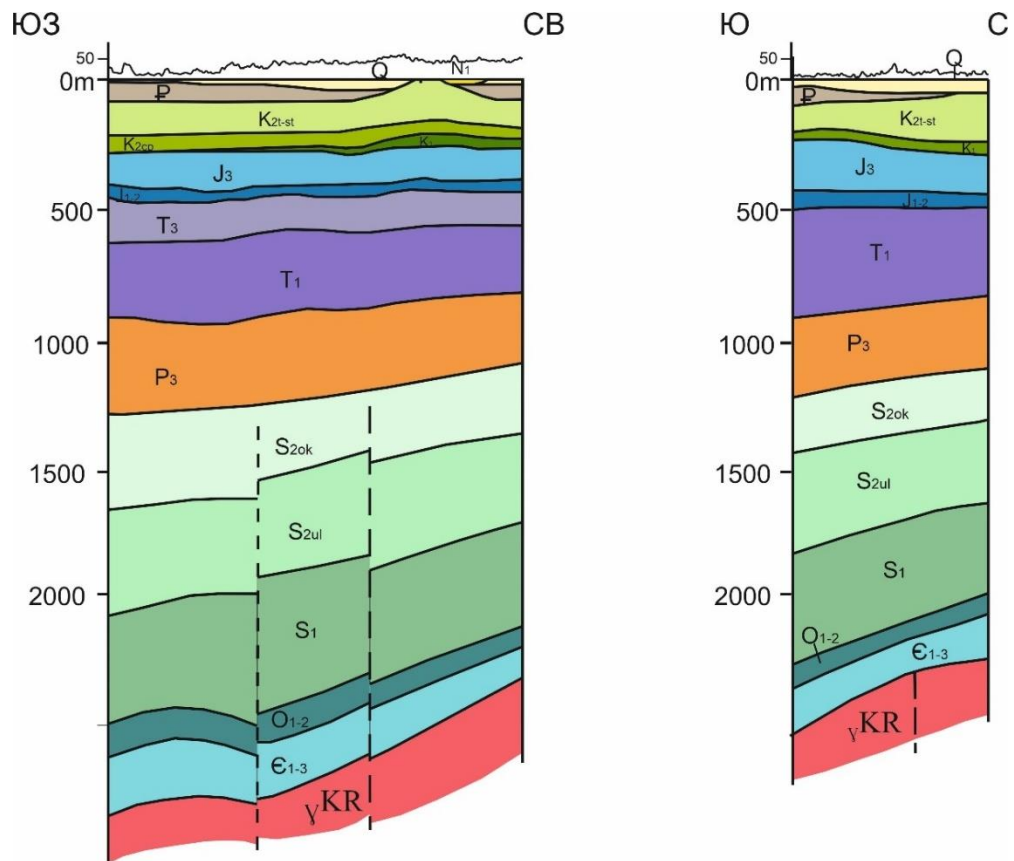


Рисунок 4.11 – геологические разрезы, составленные по линиям геофизических профилей с использованием геологических карт [Государственная..., 2011; Геологическая..., 1997]

На полученных разрезах ММЗ видно, что скоростные неоднородности в верхней части земной коры проявляются до глубины в 1 км, а ниже имеет бесструктурный вид до глубины 7-8 км, где ярко выраженные неоднородности вновь проявляются. Такая картина отражает резкое несоответствие между строением земной коры на разных уровнях. При этом основные вертикальные неоднородности скоростей поперечных сейсмических волн соответствуют Прегольской разломной зоне и оперяющим её разломным нарушениям – Янтарненскому и Бакалинскому. При этом на геологических профилях также отмечаются разломы на больших глубинах (от 12 км и ниже), в то время как в верхней части профиля наблюдается моноклинальное залегание слоёв. На западном профиле положение этих разломов четко совпадает с выделяемыми на поверхности Янтарненскому и Бакалинскому разрывным нарушениям и зонам пониженных скоростей, выделяемым на профилях ММЗ. На восточном профиле глубинный разлом, выделяемый на геологическом разрезе расположен немного севернее озоны пониженных скоростей по данным ММЗ.

Такая разница примерно в 1 километр может быть связана с большой глубиной и погрешностью при построении геологического профиля (рисунок 4.11, 4.12).

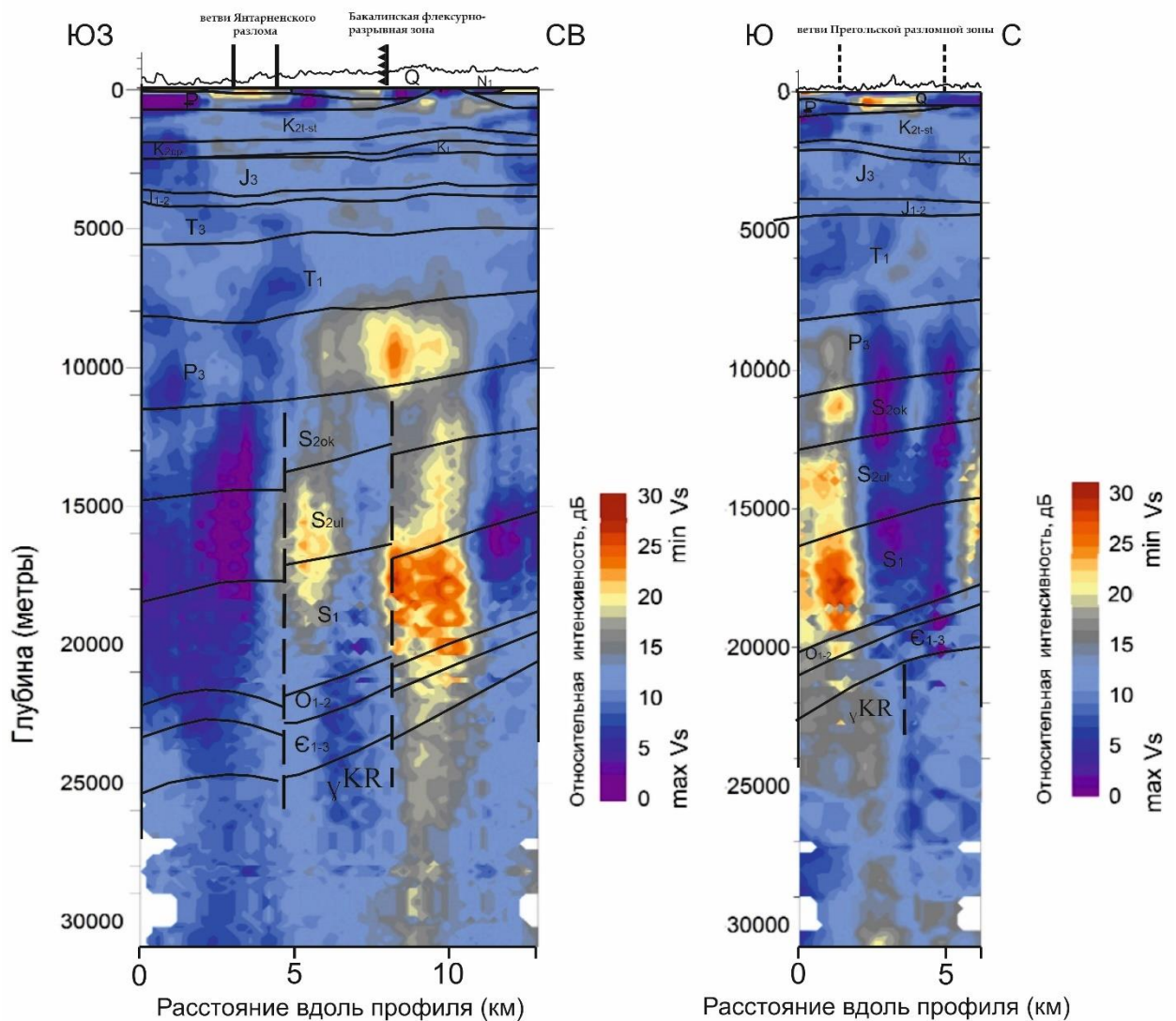


Рис. 4.12 – Разрезы ММЗ с индивидуальной нормировкой для двух профилей (Рогожин, ...Андреева и др., 2014а) с наложенными геологическими профилями.

На разрезе по западному профилю видно, что в верхней части, на глубине 7-11 км, находится компактная низкоскоростная область нарушений. Ниже по глубине, в средней части земной коры, расположены две субвертикальные зоны пониженных скоростей, ассоциирующиеся с Янтарненском и Бакалинском разломами. Зона Янтарненского разлома прослеживается до глубины 20 км и имеет ширину 2 км. Бакалинская разломная зона прослеживается до глубины 26 км и имеет кажущуюся ширину 3 км. Верхняя

локальная неоднородность пространственно располагается между вышеописанными разломными зонами. Ее глубина совпадает с оценочной глубиной очага Калининградского землетрясения. В региональном отношении она совпадает с подошвой верхней части земной коры, выделяемой по данным ГСЗ [Pharaon et al, 2006]. Более локально, она приурочена к интервалу глубин, на котором выделена субгоризонтальная зона пониженных скоростей, прослеженная только в пределах Балтийской синеклизы на профиле ГСЗ Евробридж – 95-96 (рисунок 4.9) [Строение..., 2006]. По-видимому, эта компактная неоднородность отражает положение очага Калининградских землетрясений в недрах, либо расположена в непосредственной близости от него.

Низкоскоростная зона, выделяемая в средней части западного профиля, приурочена к тектоническому узлу, в котором сочленяются Янтарненское, Бакалинское тектонические нарушения северо-западного простирания и Пионерское северо-восточного. По структурно-геоморфологическим данным для Пионерского нарушения установлена левосдвиговая компонента голоценовых смещений, а для Янтарненского и Бакалинского – правосдвиговая [Рогожин и др., 2010а].

На разрезе по восточному профилю подобной компактной низкоскоростной зоны не наблюдается. Тем не менее на глубине от 10 до 23 км можно заметить вытянутую, субвертикальную низкоскоростную зону с кажущейся шириной 2 км и соответствующую одному из разломов Прегольской зоны, пересекаемому профилем. А локальное поднятие, связанное с Прегольской разломной зоной, на профиле ММЗ выражено зоной пониженных скоростей на глубине до 1 км.

Выводы к главе 4

Проведенные исследования позволили существенно уточнить сеймотектоническое устройство региона. «Приповерхностные» деформации

осадочного чехла, выявленные геоморфологическими методами, были сопоставлены с глубинными разрезами, полученными по методу микросейсмического зондирования.

На основании этих исследований была реализована схема поэтапной проверки ММЗ и оценки зоны ВОЗ, которая основывается на выделении активных геологических структур, по данным структурно-геоморфологических, палеосейсмогеологических и геофизических исследований.

Таким образом можно сделать следующие выводы:

1. Выявлена отчетливая корреляция признаков тектонической активности, выраженных в рельефе земной поверхности, с глубинным строением по ММЗ:

- В средней части западного профиля, на глубине 7-11 км наблюдается компактная низкоскоростная зона, которая представляет собой очаг землетрясений 2004 г., расположенный на северо-западе Самбийского полуострова. В осадочном чехле эта неоднородность соответствует тектоническому узлу, в котором сочленяются Янтарненское, Бакалинское и Пионерское тектонические нарушения.

- На разрезе по восточному профилю на глубине от 10 до 23 м. выделяется вытянутая, субвертикальная низкоскоростная зона, соответствующая одному из разломов Прегольской зоны, пересекаемому профилем. Кроме того, локальное поднятие, связанное с Прегольской разломной зоной, на профиле ММЗ выражено зоной пониженных скоростей на глубине до 1 км. Таким образом результаты по ММЗ получают прямое подтверждение.

2. Метод микросейсмического зондирования позволил выявить область в земной коре, ассоциируемую с очагом землетрясений 2004 г.

3. Янтарненский и Бакалинский разломы почти вертикальны и прослеживаются до глубин 20 и 26 км соответственно и имеют кажущуюся ширину 2 и 3 км.

ГЛАВА 5

ИССЛЕДОВАНИЕ АСЕЙСМИЧНЫХ РАЗЛОМОВ МОСКОВСКОГО РЕГИОНА КОМПЛЕКСОМ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

5.1. Тектоника и современная геодинамика региона

Московский регион расположен в центральной части Восточно-Европейской платформы в пределах Московской синеклизы. В тектоническом плане Русская платформа представляет собой древний участок земной коры архейско-протерозойского возраста [Белая и др., 2001]. В районе Московской синеклизы платформа имеет двухъярусное строение. Нижний ярус представлен фундаментом, сложенным метаморфизованными магматическими породами, смятыми в складки и разбитыми разломами и трещинами, верхний – осадочным чехлом, мощность которого достигает от 1 до 2,5 км в данной области. Наиболее опущенные части поверхности фундамента связаны с авлакогенами и линейными структурами проседания (грабенами), имеющими в основном близширотное простирание. Положительные структуры фундамента в Московском регионе представлены валами, горстами и выступами. Мощность осадочного чехла в прогнутых частях синеклизы больше относительно приподнятых частей на 1.5 км. Крупные разломы, разделяющие грабены и горсты на поверхности кристаллического фундамента, в осадочном чехле как правило представлены зонами повышенной трещиноватости [Кузьменко, 1994; Иоффе, Кожурин, 1994].

В различные годы на территории Москвы проводились геолого-геоморфологические и геофизические исследования [Кузьменко, 1994, Лоджевский и др., 1997; Померанцева, Солодилов, 1994; Костюченко, Солодилов, 1997; Рогожин и др., 2012а], которые позволили выявить на поверхности и в недрах крупные тектонические неоднородности: блоки земной коры и разделяющие их глубинные разломы (рисунок 5.1). Наиболее крупными выделенными разломами являются Павлово-Посадский и

Бутовский (Раменский), имеющие широтную ориентировку, а также Москворецкий разлом северо-западного простирания. Современная активность этих разрывных нарушений подтверждается их контролем в распределении вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности по геодезическим данным [Певнев, 2003], а также наличием эманаций ювенильных газов – радона и водорода [Иоффе, Кожурин, 1994; Рогожин и др., 2010б; Макаров и др., 2012]. В пределах зоны пересечения Павлово-Посадского и Москворецкого разломов, имеющей название Краснопресненский тектонический узел (КТУ), приборами Института физики Земли РАН были зарегистрированы значимые вариации радона и водорода во время удаленных сильных землетрясений на Алтае и в Японии в 2003 г. [Рудаков, 2009]. Помимо крупных перечисленных дизъюнктивов, на территории Москвы выделяется ряд не столь крупных нарушений в виде линеаментов. Одним из наиболее представительных линеаментов является Останкинско-Хорошевский. Он имеет северо-восточное простирание и хорошо трассируется на глубине по данным геофизических исследований на севере столицы. На поверхности он выражен в виде системы космофотолинеаментов. Также отмечается Солнцевский линеамент, расположенный к западу от МКАД и имеющий север-северо-западную ориентировку, и Сокольнический разлом на северо-востоке города, имеющий северо-восточного простирание.

К зонам активных фундаментальных разломов часто бывают приурочены такие опасные инженерно-геологические проявления, как оползни, карстово-суффозионные просадки, грунты-пльвуны, способные активизироваться, как в случае сейсмических воздействий от удаленных очагов землетрясений, так и в силу техногенных причин (подтопления, опускания территории в связи с нагрузкой возводимых зданий и сооружений). Кроме того, такие разломные зоны, вероятно, сами могут генерировать слабую местную сейсмичность. Таким образом, современные активные структуры

являются опасными объектами для зданий высокоэтажной застройки, а изучение новейшей тектоники региона важно и с практической точки зрения.

