ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ И ДАЕК ПЕРМЬ-ТРИАСОВОГО ВОЗРАСТА ПРИАЗОВСКОГО БЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЕГО СОЧЛЕНЕНИЯ С ДОНБАССОМ

В.И. Алехин, *В.А. Корчемагин*

Донецкий национальный технический университет, Донецк, vikalex07@rambler.ru, geolog@dgtu.donetsk.ua

Тектонофизические исследования в пределах Приазовского блока УЩ ранее нами проводились в основном в докембрийских образованиях [Корчемагин, Емец,1