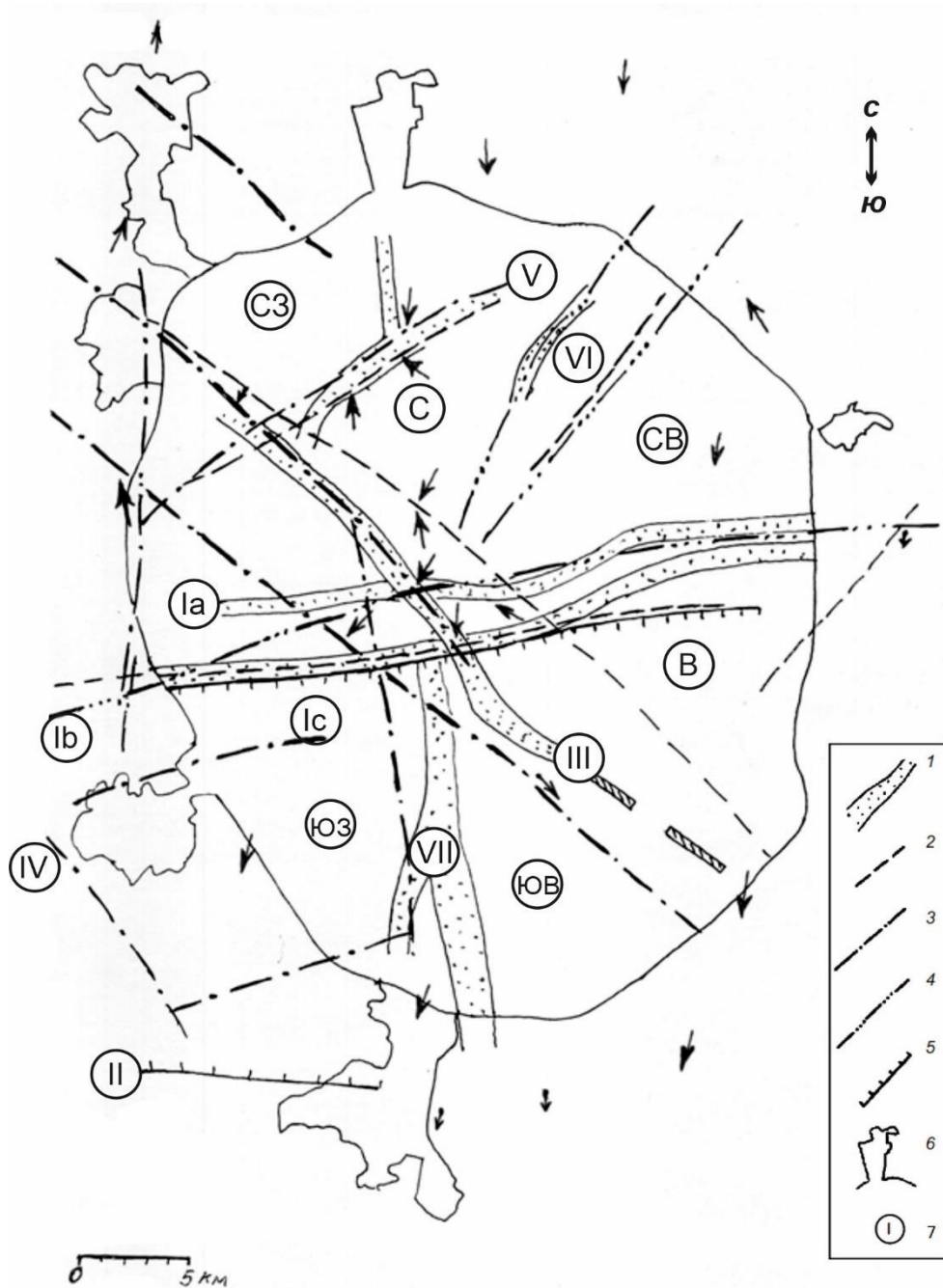


Рисунок 5.1 – Схематическая карта тектонических нарушений территории г. Москвы [Рогожин и др., 2012a]. 1 — разломы в чехле и фундаменте по геофизическим данным ГЕОН; 2 — разломы в осадочном чехле (по геофизическим данным И.В. Померанцева [Померанцева, Солодилов, 1994]); 3 — космофотолинеаменты; 4 — активные разрывные нарушения (зоны трещиноватости в чехле); 5 — морфоструктурные линии; 6 — границы Московского мегаполиса; 7 — номера тектонических разломов. Разломы, упомянутые в тексте: I — Павлово-Посадский (а — северная ветвь, b — средняя ветвь, с — южная ветвь); II — Бутовский (Раменский); III — Москворецкий; IV — Солнцевский; V — Останкинско-Хорошевский

5.2. Сейсмические воздействия от удалённых очагов землетрясений

Несмотря на то, что Московский регион относится к области с пониженной сейсмической активностью, на ощутимом уровне регистрируются воздействия от удалённых событий из зоны Вранча в юго-восточных Карпатах. Упоминания о сейсмических событиях в Москве встречались еще в Царственной летописи. Сопоставление этих событий с имеющимися каталогами даёт возможность увязать эти события с землетрясениями в Карпатах (рисунок 5. 2).

Дата	Время		Эпицентр		Глубина очага		Магнитуда		Интенсивность в эпицентре		Примечания	Источники				
	ч.	м.	с.	Класс	φ°	λ°	Класс	h, км	Класс	M			Класс	I_0 баллы	Класс	
I091				II	(45,7	26,6)	6	(150)	4	(6,2)	5	(7)	I	(K)	3-4-(550)	MO
	\pm I год				\pm 1,0			100-170	\pm 1,0	0	\pm 1	I	I			
II07	фев	12	03 00	8	(45,7	26,6)	6	(150)	4	(6,2)	5	(7)	I	(K)	4-(550); 3-(1400); в /В/ 5 фев н.ст.	Е,МО
			\pm 6ч		\pm 1,0			100-170	\pm 1,0	0	\pm 1	2				
II22	окт			10	(45,7	26,6)	6	(150)	4	(5,9)	5	(6-7)	I	(K)	3-(550)	Е,МО
			\pm I мес		\pm 1,0			100-170	\pm 1,0	0	\pm 1	I	I			
II26	авг	8	00 00	8	(45,7	26,6)	6	(150)	4	(6,2)	5	(7)	I	(K)	3-4-(550); в /В/ I авг н.ст.	Е,МО
			\pm 6ч		\pm 1,0			100-170	\pm 1,0	0	\pm 1	I	I			
II70	апр	I		9	(45,7	26,6)	6	(150)	3	7,0	5	(8)	I	K	4-5-(550); 3-1400	Е,МО, 80, 82
			\pm I сут		\pm 1,0			120-180	\pm 1,0	0	\pm 1	5				
II96	фев	13	07 00	8	(45,7	26,6)	6	(150)	3	(7,0)	5	(8)	I	(K)	5-(550); 4-(700)	Е,МО, 82
			\pm 6ч		\pm 1,0			120-180	\pm 1,0	0	\pm 1	2				
I280	май	10	07 00	8	(45,7	26,6)	6	(150)	3	7,1	4	(8-9)	3	K	5-(450) (2); 4-1000 (1); 3-1250 (4)	Е,МО, 9, 27, 33, 88
			\pm 6ч		\pm 1,0			120-180	\pm 0,7	0	\pm 1	7				
I327				II	(45,7	26,6)	6	(150)	4	(7,0)	5	(8)	I	(K)	3-(1400)	МО
			\pm I год		\pm 1,0			100-170	\pm 1,0	0	\pm 1	I	I			
I446	окт	10	04 00	8	(45,7	26,6)	6	(150)	4	(7,3)	5	(8-9)	I	(K)	3-4-(1400)	МО
			\pm 6ч		\pm 1,0			100-170	\pm 1,0	0	\pm 1	I	I			
I471	авг	29	08 00	8	(45,7	26,6)	5	(150)	4	7,1	5	8-9	I	K	7-(100); по /В/ I473	Е, ДН, F СВЕ, R, 9, 27, 37, 88, 48
			\pm 6ч		\pm 0,5			100-170	\pm 1,0	0	\pm 1	I	I			
I590	авг	10	19 00	7	45,7	24,5	6	80	5	6,8	4	(8)	3		7-60(3); 3-(380); 3-700(5); на район Вранча; по /СВЕ/ 45,7°; 26,6°; $I_0=8-9$, вероятно, ошибочно.	Е, ДН, СВЕ, F
			\pm 1ч		\pm 1,0			15-60	\pm 0,7	0	\pm 1	9				

111. Въ 1446 г. 1-го октября въ 6 час. ночи было землетрясение въ Москвѣ, которое летописецъ описываетъ такъ: «А тое же осени октября въ 1 день, въ кой день отпущень князь великій (Васалій) съ Курмыша, въ 6 часъ ночи тая потрясеса градъ Москва, Кремль и посадъ весь, и храми поколебашася; людемъ же спящимъ въ то время и ни слышаша вси: мнози же не спяще и слышавше то во мнози скорби бѣша, и живота отчалвешася. На утрѣи же со многими слезами не слышавшимъ сія исповѣлаху».

Рисунок 5.2 – Копия страницы Нового каталога с записями землетрясений из сейсмического региона «Карпаты» и описание землетрясения 1446 г. в каталоге Мушкетова и Орлова [Кондорская, Шебалин, 1977; Мушкетов, Орлов, 1893]

Сейсмические воздействия от сильных событий в зоне Вранча ощущались в Москве и сравнительно недавно, при Карпатских землетрясениях 1940 и 1977 годов, когда появилось больше возможностей для сейсмических исследований. Так, воздействие на Москву глубокофокусного Карпатского землетрясения 1940 г. было изучено С.В. Медведевым. В своей работе он отмечал приуроченность повышения балльности в центре Москвы к одной из зон разломов [1948]. Достаточно детальное микросейсмическое исследование воздействий землетрясения 1977 года было проведено И.В. Ананьиним [1980]. Им была составлена карта-схема сотрясений (в баллах) на территории г. Москвы при Карпатском землетрясении 1977 г (рисунок 5.3). При обследовании юго-западного сектора Москвы Игорь Владимирович отметил большие вариации в интенсивности сейсмических воздействий (от 2 до 5 баллов), которые в ряде случаев, по-видимому, можно объяснить приуроченностью зон повышенного макросейсмического эффекта к зонам глубинных разломов [Рогожин и др., 2012б]. Исследователями так же отмечается, что уровень сейсмических воздействий при сильнейших удаленных Карпатских землетрясениях не превышает на средних грунтах 4.5 баллов [Ананьин, 1980; Медведев, 1948; Никонов, 2012].

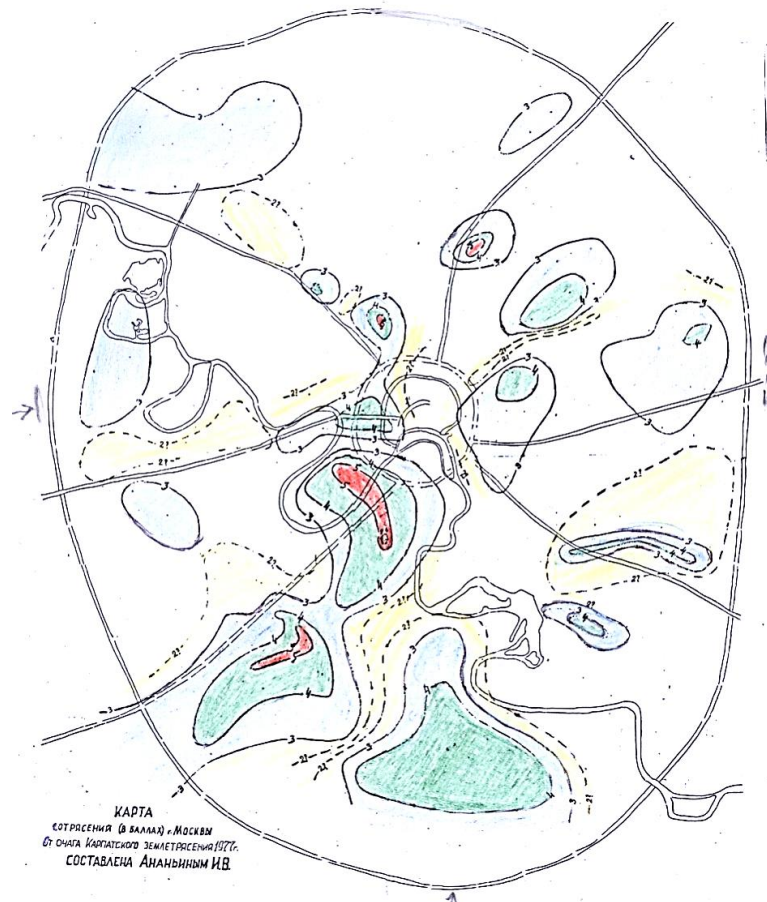


Рисунок 5.3 – Карта-схема сотрясений (в баллах) на территории г. Москвы при Карпатском землетрясении 1977 г (составлена И.В. Ананьиним)

24 мая 2013 года в акватории Охотского моря произошло сильное землетрясение с магнитудой $M_s = 8.2$. Это событие характеризовалось необыкновенно обширной областью ощущаемости, в том числе и на территории Москвы, и показало, что сейсмический эффект на территории города может исходить не только от землетрясений из зоны Вранча, но и от других глубокофокусных событий.

5.3. Охотоморское землетрясение.

Охотоморское землетрясение произошло 24 мая 2013 года в 05 час 44 мин по Гринвичу (в 09 час 44 мин по московскому времени) в Охотском море, к западу от полуострова Камчатка (рисунок 5.4) Магнитуда этого события составляла $m_b=7.7$, $M_s = 8.2$, глубина гипоцентра оценена около 600 км

[данные Геофизической службы РАН, http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info_quake.pl?mode=1&id=218]. Настолько высокая магнитуда в сочетании с большой глубиной очага делает это событие уникальным – землетрясения с такими параметрами не регистрировались в этой части Тихоокеанского пояса за всю историю инструментальных наблюдений. Важно отметить и необыкновенно обширную область осязаемости воздействий при небольшой интенсивности даже в ближней зоне толчка. По данным ГС РАН Охотоморское землетрясение ощущалось в Петропавловске-Камчатском и Северо-Курильске силой 5-6 баллов, в Кроноки силой 5 баллов, в Апаче, Елизово, Термальном, Паратунке, Вилючинске, Крутоберегово силой 4-5 баллов, Усть-Большерецке, Ганалах, Мильково, Раздольном, Паужетке, Никольском (о-в Беринга) силой 4 балла, в Вулканном, Козыревске, Ключах силой 3-4 балла, в Малокурильском, Холмске силой 3 балла, в Южно-Сахалинске, Магадане, Хабаровске, Благовещенске, Красноярске, Новосибирске, Томске, Кемерово, Казани, Охе силой 2-3 балла, в Москве, Санкт-Петербурге, Нижнем Новгороде, Самаре, Калуге, Ниврово, Ногликах силой 2 балла.

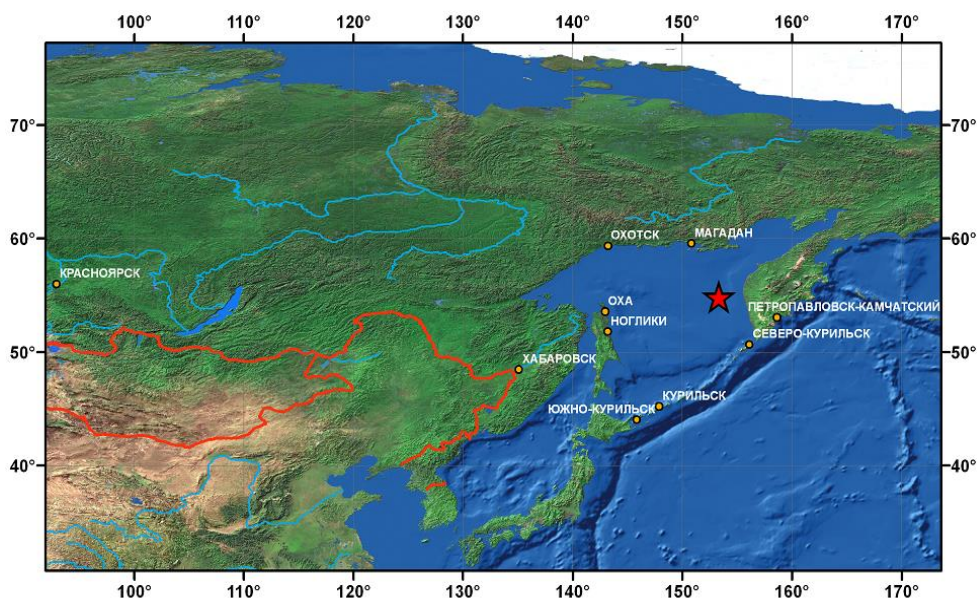


Рисунок 5.4. – Положение эпицентра главного толчка сильного глубоководного землетрясения 24.05.2013 г. в Охотском море [Режим доступа: http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/info_quake.pl?mode=1&id=218]

5.3.1. Макросейсмические проявления Охотоморского глубокофокусного землетрясения на территории Москвы

Как только сейсмическая волна достигла города, жители разных округов начали сообщать в ГУ МЧС по Москве о необычных ощущениях. Сотрудники некоторых учреждений даже покинули офисы и вышли на улицу, чтобы обезопасить себя.

В тот же день сотрудники Института физики Земли РАН приступили к сбору информации о наблюдениях во время сотрясений в Москве, произошедших 24 мая 2013 г. Для этих целей было привлечено агентство «Интерфакс-Россия», которое разместило у себя на сайте просьбу передавать сведения об ощущаемости события.

Таким образом было получено более сотни сообщений от жителей города, в которых они изложили свои ощущения утром 24 мая. Опросник включал в себя следующие пункты:

1. Адрес в Москве (или, возможно, другом населенном пункте, ближайшая станция метро.
2. Тип строения (дом кирпичный, блочный, панельный и т.д.);
3. Этаж, на котором расположена квартира, офис, где ощущались колебания;
4. Характер воздействия: раскачивание люстры, перемещение мебели, изменение уровня воды в сосудах, звон посуды, головокружение и т.п.

Все полученные материалы были занесены в базу данных и послужили основой для составления карты макросейсмических проявлений землетрясения (рисунок 5.5). Из опроса жителей следует, что на первых этажах зданий и на поверхности земли воздействия отмечались крайне редко. Как правило эффект сотрясений начинался с пятого этажа и выше, независимо от конструкции здания. В большинстве случаев наблюдались такие проявления как: головокружение у людей, беспокойство и испуг у домашних животных, перемещения мебели по комнате, раскачивание люстр, мониторов компьютеров, цветов на подоконниках и тумбочках, колебания воды в

емкостях, колебания и вибрация помещений, сантехнических труб, звон раздвижных дверей, раскачивание белья на веревке, качание открытых окон и балконных дверей, возвратно-поступательные движения пола в горизонтальной плоскости. В единичных случаях отмечено падение вазы со шкафа, картины и фотографий со стены, в старом доме 1913 года постройки в углах появились трещины, отошли плинтусы.

Всего отмечалось 2-3 волны воздействий, длившихся по несколько секунд, в течение 10-15 минут.

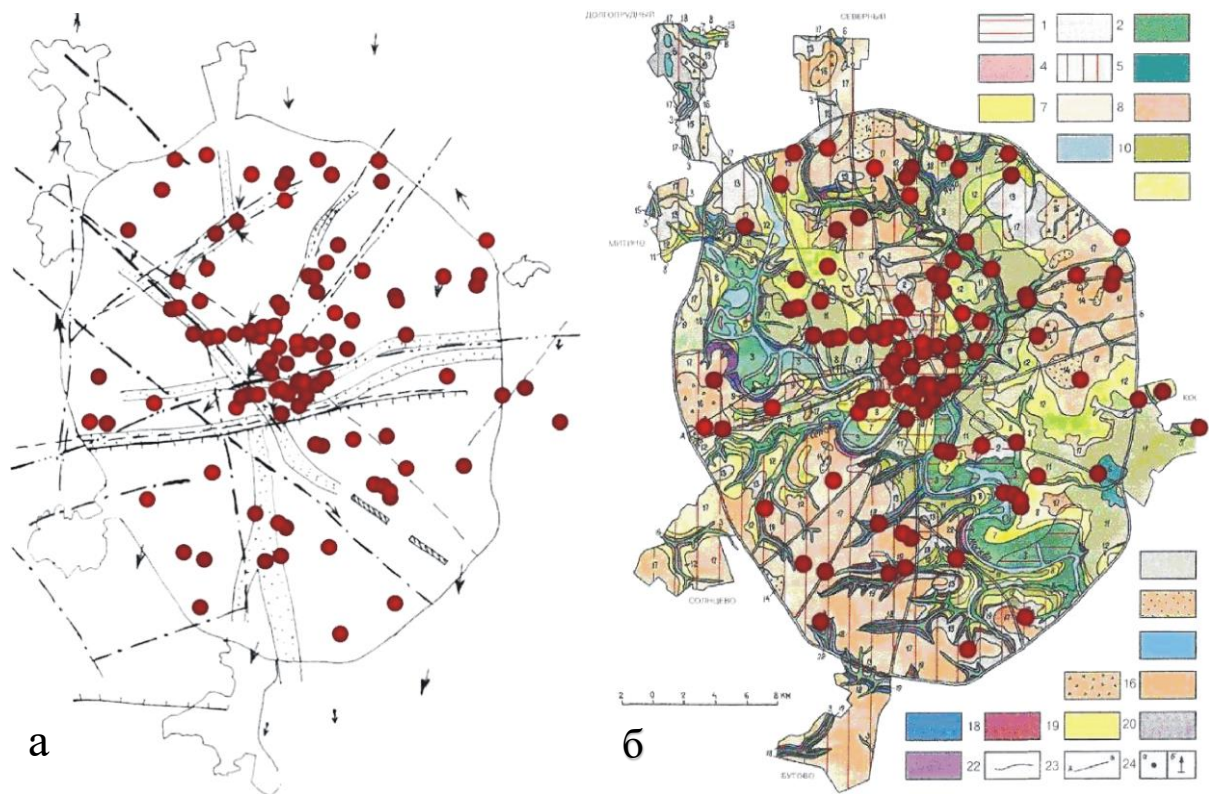


Рисунок 5.5 – Пункты явных сейсмических проявлений Охотоморского землетрясения (красные кружки) (Рогожин, Завьялов, Зайцева, 2013)

а – на карте разломов и выраженных на поверхности линейментов г. Москва (по [Рогожин и др., 2012а]) условные обозначения на рисунке 5.1.

б – на геологической карте четвертичных отложений и образований. (составлена О. Н. Лаврович по материалам Е А Шулешкиной и И В Фурсиковой [Москва..., 1997])

1-3 – современное звено: 1 – техногенные образования (насыпи, отвалы, свалки, суглинисто-супесчаные породы, промышленный и бытовой мусор), 2 – болотные образования (торф, суглинки с растительными остатками), 3 – аллювиальные отложения (суглинки, пески, в основании гравий и галечник); 4 – верхнеесовременное звенья (коллювиальные отложения, оползневые и обвальные отложения, песчано-глинистые породы); 5-10 – верхнее звено: 5 – нерасчлененный комплекс лессово-почвенных образований, делювиально-солифлюкционных отложений склонов, аллювиально-делювиальных выполнений древних балок (суглинки и супеси), 6-микулинский горизонт –

валдайский надгоризонт, озёрные и болотные отложения (глины, суглинки с прослоями торфа, песка), 7 – мончаловский и осташковский горизонты, аллювиальные отложения 1-ой надпойменной (Серебряноборской) террасы (пески, глины, суглинки, супеси, в основании гравий и галька), 8-9 калининский горизонт, аллювиальные отложения 2-ой надпойменной (Мневниковской) террасы (пески, реже суглинки и глины); 10 – микулинский горизонт – озёрные и болотные отложения (пески, суглинки, торф); 11-17 – среднее звено, московский горизонт: 11 – аллювиально-флювиогляциальные отложения третьей надпойменной (Ходынской или Кремлёвской) террасы (пески с линзами гравия и гальки), 12 – водно-ледниковые отложения второго этапа отступления ледника (пески, реже суглинки), 13 – водно-ледниковые отложения первого этапа отступления ледника (пески, реже глины), 14 – водно-ледниковые отложения наледных озёр и потоков (пески, супеси, алевриты), 15 – водноледниковые внутриледные и подледные отложения (пески), 16 – ледниковые отложения – конечная морена (валунные суглинки, пески, супеси), 17 – ледниковые отложения-основная морена (суглинки с гравием, галькой и валунами; 18 – нижнесреднее звено, донской-московский горизонты: комплекс водно-ледниковых, аллювиальных и озёрных отложений (пески, суглинки); 19-21 – нижнее звено: 19 – донской горизонт, основная морена (валунные суглинки с линзами песка), 20 – сетуньская-донская свиты, комплекс водно-ледниковых, аллювиальных и озёрных отложений (пески, супеси, суглинки), 21 – сетуньская свита, ледниковые отложения (моренные суглинки с гравием и галькой); 22 – дочетвертичные отложения; 23 – геологические границы; 24 – линии геологического разреза; 25 – скважины.

При анализе полученной карты сейсмических проявлений (рисунок 5.5) видно, что распределение пунктов ощущаемости неравномерное. Максимальное количество пунктов отмечается в центральной части города, в то время как на окраинах их количество уменьшается. Этот эффект очевиден и не совсем верно отражает истинную картину, поскольку вблизи окраин размещены промзоны и парки, на территории которых эффекты не могли регистрироваться. Тем не менее, выделяются так же и участки повышенной плотности пунктов проявления колебаний в разных административных округах города (СВАО, САО, ЗАО, ЮВАО, ЮАО). Так же наблюдается повышенное скопление пунктов с явным макросейсмическим эффектом в долинах некоторых небольших рек – притоков р.Москва (наиболее ярко это проявляется в долине Яузы). Кроме того есть неплохое совпадение положения ряда пунктов наблюдений с тальвегами древней эрозионной сети [Рогожин и др., 2013].

С другой стороны, при наложении пунктов ощущаемости на карту четвертичных отложений (рисунок 5.5 б), видно, что корреляции с определенными типам четвертичных отложений не наблюдается – эффект от

землетрясения проявился в зданиях, расположенных и на моренных, и на аллювиальных, и на водно-ледниковых, и на флювиогляциальных осадках. Сопоставление пунктов распределения макросейсмических проявлений с мощностью рыхлых отложений чехла [Москва..., 1997] и с площадями подтопления грунтовыми водами [Галицкая, 2006; Осипов и др., 2006] так же не дало хорошей корреляции.

Таким образом становится очевидной необходимость сопоставления поверхностных проявлений сейсмического события с тектоническими особенностями и глубинным строением мегаполиса.

5.3.2. Сеймотектоника зон макросейсмических проявлений землетрясения 24 мая 2013 г. на территории Москвы

Сейсмический режим Москвы

Сейсмический режим Москвы изучен довольно слабо. Первые сейсмологические наблюдения на территории города были начаты в 1922 г., известным геофизиком В.Ф. Бончковским, когда он организовал сейсмическую станцию в подмосковном Кучино [Саваренский, 1948].

Регулярные сейсмологические наблюдения начались в середине 30-х гг. прошлого века, когда в январе 1936 г. открылась сейсмическая станция «Москва». В 1954 г. была создана еще одна сеймостанция в пос. Михнево. В 1990-х гг. в Москве были развернуты две экспериментальные сети для контроля сейсмодиформационных процессов на территории города [Макаров и др., 1997]. С 1989 г. работала сеть, созданная Особым конструкторским бюро (ОКБ) Объединенного института физики Земли РАН. Она состояла из восьми постоянно действовавших пунктов наблюдений и центра сбора и обработки данных. С августа 1996 г. на территории Москвы работала сеть сейсмических станций Центра региональных геофизических и геоэкологических исследований «ГЕОН» им. В.В. Эта сеть включала также восемь пунктов наблюдений [Макаров и др., 1997]

Проведенные в 1990–2008 гг. локальные сейсмологические наблюдения не позволили получить конкретных данных о местных сейсмических событиях на территории города [Маловичко, 2012]. Тем не менее, согласно данным И.В. Померанцевой (1997), на территории Москвы в 1990-х гг. были зафиксировано пять слабых местных землетрясений, произошедших в различных частях города (рис.5.6), и толчки которых ощущались жителями [Померанцева, Солодилов, 1997; Померанцева и др., 2002].

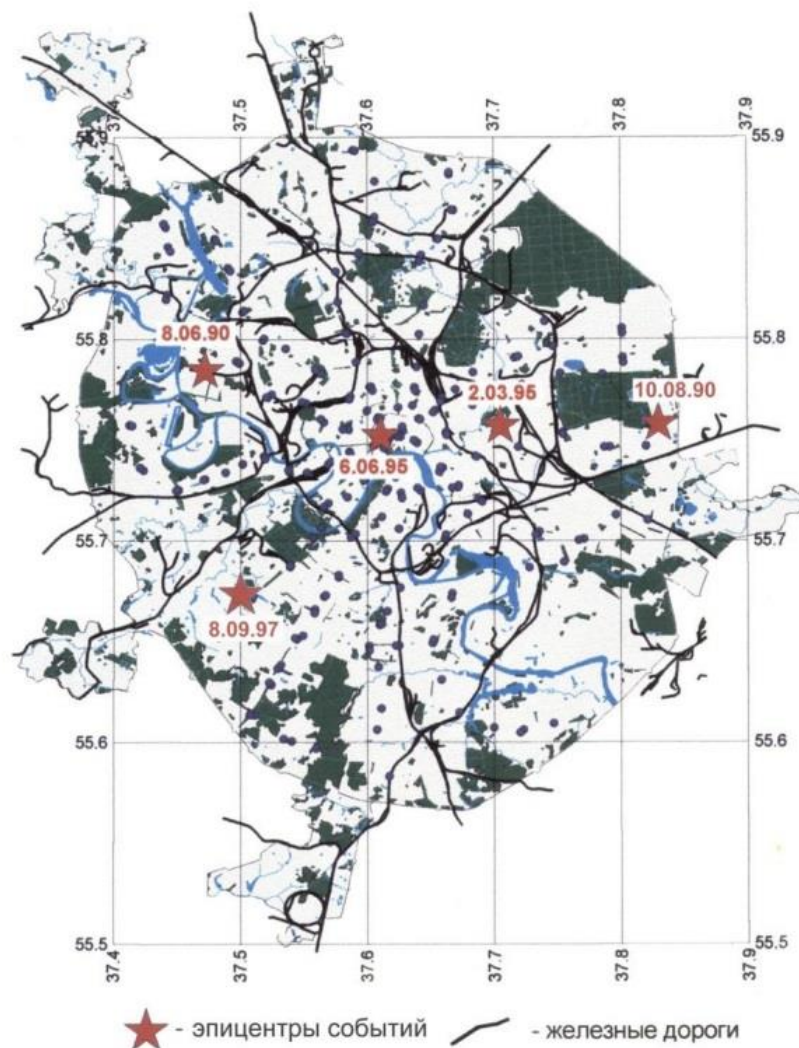


Рисунок 5.6 – Сейсмические события, зафиксированные на территории Москвы (по данным И.В. Померанцевой [Померанцева, Солодилов, 1997; Померанцева и др., 2002])

В 2007 - 2009 гг. на территории Москвы и ближнего Подмосковья сотрудниками Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН была развернута сеть временных сейсмических станций (рисунок 5.7). Эта сеть была развернута в рамках работ по детальному сейсмическому районированию юго-западного сектора Москвы и оценки сейсмических воздействий на здания высотной застройки [Рогожин и др., 2012а]. Сеть смогла зарегистрировать практически все сильные землетрясения, произошедшие на земном шаре за этот период. Полученные записи были проанализированы с точки зрения сопоставления условий регистрации в зависимости от расположения каждой конкретной станции. Такой анализ позволил оценить влияние тектонических неоднородностей среды на прохождение сейсмических волн.

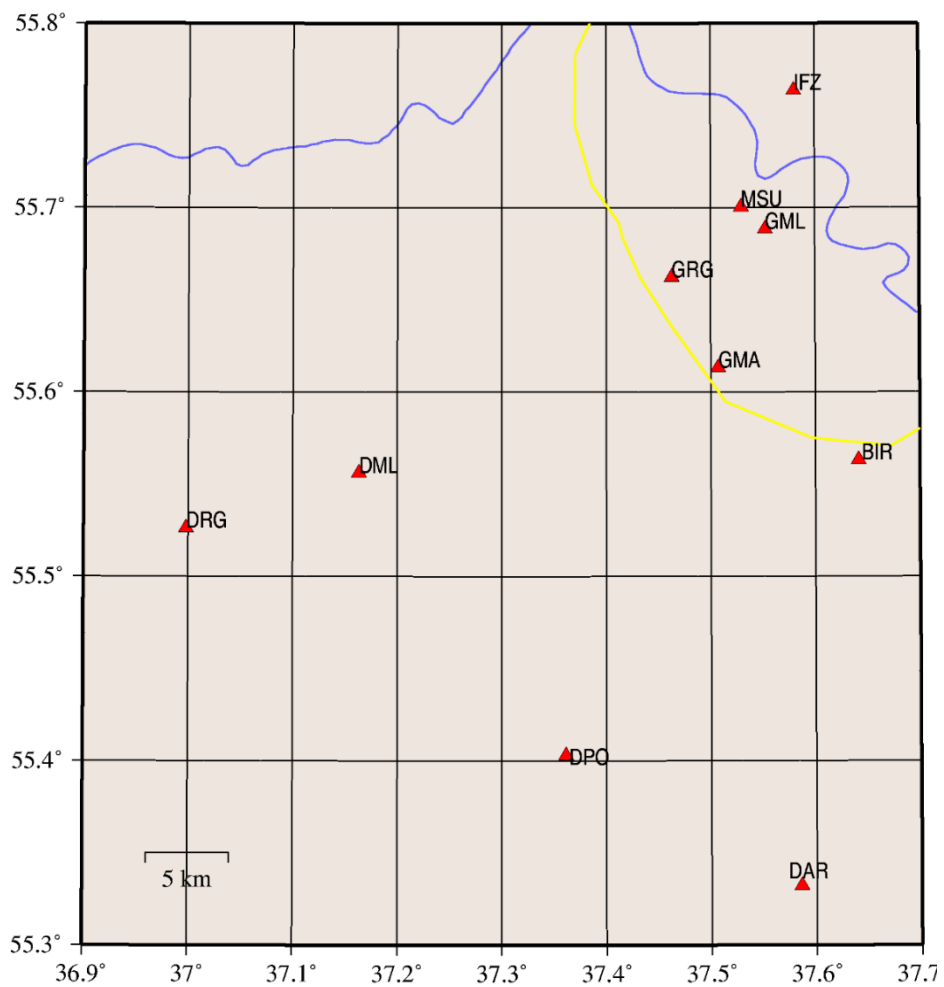


Рисунок 5.7 – Расположение временных сейсмических станций московского региона, желтая линия – МКАД [Рогожин и др., 2012а]

Анализ частотно-амплитудных характеристик записей показал, что зоны Москворецкого, Павлово-Посадского и Бутовского (Раменского) разломов способствуют усилению сейсмических колебаний от удаленных сейсмических событий, а территории Теплостанского грабена (и одноименной возвышенности), Кунцевского блока не отличаются эффектом усиления. Таким образом, можно заключить, что зоны разломов в силу резонансных явлений, по-видимому, способны усиливать местный макросейсмический эффект в непосредственной близости от их проекции на поверхности (в зонах динамического влияния) на 0.5-1.0 балла [Рогожин и др., 2013].

Соотношение зон макросейсмических проявлений землетрясения 24.05.2013г. с зонами разломов.

Перейдем к сопоставлению пунктов осязаемости Охотоморского землетрясения на территории Москвы с зонами тектонических нарушений на поверхности.

Из рисунка 5.5а видно, что наибольшая концентрация таких пунктов отмечается в центре города, в пределах Садового кольца, и именно здесь располагается Краснопресненский тектонический узел. Большое количество зданий, откуда поступили сведения о сотрясениях расположено в пределах зон Павлово-Посадского и Москворецкого разломов. Так же повышенная концентрация пунктов осязаемости наблюдается в зонах Останкинско-Хорошевского и Сокольнического разломов. Тем не менее, значительное количество пунктов размещается и в пределах тектонических блоков, на удалении от разломных зон. Визуально оценить насколько значим тектонический контроль в распределении макросейсмического эффекта затруднительно. Поэтому был проведён подсчет площади, которую на территории города занимают разломные зоны и блоки, а также количество пунктов осязаемости, отмечающихся в пределах этих структур (таблицы 1, 2).

Таблица 1. Площадь разломных зон и количество пунктов осязаемости в их пределах (Рогожин, Завьялов, Зайцева, 2013)

Название разлома	Количество пунктов	Площадь зоны (км ²)	Общая площадь (км ²)	Общее число пунктов
Сокольнический	9	104	528	64
Останкинско-Хорошевский	8	12		
Москворецкий	19	204		
Павлово-Посадский	23	180		
Битцевско-Воробьевский	5	32		

Таблица 2. Площадь блоков и количество пунктов осязаемости в их пределах (Рогожин, Завьялов, Зайцева, 2013)

Название блока	Количество пунктов	Площадь блока (км ²)	Общая площадь (км ²)	Общее число пунктов
Восточный	3	120	642	36
Юго-западный	5	160		
Юго-восточный	6	80		
Северо-восточный	13	180		
Северный	5	70		
Северо-Западный	4	32		

По результатам произведенного подсчета видно, что зоны разломов, хотя и занимают меньшую площадь (528 км²), контролируют большее количество пунктов осязаемости (64), а блоковые структуры, имеющие в целом большую суммарную площадь (642 км²), характеризуются почти вдвое меньшим количеством таких пунктов (36) (рисунок 5.8). Таким образом, можно обоснованно говорить о некоем макросейсмическом усилении

колебаний от Охотоморского глубокофокусного землетрясения в зонах крупных разломов в городе [Рогожин, Завьялов, Зайцева 2013].

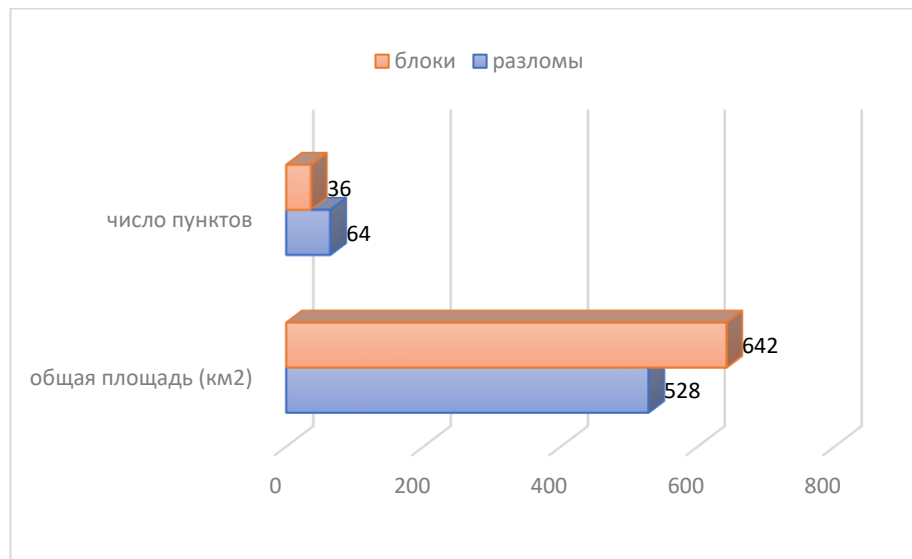


Рисунок 5.8 – соотношение зон макросейсмических проявлений Охотоморского землетрясения с зонами разломов и блоков (составлено с использованием [Рогожин, Завьялов, Зайцева, 2013])

5.4. Активизация оползней на Воробьевых горах при Охотоморском глубокофокусном землетрясении

Ранее, с целью выявления периодов активности оползневых тел, на Воробьевых горах был проведен ряд исследований, включавших в себя изучение и документирование верхних частей керна из скважин, пробуренных сотрудниками «Мосгоргеотреста» весной 2008 г., послыное описание молодых отложений на предмет реконструкции периодов их активизации, отбор образцов на радиоуглеродный анализ, а так же изучение деформаций стволов деревьев разных пород («пьяного леса») с целью установления периодов активизации оползневых тел в последнюю сотню лет [Лукашов, 2008; Рогожин и др., 2012б].

Проведенные исследования керна буровых скважин показали, что в позднем голоцене имели место по крайней мере четыре цикла затишья и активизации. Результаты радиоуглеродного датирования оползневых тел

сопоставлялись с имеющимися в каталоге сведениями о сильных землетрясениях в Карпатах и на территории Восточной Европы [Кондорская, Шебалин, 1977; Кондорская, Уломов, 1995]. По данным о деформации стволов деревьев проводилась корреляция между временем их изгибания и временем сейсмических событий, зарегистрированных в г. Москве.

Все эти исследования позволили прийти к выводу, что сильные глубокие землетрясения в Карпатах, произошедшие в 1880 ($M=6.8$), 1894 ($M=7.1$), 1908 ($M=7.1$), 1940 ($M=7.7$), 1945 ($M=6.8$) и 1977 ($M=7.7$) годах и ощущавшиеся в Москве с интенсивностью 2-4 балла, способствовали активизации оползневых тел на Воробьевых горах [Лукашов, 2008; Рогожин и др., 2012б].

Землетрясение, произошедшее 24 мая 2013 г. предоставило уникальную возможность осмотреть склон Воробьевых гор на предмет сейсмических проявлений и возможной активизации оползневых процессов сразу же после события. При детальном осмотре местности было обнаружено порядка тридцати нарушений, распространившихся вдоль всей центральной части оползневого склона. Большая часть нарушений представлена свежими трещинами на асфальтовом покрытии некоторых пешеходных дорожек. Часть этих трещин возникла впервые (рисунок 5.9 а), а часть представляет собой обновление уже существовавших ранее и заполненных мелким обломочным материалом и мелкой растительностью деформаций (рисунок 5.9 б). Ширина трещин составляет первые миллиметры. Нарушения асфальта появились на верхнем, среднем и нижнем оползневых уровнях склона, но при этом на тротуарах и проезжей части улицы Косыгина, а также на покрытии тротуаров набережной их не выявлено. В средней части склона были обнаружены участки, где наряду с трещинами возникло свежее выпучивание и локальное дробление бордюрного камня (рисунок 5.9 с). В северной части Воробьевского склона (недалеко от устья р. Сетунь) на набережной р. Москвы обнаружен свежий провал нового асфальтового покрытия, возникший при сотрясениях 24 мая (рисунок 5.9 d). Разумеется, эта дислокация могла быть «подготовлена» раньше в процессе подмыва подземными водами материала, подстилающего

набережную. Но непосредственно просадка возникла вслед за сотрясениями от удаленного сейсмического толчка [Рогожин и др., 2013].

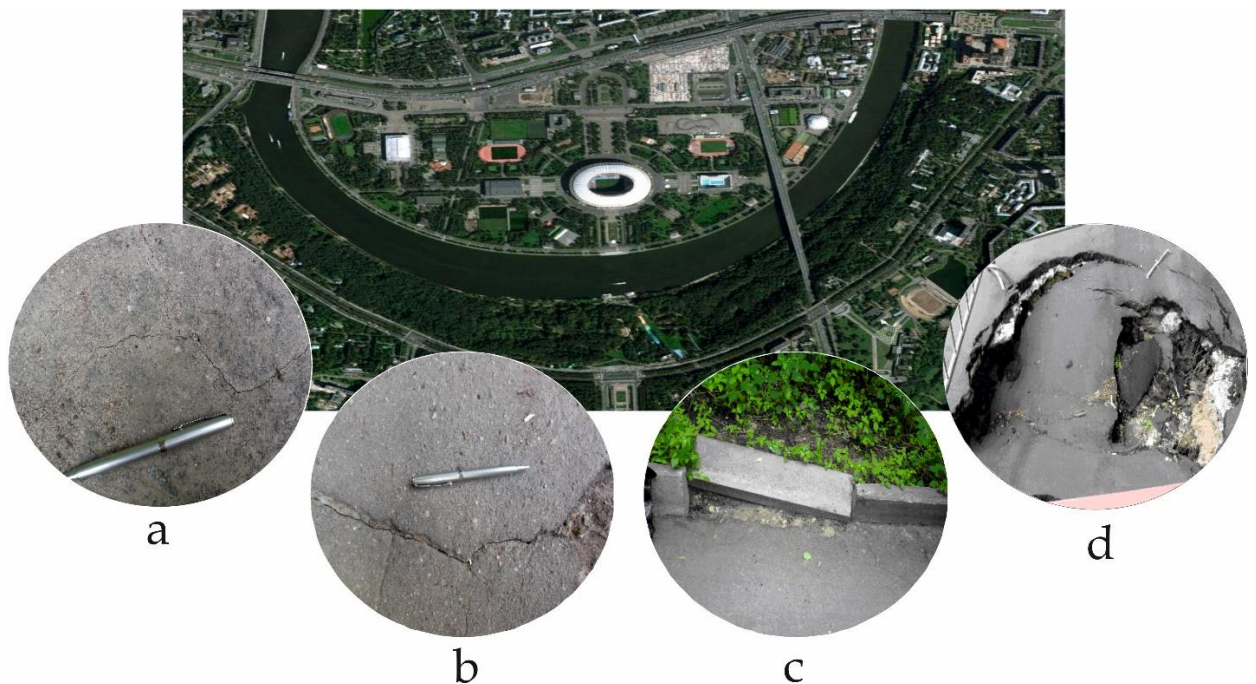


Рисунок 5.9 – Новые (а) и возобновившиеся (б) трещины, выбитый блок бордюра (с) и свежий провал (d) в последствии землетрясения 24 мая 2013 года на Воробьевых горах (фото. Н.В. Андреевой и Е.А. Рогожина) [Рогожин, Завьялов, Зайцева, 2013]

Проведенное исследование на оползневом склоне Воробьевых гор доказывает, что при колебаниях, вызванных Охотоморским землетрясением 24 мая 2013 г. произошла небольшая по масштабам активизация оползней на Воробьевых горах.

Глубинное строение оползневого склона Воробьевых гор было изучено в 2016 году методом микросейсмического зондирования [Горбатиков и др., 2017]. В районе большого трамплина (в настоящее время демонтирован) был пройден профиль, состоящий из 21 точек измерения с шагом 5 метров (рисунок 5.10 а, б) Полученный профиль сопоставлялся с данными гаммакаротажа. Такое сопоставление показало хорошую корреляцию параметра гамма с глубиной и пересечением зеркал скольжения и зон отрыва, где содержание глин повышено. На разрезе ММЗ отчетливо выделяются зеркала скольжения на абсолютных отметках 140-150м. В районе точек 6-7 на профиле хорошо читается зона отрыва оползневого тела, а в районе точек

профиля 1-3 и 20-21 можно отметить зоны выпучивания. Таким образом глубинное строение подтверждает активность склона Воробьёвых гор, а дальнейшие исследования возможно смогут показать, является ли выделенное на профиле ММЗ оползневое тело результатом удалённого сейсмического события.

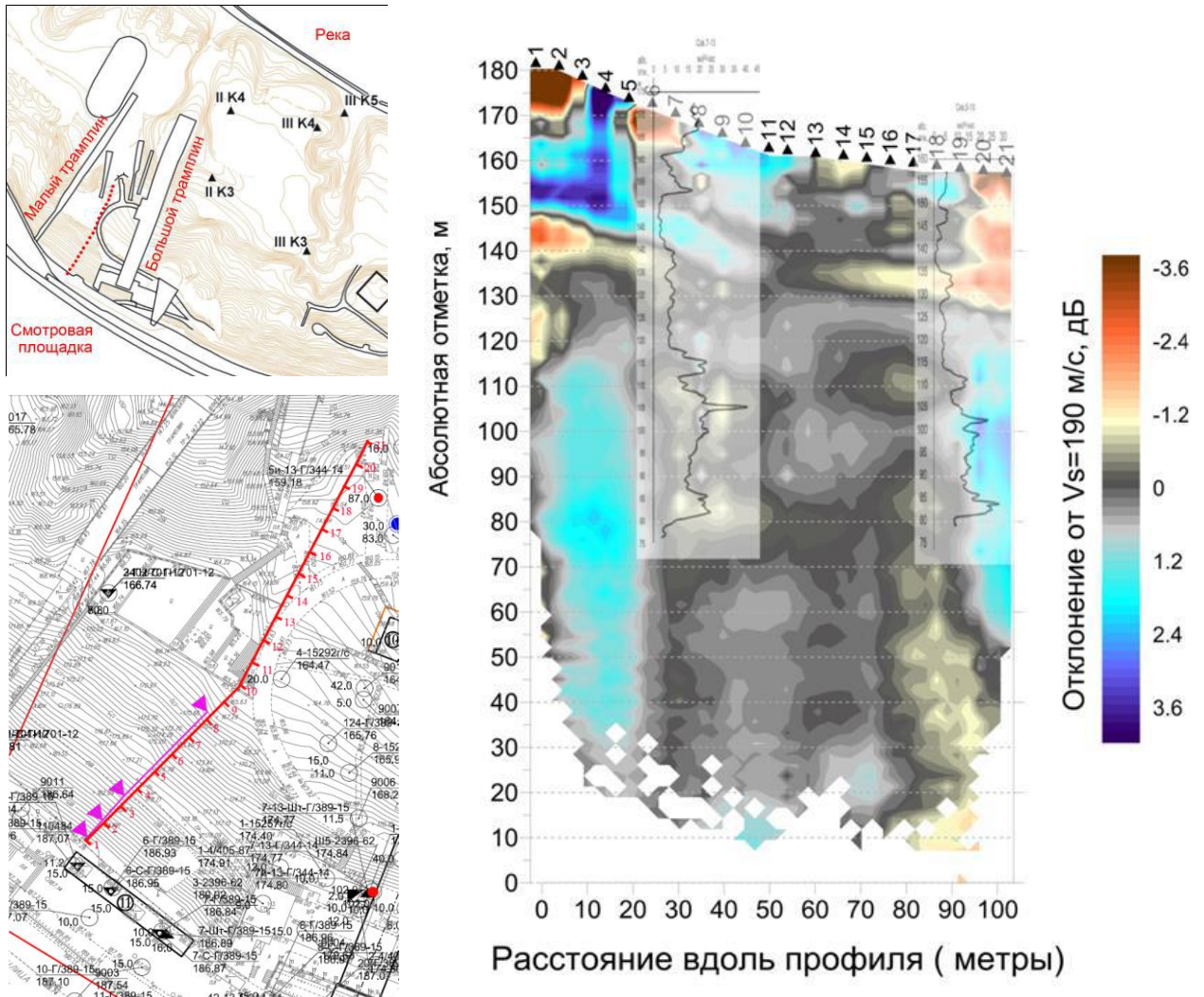


Рисунок 5.10 – результаты микросейсмического зондирования в районе оползневого склона Воробьёвых гор (Горбатилов, ... , Андреева и др., 2017)

(а)-расположение профиля ММЗ на склоне Воробьёвых гор; (б)-расположение датчиков в профиле (шаг- 5м), две красные точки справа от профиля- разведочные скважины; (в)-разрез по ММЗ вдоль профиля в параметрах отклонения скоростей от средней скоростной модели, кривые сверху вниз- показатель гамма-каротажа вдоль соответствующих скважин

5.5. Глубинное строение разломных зон в Юго-Западном районе Москвы

Глубинное строение зон разломов Москвы изучалось методом микросейсмического зондирования в Юго-Западной части города [Рогожин и

др., 2010б]. Измерения проводились в 2009 г. по профилю, расположенному к западу от МКАД. Профиль был ориентирован почти меридионально, в север-северо-западном направлении, и пересекал зоны Бутовского и Павлово-Посадского разломов, являющимися границами Теплостанского грабена. Общая длина профиля составила около 35 км. Он состоял из 36 точек измерений с шагом примерно 1 км (рисунок 5.11).

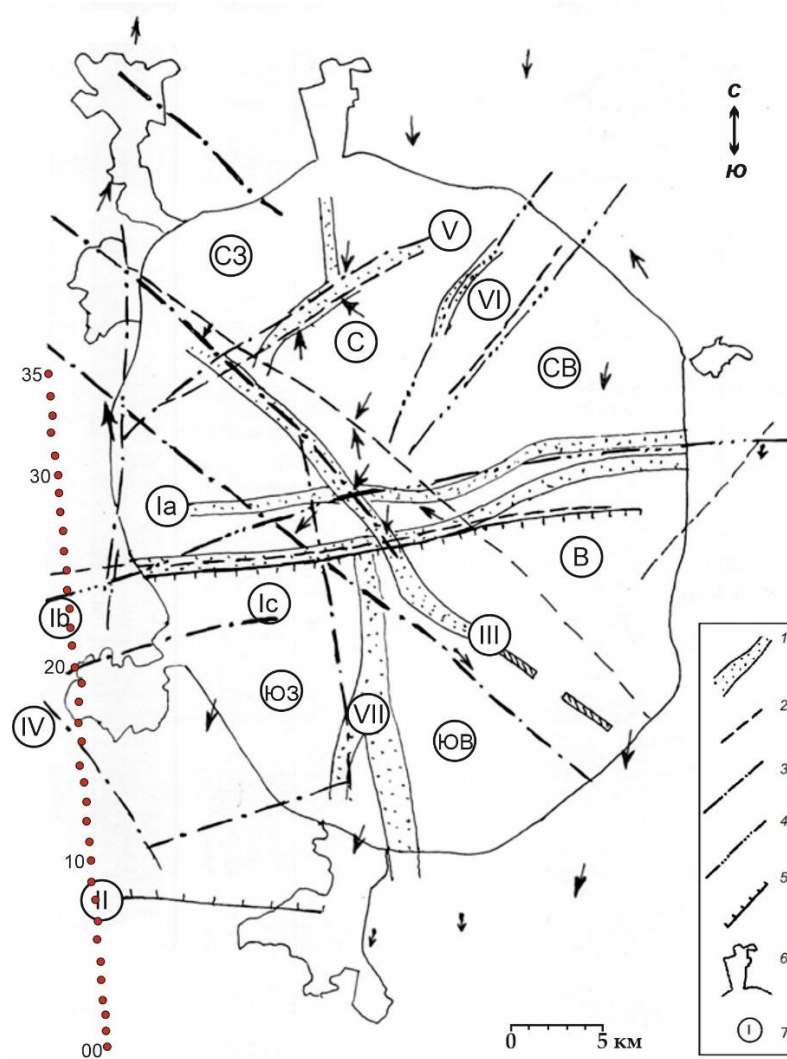


Рисунок 5.11 – расположение профиля ММЗ (красные кружки) на схематической карте тектонических нарушений территории г. Москвы [Рогожин и др., 2012а]. 1 — разломы в чехле и фундаменте по геофизическим данным ГЕОН; 2 — разломы в осадочном чехле (по геофизическим данным И.В. Померанцевой [Померанцева, Солодилов, 1994]); 3 — космофототолонементы; 4 — активные разрывные нарушения (зоны трещиноватости в чехле); 5 — морфоструктурные линии; 6 — границы Московского мегаполиса; 7 — номера тектонических разломов. Разломы, упомянутые в тексте статьи: I — Павлово-Посадский (а — северная ветвь, b — средняя ветвь, с — южная ветвь); II — Бутовский (Раменский); III — Москворецкий; IV — Солнцевский; V — Останкинско-Хорошевский

По полученным микросейсмическим данным вдоль профиля был построен разрез, на котором удалось выделить и проанализировать глубинное строение Теплостанского грабена, выделяемого по данным [Т.Ю. Кузьменко, 1994] (рисунок 5.12), и обрамляющих его зон разломов, а также соседних блоков фундамента. Эти границы были снесены на профиль ММЗ (рисунок 5.13). Кроме того, на профиле можно проследить соотношение структур фундамента, пород комплекса авлакогена и осадочного платформенного чехла.

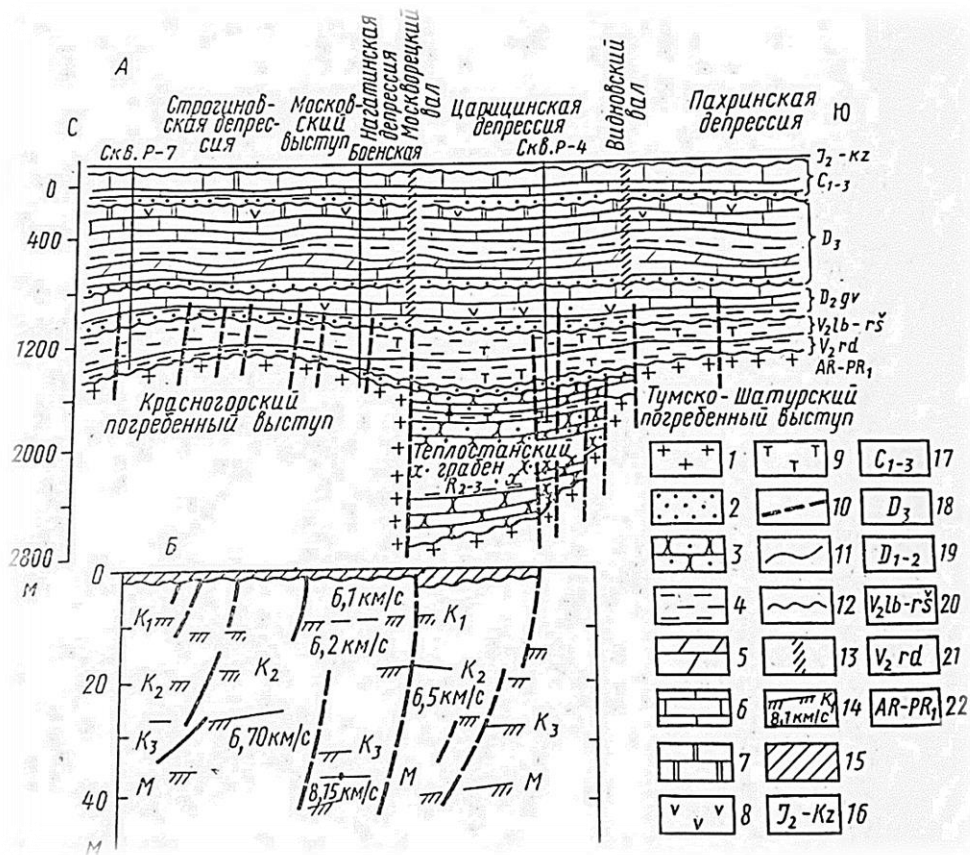


Рисунок 5.12 - Схематический геологический разрез верхнего протерозоя (А) и сейсмический разрез земной коры МОВЗ (Б) по данным аппаратуры «Земля» (по И.В. Померанцевой, 1971) [Т.Ю. Кузьменко, 1994].

Условные обозначения: 1 – породы кристаллического фундамента; 2 – пески и алевриты; 3 – песчаники; 4 – аргиллиты, глины и алевролиты; 5 – мергели; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – сульфатность; 9 – пепловые туфы; - 10 – основные глубинные нарушения; 11 – стратиграфические границы; 12 – основные перерывы; 13 – зоны высокой трещиноватости отложений; 14 – сейсмические границы, их индексы и пластовые скорости; 15 – платформенные образования (сейсмический разрез). Отложения: 16 – среднеюрские и кайнозойские, 17 – ниже-, средне-, и верхнекаменноугольные; 18 – верхнедевонские; 19 – ниже- и среднедевонские; 20 – любимской и решминской свит верхнего венда; 21 – редкинской подсерии верхнего мела; 22 – образования архея и верхнего протерозоя

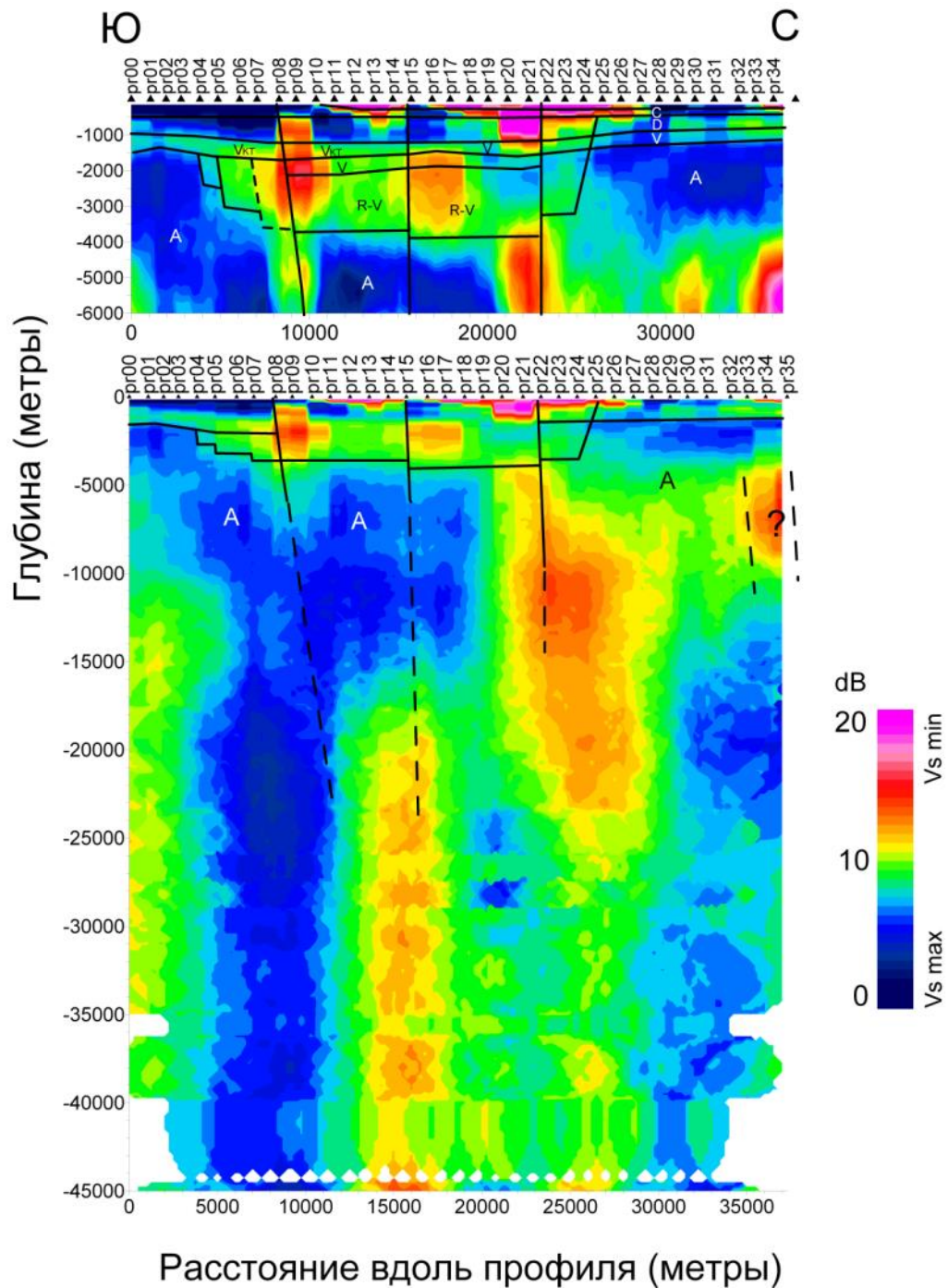


Рисунок 5.13 – глубинный разрез распределения относительных интенсивностей микросейсмического поля, полученный методом микросейсмического зондирования [Рогожин и др., 2010б]. Повышение относительной интенсивности соответствует относительному уменьшению скорости сдвиговых сейсмических волн, понижение интенсивности – увеличению скорости: А – приповерхностные горизонты земной коры до глубин 6 км, вертикальный масштаб увеличен по сравнению с горизонтальным в 2 раза; Б – вся толща земной коры до глубин около 40 км, вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы

Все три ветви Павлово-Посадского разлома на разрезе выглядят единой широкой (более 7 км) вертикальной полосой с пониженными скоростями и высокими значениями относительной интенсивности микросейсмического поля. Эта зона проникающей в недра до глубины 25 км. При этом южная ветвь разлома представлена наиболее ярко – в приповерхностных слоях чехла она подчеркивается наличием аномально низкоскоростного кармана, а начиная от 3 км от поверхности эта зона прослеживается вытянутым низкоскоростным объёмом, проникающим в недра кристаллического фундамента. Прослеживается и амплитуда сбросового смещения поверхности кристаллического цоколя – южное крыло опущено примерно на 3 км [Рогожин и др., 2010б].

Бутовский разлом, оконтуривающий Теплостанский грабен с юга (II на рисунок 5.11), также представлен узким низкоскоростным карманом, достигающим по глубине 6-7 км, но в отличие от зоны Павлово-Посадских разломов, прослеживается в виде единой вертикальной зоны, практически выходящей к дневной поверхности. Общая амплитуда сбросового смещения поверхности кристаллического фундамента по зоне разлома составляет около 2 км (опущено северное крыло). В зоне разлома поверхность кристаллического цоколя смещается ступенеобразно – в полосе 5 км выделяется три сближенных сброса с разными амплитудами: примерно на 1000, 600 и 400 м.

На линию профиля так же попадает и Солнцевский разлом северо-западного простирания (IV на рисунке 5.11), который подходит к линии профиля под острым углом. На разрезе он выражен слабее, чем Павлово-Посадский и Бутовский и предстает в виде низкоскоростного пятна шириной 2 км на глубинах 2-4 км. Зона Солнцевского разлома разделяет грабен на две близкие по размеру части, при этом поверхность кристаллического цоколя в северо-восточной части погружена ниже, чем в южной примерно на 500 м.

Если посмотреть на весь разрез полностью (рисунок 5.13 - внизу), можно отметить, что все три разлома на больших глубинах проявлены по-разному: в то время как под Павлово-Посадским разломом отмечается наличие глубоких

корней в виде вертикального низкоскоростного тела, имеющего ширину 7-8 км и прослеживающиеся сквозь всю земную кору, под Бутовским разломом таких низкоскоростных корней не обнаружено. Солнцевский начиная от 4-5 км подстилается высокоскоростным материалом, но начиная от глубин 15 км под разломной зоной отчетливо прослеживается низкоскоростной объем, имеющий ширину 5 км и вертикально уходящий в глубь фундамента до 40 км. Подобный тип разломов встречался в Калининградской области.

Выводы к главе 5

Таким образом, в результате проведенных исследований можно прийти к следующим выводам:

Несмотря на то, что Московский регион относится к области с пониженной сейсмической активностью, на ощутимом уровне регистрируются воздействия от удаленных событий из зоны Вранча в юго-восточных Карпатах.

Сильное землетрясение с магнитудой $M_s = 8.2$, произошедшее 24 мая 2013 года в акватории Охотского моря показало, что сейсмический эффект на территории города может исходить не только от землетрясений из зоны Вранча, но и от других глубокофокусных событий.

По результатам оперативно собранной информации о сотрясаемости на территории Москвы от Охотоморского землетрясения была создана база данных и составлена карта макросейсмических проявлений.

Анализ данной карты показал, что распределение сейсмического эффекта не равномерно, и зоны разломов, контролируют большее количество пунктов ощущаемости землетрясения, чем блоковые структуры. Такие результаты дают возможность обоснованно говорить о макросейсмическом усилении колебаний от Охотоморского глубокофокусного землетрясения в зонах крупных разломов в Москве.

Землетрясение, произошедшее 24 мая 2013 г. предоставило уникальную возможность осмотреть склон Воробьёвых гор сразу же после события и доказать, что при колебаниях, вызванных Охотоморским землетрясением, произошла небольшая по масштабам активизация оползней на Воробьёвых горах.

Исследования, проведенные методом ММЗ показали, что глубинные разломы в земной коре представляют собой узкие вертикальные карманы, заполненные низкодобротным материалом с пониженными значениями скоростей поперечных сейсмических волн и по своему строению схожи с разломами в других регионах.

Таким образом очевидно, что современные активные структуры Московского региона являются опасными объектами для зданий высокоэтажной застройки, а изучение новейшей тектоники актуально и важно с практической точки зрения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одной из прикладных задач сеймотектоники является оценка сейсмической опасности, где важную роль играют данные о строении сейсмоактивных структур в недрах, их глубине, кинематике, морфологии, строении очага, кинематике подвижки.

Анализ всех полученных данных показал, что подобранный комплекс геолого-геофизических методов – а именно, совокупность геолого-геоморфологического исследования, включавшего в себя анализ глубинного строения, древней и новейшей тектоники регионов; дешифрирование материалов дистанционного зондирования; структурно-геоморфологическое картирование; полевые исследования; выделение основных активных геологических структур, с методом микросейсмического зондирования, являющегося методом пассивной сейморазведки, – хорошо подходит для максимально полного исследования зон разломов и дают хороший результат.

Исследования, приведенные в работе, позволили проследить положение сейсмоактивных зон в глубоких частях земной коры, что является неотъемлемой частью сеймотектонической модели.

Исследования, проведенные в районе *складчатой зоны большого Кавказа*, показали наличие под осевой частью Большого Кавказа обширного, относительно низкоскоростного тела, отчетливо выраженного на микросейсмических разрезах. Это тело наблюдается во всех изученных частях Кавказа – в центральной и западной зоне, а также в западной зоне замыкания Большого Кавказа. Тем не менее, наиболее ярко оно проявлено в центральной части Большого Кавказа, в то время как в Туапсинской и Западной зонах Кавказа его размеры и контрастность значительно меньше. Границы этого тела соответствуют крупным разломным зонам, выраженным на всех геофизических профилях низкоскоростными вертикальными телами, проникающими в недра на всю мощность земной коры. А его наличие может свидетельствовать в пользу представлений об основной особенности

подвижных поясов, вовлеченных в горообразование, заключающейся в непременном наличии в растущем объеме земной коры относительно легких (разуплотненных) горных пород [Трифонов, 1999].

При анализе микросейсмических профилей выяснилось, что зоны разломов на глубине выражены по-разному: в некоторых случаях они представлены в виде субгоризонтальных или наклонных низкоскоростных зон, а иногда просто смещением горизонтальных слоев скоростного разреза. Встречаются также разломные зоны, выраженные и низкоскоростными зонами, и смещением слоёв одновременно.

Кроме того, отмечается хорошая корреляция зон низкоскоростных неоднородностей с положением разрывов в молодых отложениях на поверхности.

Также важно отметить приуроченность областей очагов землетрясений к тем зонам разломов, где на профилях ММЗ наблюдается максимальный контраст между зонами высоких и низких скоростей.

Для *зоны активной окраины платформы* на примере Прегольской и Янтарнинской разломных зон в районе Калининградской области была выявлена отчетливая корреляция поверхностных признаков тектонической активности с глубинным строением. На глубинных разрезах, полученных по профилям микросейсмического зондирования, были выявлены низкоскоростные объёмы, соответствующие активным разломам.

Исследования, проведенные *в платформенной области*, в районе Москвы, показали, что распределение сейсмического эффекта от удалённых событий на территории города неравномерно, и в зонах разломов сейсмический эффект выше, чем в разделяемых ими блоках. Исследования, проведенные методом ММЗ показали, что глубинные разломы Москвы по своему строению схожи с разломами в других регионах.

На примере Воробьёвых гор в работе была доказана активизация оползневых склонов при далёких сейсмических событиях.

Таким образом очевидно, что современные активные структуры Московского региона являются опасными объектами для зданий высокотажной застройки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Геранин К.О. Результаты микросейсмического зондирования в районе Авачинского вулкана. Материалы XIII Региональной молодежной научной конференции “Природная среда Камчатки”. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2014. С.103–114.
2. Адушкин В. В., Кочарян Г. Г., Новиков В. А. Исследование режимов движения по разлому // Физика Земли. — 2016. — № 5. — С. 13 – 24.
3. Айзенберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г. и др. Сеймотектоника Беларуси и Прибалтики. // Литосфера. 1997. № 7, с. 5-18.
4. Алешин А.П. Величкин В.И., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Комаров Вик.Б, Комаров Вл.Б. Глубинное строение земной коры в районе Стрельцовского урановорудного поля (Восточное Забайкалье) по данным микросейсмического зондирования. // Материалы Десятой международной конференции «Физико- химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (памяти проф. Ю.С.Геншафта), Москва, 2009, стр.35-39.
5. Алешин А.П. Величкин В.И., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Комаров Вик.Б, Комаров Вл.Б. Глубинное строение земной коры в районе Стрельцовского урановорудного поля (Восточное Забайкалье) по данным микросейсмического зондирования //Труды Десятой юбилейной конференции "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле", 26–29 октября 2009, Электронный научно- информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» ISSN 1819-6586 Специальный выпуск, Информация 100603 (2010), Вестник ОНЗ РАН, 2, url: http://onznews.wdcb.ru/news10/info_100603.html Ответственный редактор выпуска А. В. Жариков.
6. Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука. 1977. 149 с.
7. Ананьин И.В. Сводная карта изосейст землетрясения 4.III.1977 г. на европейской части территории СССР и ее интерпретация. Карпатское

землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия / Ред. Друмя А.В. 1980. М.: Наука. С. 191–195.

8. Апродов В.А Масштабные ранги новейших тектонических структур // Жизнь земли. М.: Изд-во МГУ. 1970. № 6. С. 5-15.

9. Арефьев С.С., Рогожин Е.А., Быкова В.В., Дорбат К. Глубинная структура очаговой зоны Рачинского землетрясения по сейсмотомографическим данным // Физика Земли. 2006. № 1. С. 30–44.

10. Ассиновская Б.А., Овсов М.К. Сейсмотектоническая позиция Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 года. // Физика Земли. 2008. № 9, с. 32-43.

11. Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев С.И. Региональные примеры тектонически расслоенных аккреционных систем. Большой Кавказ // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С.196-214.

12. Бауман В.И. К вопросу осбросо-сдвигах и других смещениях жил и пластов. Записки горного института, т.1,1907 г.

13. Белая Н.И., Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Геологическое строение Московского региона. Геологические практики: М.: Изд-во МГУ, 2001

14. Белицкий А. А. Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. М., Госгеолтехиздат, 1953. 68 с.

15. Белоусов В.В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 17 (144), 1952. 147 с.

16. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра. 1975. 125 с.

17. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра. 1978. 232 с.

18. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 248 с.

19. Белоусов В.В. Основы геотектоники. 2-е изд., перераб. и доп. - М.: Недра, 1989. – 381 с.

20. Белоусов Т.П. Количественная оценка плейстоценовых тектонических движений горных стран на примере Памира. Геоморфология. 1975; (4): 22-31.

21. Белоусов Т.П. Рачинское землетрясение 1991 года и его проявление в рельефе Большого Кавказа. М.: Светоч Плюс, 2009. 208 с.
22. Белуженко Е.В. Верхнемиоцен-эоплейстоценовые грубообломочные отложения Западного и Центрального Предкавказья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19, № 5. С. 78—95
23. Белуженко Е.В., Письменная Н.С. Континентальные отложения верхнего миоцена—эоплейстоцена северной части Западного Предкавказья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 4. С. 82—101.
24. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в Альпийской складчатой области (по геологическим данным). М.: Наука, 1975г. 139с.
25. Варданыц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во АН СССР, 1948. 184 с.
26. Вихерт А.В., Лебедев Н.Б., Башилов В.И. Типы, история и механизм образования складчатости юго-восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
27. Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 267 с.
28. Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Бабкова Е.А. и др. Калининградские землетрясения 21 сентября 2004 года с $M_w=4.6$ и 4.8 , $I_0=6$ и $6-7$ (запад России). // Землетрясения Северной Евразии в 2004 г. Обнинск: ГС РАН, 2010. с. 343-364.
29. Габсатарова И.П., Пономарева Н.Л., Ахмедов М.М. Особенности современной сейсмичности Восточного Причерноморья. Туристско-рекреационный комплекс в системе регионального развития. Материалы VII Международной научно-практической конференции. Краснодар: КубГУ. 2019. С. 214–217.
30. Галицкая И.В. Оценка и картирование геохимических опасностей территории г. Москвы // Уникальные и специальные технологии в строительстве. 2006. Инф. сборник № 1 (4). С. 40–45

31. Гамбурцев Г.А. К методике сейсмического районирования // Научное наследие. Малоизвестные работы и материалы из архива. М.: Наука, 2007, с. 148-155.
32. Гамкрелидзе И.П., Гуджабидзе Г.Е. Геологическая карта Грузии м-ба 1 : 500000 с объяснительной запиской. Тбилиси: АО “Картография”, 2004.
33. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Лист N-49-VIII, IX. Л.: Аэрогеология, 1977
34. Геология и геоморфология Балтийского моря. Объяснительная записка к геологическим картам м-ба 1:500 000. / Под ред. А.А. Григялиса. Л.: Недра. 1991. 420 с.
35. Гзовский М.В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов. М.: Советская геология. 1954. Сб. 41
36. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
37. Горбатиков А.В. Способ сейсморазведки. Патент РФ № 2271554 // Бюллетень изобретений. 2006. № 7
38. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Камшилин А.Н. Специфика применения метода микросейсмического зондирования в инженерных задачах // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008а. Т. 35. № 2. С. 25–30.
39. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008б. № 7. С. 66–84
40. Горбатиков А.В., Ларин Н.В., Моисеев Е.И., Беляшов А.В. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва Доклады Академии наук. 2009. Т. 428. № 4. С. 526-530.
41. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Цуканов А.А., Тинакин О.В., Комаров А.Ю., Одинцов С.Л. Новая технология микросейсмического зондирования в задачах изучения глубинного строения месторождений нефти и газа // ISSN 0028-2448, Нефтяное хозяйство, №6, 2010 а, с.15-17.

42. Горбатиков А.В., Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Ларин Н.В. Строение зоны Владикавказского разлома по результатам изучения комплексом геолого-геофизических методов // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010 б. Т. 37, № 3. С. 36–44.
43. Горбатиков А.В., Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Ларин Н.В. Сеймотектоника и глубинное строение зоны Владикавказского активного разлома // Геофизические исследования. 2011. № 12 (1). С. 47–59.
44. Горбатиков А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Изучение возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112
45. Горбатиков А.В., Алешин А.П. Стрельцовское рудное поле, раздел 5.4 // в книге: Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П., Алешин А.П., Петров В.А. Урановые и молибден - урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования (Программа №4 Президиума РАН) 320с. // Москва, ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012, С.188-199
46. Горбатиков А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Андреева Н.В., Передерин Ф.В., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Дзедобоев Б.А., Габараев А.Ф. Особенности глубинного строения и современной тектоники Большого Кавказа в Осетинском секторе по комплексу геофизических данных // Физика Земли. 2015. № 1. С. 28.
47. Горбатиков А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Зиновьев И.А., Турчков А.М., Бабаян А.Д., Андреева Н.В. Опыт применения метода микросейсмического зондирования в инженерно- геологических изысканиях на территории новомосковского административного округа г. Москвы // В сборнике: Сейсмические технологии- 2017. материалы научно-практической конференции. ООО «Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова». 2017. С. 227-230.
48. Горбатиков А.В. Примеры практического опробования метода микросейсмического зондирования в интересах изучения, разведки и

разработки месторождений углеводородов // Новые вызовы фундаментальной и прикладной геологии нефти и газа — XXI век: Материалы Всерос. науч. конф. с участием иностранных ученых, посв. 150-летию акад. АН СССР И. М. Губкина и 110-летию акад. АН СССР и РАН А. А. Трофимука / Ин-т нефтегаз. геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН; Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2021. С. 240-243

49. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб: 1 : 1000000 (новая серия). Лист L-(36), (37) (Симферополь) / Сторчак П.Н. (гл. ред.). Л.: изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 1986.

50. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Карта дочетвертичных образований. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-34 (Калининград). СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011.

51. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана: (Геология и сейсмичность). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 463 с.

52. Губин И.Е. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсмозонирования // Геотектоника. 1974. № 6. С. 29-40.

53. Жостков Р.А., Преснов Д.А., Собисевич А.Л. Развитие метода микросейсмического зондирования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 26. С. 11–19

54. Золотов Е.Е., Кадури И.Н., Кадурина Л.С., Недядько В.В., Ракитов В.А., Рогожин Е.А., Ляшенко Л.Л. Новые данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности Западного Кавказа. Геофизика XXI столетия: 2001 год / Солодилов Л.Н. (ред.). М.: Научный мир. 2001. С. 85–89.

55. Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. 2003, Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. МПР, РАЕН, ВНИИгеосистем, «Дубна». М., 221 с.

56. Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. и др. Производство геологического, гидрогеологического доизучения, геолого-экологических исследований и картографирования территории Калининградской области

- масштаба 1:200 000. Подготовка к изданию комплектов госгеолкарты-200 (новая серия): листы N -34-II, -III, -VIII, IX, X, XI, XIV, XV, XVI, XVII. Гусев: Калининградская гидрогеологическая экспедиция (КГЭ), СПб: ВСЕГЕИ. 2002.
57. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. 381 с.
58. Иоффе А.И., Кожурин А.И. Активная тектоника и геозкологическое районирование Московского региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 72, вып. 5. С. 31–35.
59. Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России // Горный журнал. 1883. Вып. 3. № 9.
60. Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. СПб.: Изд-во «ВСЕГЕИ», 2008.
61. Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Известия АН. 1894. № 1.
62. Кассин Н.Г. Очерк тектоники Казахстана // Пробл. Сов. Геологии. 1934. Вып. 2. № 6.
63. Комплексование геофизических методов при решении геологических задач. Под ред. В.Е. Никитского и В.В. Бродового. Москва, Недра, 1987.
64. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (ред.). Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 506 с.
65. Кондорская Н.В., Уломов В.И. (ред.). Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен по 1995 г. Режим доступа: <http://socrates.wdcb.ru/scetac>. 1995.
66. Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли // Физика Земли. 2009. № 5. С. 3–14.

67. Корсаков С.Г., Зарубин В.В., Соколов В.В., Черных В.И., Прокуронов П.В., Сааков В.Г., Ослопов Д.С. Геологическая карта РФ масштаба 1: 200 000. Серия Кавказская, листы L-37-XIX, L-37-XXV (Тамань). СПб.: изд-во карт. фабрики ВСЕГЕИ. 2001. 106 с.
68. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Горбова С.М., Зарубин В.В., Соколов В.В., Тузиков Г.Р., Черных В.И., Терещенко Л.А., Прокуронов П.В., Андреев В.М. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Туапсе). СПб: изд-во карт.-фабрики ВСЕГЕИ, 2002. 182 с.
69. Корсаков С.Г., Белуженко Е.В., Черных В.И., Соколов В.В., Андреев В.М., Шелтинг С.К. Геологическая карта РФ масштаба 1: 200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск). СПб: изд-во карт.-фабрики ВСЕГЕИ. 2009
70. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 5. С. 6–17
71. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.
72. Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 4. С. 419–440.
73. Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмогенная ширина разломной зоны // Докл. РАН. 2011. Т. 437, № 2. С. 254–257.
74. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 432 с.
75. Крестников В.Н. История развития, структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», №3, 1954
76. Кузьменко Ю.Т. Тектоника осадочного чехла и кристаллического основания района Москвы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т.69, вып. 4. С.10–

77. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика опасных разломов. // Физика Земли. 2016. № 5. С. 87-101.
78. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Особенности глубинного строения района Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. по данным микросейсмического зондирования // Вулканология и сейсмология. 2013. № 5. С. 23–39.
79. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Развитие модели района Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии и вулкана Кихпиньч (Камчатка) по результатам совместного анализа данных микросейсмического зондирования и локальной геодинамической активности // Физика Земли. 2015. № 3. С. 89–101.
80. Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Особенности глубинного строения зоны трещинных Толбачинских извержений (Камчатка, Ключевская группа вулканов) по комплексу геолого-геофизических данных // Физика Земли. 2018. №3. С. 60-83
81. Кушнарeв И.П. Методы изучения разрывных нарушений. М., Недра, 1977, 248 с.
82. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Вашакидзе Г.Т., Баирова Э.Д. Геохронология и петрогенезис молодых гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582–602.
83. Леонтовский П. Маркшейдерские задачи. - Екатеринбург, 1905
84. Летавин А.И., Перерва В.М. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука. 1987. 88 с.
85. Лоджевский М.И., Померанцева И.В., Солодилов Л.Н. Особенности глубинного строения геологической среды Москвы // Разведка и охрана недр. 1997. № 8/9. С. 19–22.

86. Лукашов А.А. Геолого-геоморфологическое строение и морфодинамика Воробьевых гор // Вестн. Московского Университета. Сер. 5, географ. 2008. № 5, 68 с., 72 с.
87. Лутиков А.И., Юнга С.Л., Кофф Г.Л., Гутер Б. Информационные основы и предпосылки уточнения исходной сейсмичности Южной Прибалтики. // Прикладная геоэкология, чрезвычайные ситуации, земельный кадастр и мониторинг. Сборник трудов. Вып. 6. М.: 2005. с. 106–111.
88. Макаров В.И., Башилов И.П., Солодилов Л.Н. Геодинамический мониторинг // Москва, геология и город / Гл. ред. В.И. Осипов, О.П. Медведев. – М.: АО «Московские учебники и картолитография», 1997. – С. 352–363
89. Маринина А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: ред. Ю.Л. Ребецкого. – М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 191-224.
90. Макаров В.И., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Микляев П.С., Григорьева С.В., Коробова И.В., Маренный А.М. Тектоника и радоновое поле Москвы // Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области. Обнинск, 2012. С. 52–61
91. Маловичко А.А. Сейсмологические наблюдения на территории г. Москвы: состояние и перспективы // Сейсмологические наблюдения на территории г. Москвы и Московской области. Обнинск, 2012. С. 5–21.
92. Медведев С.В. О последствиях Карпатских землетрясений 1940 г. Труды геофизического института. 1948. № 1(128). С. 74–79
93. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью // Геотектоника. 1998. № 5. С. 76–86.
94. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Наука, 1968. 83 с.
95. Мирчинк М.Ф., Шурыгин А.М. Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.
96. Молчанов И. А. Геометрический анализ поступательных дизъюнктивов. - Маркшейдерский сборник, Т. 2. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1935, С. 151-183.

97. Молчанов И.А. Геометрический метод исследования дизъюнктивов и его применение для поисков смещенной части месторождения. - «Изв. Томск. индустриальн. ин-та», 1939, Т. 60, С. 139-187.
98. Москва. Геология и город / Под ред. В.И. Осипова, О.П. Медведева. – М.: Московские учебники и картолитология, 1997. – 400 с
99. Мушкетов И.В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 // Тр. Геолкома. 1890 Т. 10 №1.154 с.
100. Мушкетов И., Орлов А. Каталог землетрясений Российской империи. СПб., 1893. 583 с. Отт. из Записок Имп.
101. Несмеянов С.А. Принципы обособления сейсмоструктуры // Жизнь земли. 1972. №8. С. 80-88.
102. Несмеянов С.А. Шовные зоны и сейсмичность Западного Гиссаро-Алая // ДАН СССР. Т. 214, № 6. 1974. С. 75-78.
103. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.
104. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.
105. Николаев Н. И. Неотектоника Евразии // Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961. С.: 317-329.
106. Никонов А.А. Активные разломы: понятие и признаки выделения // Геоэкология. №4. 1995. С. 16-27.
107. Никонов А.А., Чепкунас Л.С. Сильные землетрясения в низовьях реки Кубани // Геофизический журнал. 1996. Т. 18. № 3. С. 29–41
108. Никонов А.А., Аптикаев Ф.Ф., Алешин А.С., Погребченко В.В., Эртелева О.О., Ассиновская Б.А. Обследование последствий землетрясения 21 сентября 2004 г. в Калининградской области. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН». 2005. № 1 (23). http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2005/screp-3.pdf
109. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.

110. Никонов А.А., Аптикаев Ф.Ф., Алешин А.С., Погребченко В.В., Эртелева О.О., Ассиновская Б.А. Обследование последствий землетрясения 21 сентября 2004 г. в Калининградской области. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН». 2005. № 1 (23).
111. Никонов А.А. Макросейсмические эффекты Карпатских глубокофокусных землетрясений в Москве — исторические уроки // Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области. Обнинск, 2012. С. 70–77
112. Никонов А.А. Новый подход к оценке сейсмического потенциала и сейсмической опасности Черноморского побережья Кавказа (по археосейсмическим материалам). Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности. Материалы международной конференции. Нерюнгри: изд-во Технического института (ф) СВФУ. 2015. С. 267–274.
113. Обручев В.А. К орфографии и геологии Калбинского хребта // Горн. И золотопромышл. изв. 1912. № 9. 10.
114. Обручев В.А. Алтайские этюды. 2. О тектонике Алтайского края // Землеведение. 1915. Кн. 3.
115. Обручев В.А. Полевая геология. I-II, 1932.
116. Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С., Рогожин Е.А. Зона Владикавказского активного разлома на территории РСОА. // Вестник Владикавказского НЦ РАН. 2008. Т. 8. № 3. С. 44–56.
117. Овсяченко А.Н., Миронюк С.Г., Волков А.В., Новиков С.С. Опыт оценки активных разломов и других природных опасностей в районе строительства трубопровода природного газа (г. Туапсе, Скала Киселева – ТНПЗ) // Геоинжиниринг. 2013. № 1 (17). С. 16–26.
118. Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Ларьков А.С., Мараханов А.В. Следы сильных землетрясений Керченско-Таманского региона по геологическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т.42. № 3. С. 33–54.

119. Овсяченко А.Н., Корженков А.М., Вакарчук Р.Н., Горбатиков А.В., Ларьков А.С., Рогожин Е.А., Сысолин А.И. Следы сильного землетрясения в средневековом городе Фанагория на Таманском полуострове // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 3. С. 78–94.
120. Овсяченко А.Н., Новичихин А.М., Быхалова О.Н., Рогожин Е.А., Корженков А.М., Ларьков А.С., Бутанаев Ю.В., Лукашова Р.Н. Междисциплинарное датирование Утришских сейсмодислокаций: к локализации очага сильного исторического землетрясения на Западном Кавказе // Вопросы инженерной сейсмологии. 2019. № 3. С. 32–49.
121. Осипов В.И., Кутепов В.М., Макаров В.И. Геологические условия градостроительного развития Москвы // Уникальные и специальные технологии в строительстве. Инф. сборник. 2006. № 1 (4). С. 10–22
122. Островский А.Б. Палеосеймотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо–Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмической опасности этой территории. Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука. 1970. С. 46–58.
123. Палеосейсмология. В 2-х томах. / Ред. Дж.П. Мак-Калпин. М.: Научный Мир, 2011
124. Певнев А.К. Грозит ли Москве сейсмическая катастрофа? // Геодезист. 2003. № 1-6
125. Певнев, А. К. Прогноз землетрясений возможен. (О месте геодезических исследований в решении проблемы прогноза землетрясений). Часть 1. Г.А. Гамбурцев и возможность прогнозирования землетрясений / А.К. Певнев // Пространство и Время. — 2015. — № 4(22). — С. 195—201. Стационарный сетевой адрес: 2226-7271prov_r_st4-22.2015.82
126. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5. С. 23 – 46.
127. Пейве А.В. Избранные труды. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990. 352с.

128. Перерва В.М. Перспективы нефтегазоносности и методы выявления зон разрывных структур Северо-Западного Кавказа // Геология нефти и газа. 1981. № 1. С. 39–43.
129. Померанцева И.В., Солодилов Л.Н. Влияние техногенной деятельности человека на вынужденную сейсмичность // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 207–219.
130. Письменный А.Н., Горбачев С.А., Вертий С.Н., Зарубина М.А., Пичужков А.Н., Письменная Н.С., Терещенко В.В., Терещенко Л.А. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Листы К-38-IX, XV (Владикавказ). СПб: изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2006. 277 с.
131. Померанцева И.В., Солодилов Л.Н. Влияние техногенной деятельности человека на вынужденную сейсмичность // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 207–219.
132. Померанцева И.В., Солодилов Л.Н. Изучение строения и сейсмичности территории г. Москвы на основе метода разведочной сейсмологии // Научно-технический информационный сборник. – Вып. 3. – М.: Геоинформмарк, 1997. – С. 44–55.
133. Померанцева И.В., Солодилов Л.Н. К вопросу о сейсмической опасности в городе Москве // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – 2002. – № 3. – С. 20–26
134. Ребецкий Ю.Л. Разлом - особое геологическое тело // Разломообразование и сейсмичность в литосфере. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 89-94.
135. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М. Альпийская и новейшая тектоника района Рачинского землетрясения // Физика Земли. 1993. № 3. с. 3–11.
136. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н., Спиридонов. А.В., Бурканов Е.Е. О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене // Физика Земли. 2005. № 3. С. 33–46.

137. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Новиков С.С., Мараханов А.В. Активная тектоника района Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года. // *Вопр. инженерн. сейсмологии*. 2010а. Т.37, № 3, с. 5-20.
138. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Ларин Н.В., Степанова М.Ю. Глубинное строение Московского авлакогена в западной части Москвы // *Геофизические процессы и биосфера*. 2010б. Т. 9, № 2. С. 37–49.
139. Рогожин Е.А. *Очерки региональной сеймотектоники*. М.: ИФЗ РАН, 2012 340 с.
140. Рогожин Е.А., Арефьев С.С., Горбатиков А.В. Глубинное строение земной коры и особенности региональной сеймотектоники западного сектора Москвы // *Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области*. Обнинск, 2012а. С. 78–92
141. Рогожин Е.А., Дворецкая Н.А., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н. Оценка периодов активизации оползней на Воробьевых горах в Москве методами радиоуглеродного анализа и дендрохронологии // *Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области*. Обнинск, 2012б. С. 93–98
142. Рогожин Е.А. Идеи академика Г.А. Гамбурцева в области выделения сейсмоактивных районов // *Актуальность идей Г.А. Гамбурцева в геофизике XXI века*. М.: Янус-К, 2013а. С. 263-292.
143. Рогожин Е.А., Завьялов А.Д., Зайцева Н.В. Макросейсмические проявления Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. на территории г. Москвы // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2013б. Т. 40. № 3. С. 64-77
144. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Горбатиков А.В., Лутиков А.И., Новиков С.С., Мараханов А.В., Степанова М.Ю., Андреева Н.В., Ларьков А.С. Детальная оценка сейсмической опасности территории Калининграда и тектонический анализ землетрясений 2004 г. *Инженерные изыскания*. 2014а. № 12. С. 26-38.

145. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатиков А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014б. 256 с.
146. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника, 2015, №2, с.36
147. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Николаев А.В. Особенности глубинного строения и геологической активности горы Эльбрус и участка ущелья Эльбрус–Тырныауз по комплексу геолого-геофизических данных // Докл. РАН. 2016. Т. 471. № 3. С. 350–353
148. Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Харазова Ю.В., Сысолин А.И., Андреева Н.В., Погребченко В.В., Червинчук С.Ю., Цзе Ч., Цзяо Лю., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Глубинное строение Северо-Западного окончания Кавказа по новым геолого-геофизическим данным // Физика Земли. 2020. № 6. С. 48-65.
149. Резвой Д. П. Об одном из способов изображения результатов новейших тектонических движений. «Уч. зап. Львовск. ун-та. Сер. геол.», № 6, 1953
150. Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
151. Рудаков В.П. Эманиационный мониторинг геосред и процессов. М.: Науч. мир, 2009. 175 с
152. Саваренский Е.Ф. Десять лет работы Центральной сейсмической станции «Москва» // Сборник статей и докладов. Труды Сейсмологического института АН СССР. № 127. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. – С. 71–79
153. Смагличенко А. В. Программно-измерительный комплекс для оценки локализации неоднородности по сейсмическим данным // Сейсмические приборы. – 2014. – Т. 50, № 2. – С. 20-38

154. Собисевич А.Л., Горбатиков А.В., Овсяченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // Доклады Академии наук. 2008. Т. 422. № 4. С. 542-546.
155. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58–74.
156. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3–16.
157. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии для общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. / В.И. Уломов (ред.). М.: 2012
158. Спивак А.А., Цветков В.М. Новая модель зональной структуры разломов // Докл РАН. 2009. Т. 424, № 3. С. 398–401.
159. Спивак А.А. Оценка жесткости разломных зон земной коры на основе сейсмических данных // Физика Земли. 2011. № 7. С. 44–53.
160. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EVROPROBE. / Отв. ред. Н.И. Павленкова. М.: Геокарт; Геос, 2006. 736 с.
161. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. / Сологуб В.Б., Гутерх А., Просен Д. и др. Киев: Наукова думка. 1979. 208 с.
162. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука. 1968. 316 с.
163. Татевосян Р.Э., Плетнев К.Г., Бяков А.Ю., Шестопапов В.Л. Нижнекубанское землетрясение 9 ноября 2002 г.: результаты макросейсмического обследования // Физика Земли. 2003. № 11. С. 42–53.
164. Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования. М.: Наука, 1982. 135 с.
165. Тихоцкий С.А., Фокин И.В., Шур Д.Ю., Арефьев С.С. Строение очаговой зоны Рачинского землетрясения 1991 г. по данным локальной

сейсмической томографии с адаптивной параметризацией среды // Геофизические исследования. 2011. Т. 12. № 1. С. 5–31.

166. Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: ОИФЗ РАН. 1993. С. 196–206.

167. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.

168. Трифонов В.Г. Живые разломы земной коры // Соросовский образовательный журнал, 2001. С. 66-74.

169. Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Имаев В.С. Принципы и технология использования геологических данных для оценки сейсмической опасности (на примерах Сирии и Фенноскандии) // Инженерные изыскания. 2010. № 4. С. 44-51

170. Трифонов В. Г., Кожурин А. И. Проблемы изучения активных разломов // Геотектоника. 2010. № 6. С. 79–98.

171. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли, №7, 2007 С. 31– 45

172. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.

173. Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 74–90.

174. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М., «Наука», 1978

175. Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (истор. Обзор) // Известия высших учебных заведений.- Геология и разведка.- 1963.- №3. с. 13-29.

176. Хаин В.Е. Общая тектоника. М.: Недра. 1964. 480 с.

177. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., МГУ. 1995. 480 с.

178. Цуканов А.А., Горбатиков А.В. Метод микросейсмического зондирования: влияние аномальных значений коэффициента Пуассона и оценка величины нелинейных искажений // Физика Земли. 2015. № 4. С. 94–102.
179. Цуканов, А. А., Горбатиков, А. В. (2020). Исследование влияния вклада объемных волн на результат применения метода микросейсмического зондирования. Акустический журнал, 66(2), 198-205.
180. Шемпелев А.Г. Западный Кавказ по геофизическим данным // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 69–76.
181. Шемпелев А.Г. Результаты глубинных геофизических исследований вдоль Геналдонского профиля / Опасные природные и техногенные геологические процессы на горных и предгорных территориях Северного Кавказа. Тр. междунар. Науч. практ. конф. Владикавказ. 20–22 сентября 2007. Владикавказ. 2008. С. 457–463.
182. Шерман С.И. Сейсмический процесс как отражение современной деструкции литосферы // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы междунар. геофизической конф. Новосибирск, 2000. С. 236–241.
183. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Сейсмический процесс и современная многоуровневая деструкция литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1458–1470.
184. Шерман С.И. А.В. Пейве - основоположник учения о глубинных разломах // Геотектоника. 2009а. № 2. С. 20-36.
185. Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция: монография / С. И. Шерман. - Новосибирск: Гео, 2014.
186. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. К.: Наукова Думка. 1986. 152 с.
187. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.

188. Шурыгин А.М. Условия формирования структур юго-восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 140 с.
189. Якушева В.Н., Бондаренко Т.В., Мовчан Н.А. Макросейсмическое обследование эпицентральной зоны землетрясения 10 декабря 2012 г. с $M_w = 4.6$ вблизи Анапы. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 363–366.
190. Яковлев Ф.Л. Многограновый деформационный анализ линейной складчатости на примере альпийского Большого Кавказа. / диссертация на ученую степень д.г.-м.н. по специальности 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика» / ИФЗ РАН, 2015. 472 с.
191. Яновская Т.Б. К теории метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2017. № 6. С.18–23.
192. Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors // Bull. Earthq. Res. Inst. 1957. V. 35. С. 415–456.
193. Albee, A. L., and J. L. Smith (1966). Earthquake characteristics and fault activity in southern California, in Engineering Geology in Southern California, R. Lung and R. Procter (Editors), Association of Engineering Geologists, Glendale, California, 9–33.
194. Allen C.R. Geological criteria for evaluating seismicity // Bull. Geol. Soc. Amer. 1975. V. 86. № 8. P. 1041-1057
195. Bonilla, M. G., R. K. Mark, and J. J. Leinkaemper (1984). Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture, and surface fault displacement, Bull. Seismol. Soc. Am. 74, 2379–2411.
196. Chavez-Garcia F.J., Rodriguez M., Stephenson W.R. An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise // Bull Seism. Soc. Am. 2005. V. 95. P. 277–293.
197. Chouet B., De Luca G., Milina G., Dawson P., Martini M., Scarpa R. Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array

measurements of Strombolian tremor //Bull.seism. Soc. Am. 1998. V. 88. P. 653–666.

198. Danilov K.B. The structure of the Onega downthrown block and adjacent geological objects according to the microseismic sounding method // Pure and Applied Geophysics. 2017. V. 174. № 7. P. 2663–2676

199. Ellis, S., Stockhert, B., 2004. Elevated stresses and creep rates beneath the brittle–ductile transition caused by seismic faulting in the upper crust. Journal of Geophysical Research 109, B05407

200. EUROBRIDGE Seismic Working Group. Seismic velocity structure across the Fennoscandia–Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus. // Tectonophysics. 1999. № 314. p. 193-217.

201. Frankel, A. D., and M. D. Petersen (2002). Documentation for the 2002 update of the national seismic hazard maps, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 02-0420, 33 pp.

202. Geology and mineral resources of Estonia. Institute of geology. Tallin: Estonian Academian Publishers. 1997. 253 p.

203. Gorbatikov A.V., Montesinos F.G., Arnoso J., Stepanova M.Yu., Benavent M., Tsukanov A.A. New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from lowfrequency microseismic sounding. An insight into the 2011 seismo-volcanic crisis // Surveys in Geophysic. 2013. V. 34. № 4. P. 463–489.

204. Graymer, R. W., V. E. Langenheim, R. W. Simpson, R. C. Jachens, and D. A. Ponce (2007). Relatively simple through-going fault planes at large-earthquake depth may be concealed by the surface complexity of strike-slip faults, in Bends, Sedimentary Basins and Earthquake Hazards, in Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends, Geological Society, London, Special Publications, Vol. 290, 189–201.

205. Hausse R.—Die Verwerfungen, in besondere ihre Konstruktion, Berechnung und Ausrichtung. —Zeitschr. f. d. Berg.-Hütt. und Salinenwesen, 1903

206. Hobbs W.N. Repeating patterns in the relief and in the structure of the land // Bull. Geol. Soc. Amer. 1911. V. 22. № 5.
207. Malagnini L., Rovelli A., Hough S.E., Seeber L. Site amplification estimates in the Garigliano Valley, Central Italy, based on dense array measurements of ambient noise // Bull. Seism. Soc. Am. 1993. V. 83. P. 1744–1755
208. Nakamura Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. 1989. V. 30. No 1. P. 25–33
209. Ohori M., Nobata A., Wakamatsu K. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor analysis // Bull. Seism. Soc. Am. 2002. V. 92. P. 2323–2332.
210. Okada H. Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method// Exploration Geophysics. 2006. V. 37. P. 73–85.
211. Panou A.A., Theodulidis N., Hatzidimitriou P.M., Papazachos C.B., Stylianidis K. Ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio for assessing site effects in urban environments: the case of Thessaloniki city (Northern Greece) // Bull. Geol. Soc. of Greece. 2004. V. XXXVI. Proc. 10th International Congress. Thessaloniki. April 2004. P. 1467–1476.
212. Pharaon T.C., Winchester J.A., Verniers J., Lassen A., Seghedi A. The Western accretionary margin of the East-European craton: an overview. // European lithosphere dynamics. Geological Society. Memoir № 32. London. 2006. p. 291-311.
213. Paterson, M.S., 2007. Localization in rate-dependent shearing deformation, with application to torsion testing. Tectonophysics 445, 273–280.
214. Sabra K.G., Gerstoft P., Roux P., Kuperman W.A., Fehler M.C. Extracting time-domain Greens function estimates from ambient seismic noise // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L03310. Doi:10.1029/2004GL021862
215. Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. 2nd ed. / C.H. Scholz New York: Cambridge University Press, 2002. – 479 p.

216. Segall, P., and D. D. Pollard (1980). Mechanics of discontinuous faults, *J. Geophys. Res.* 85, 4337–4350.
217. Shapiro N.M., Campillo M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L07614. Doi:10.1029/2004GL019491
218. Sibson, R. H. (1985). Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs *Nature* 316, no. 6025, 248–251.
219. Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H. Highresolution surface-wave tomography from ambient seismic noise // *Science*. 2005. V. 307. P. 1615–1618
220. Sim L., Bryantseva G., Karabanov A., Levkov E., Aizberg R. The neotectonic stress of Belarus and Baltic countries // *Technika Poszukiwac Geologicznych. Geosynoptyka i geotermia*. 1995. № 3. p. 53–57.
221. Simpson, R. W., M. Barall, J. Langbein, J. R. Murray, and M. J. Rymer (2006). San Andreas fault geometry in the Parkfield, California, region, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, no. 4B, S28–S37.
222. Slemmons, D. B. (1977). State of the art for assessing earthquake hazards in the United States: determination of the design earthquake magnitude from fault length and maximum displacement data, U.S. Army Eng. Waterways Exp. Station, Vicksburg, Mississippi.
223. Snieder R. Extracting the Green's Function from Correlation of Coda Waves: A Derivation Based on Stationary Phase // *Phys. Rev.* 2004. V. 69. P. 046610-1-046610-8
224. Tanimoto T., Alvizuri C. Inversion of the HZ ratio of microseisms for S-wave velocity in the crust // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 165. P. 323–335
225. Vauchez, A., Tommasi, A., Mainprice, D., 2012. Faults (shear zones) in the Earth's mantle. *Tectonophysics* 558–559, 1–27
226. Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 939–964.

227. Wesnousky, S. G., C. H. Scholz, K. Shimazaki, and T. Matsuda (1984). Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: a case study of Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 687–708.
228. Wesnousky, S. (1988). Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature* 335, no. 6188, 340–342.
229. Wesnousky, S. G. Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98, 1609–1632 (2008).
230. Working Group on California Earthquake Probabilities (WGCEP) (1995). Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994–2024, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85, 379–439.
231. Zhang S.H., Chan L.S., Xia J. The selection of field acquisition parameters for dispersion images from multichannel surface wave data // *Pure. Appl. Geophys.* 2004. V. 161. P. 185–201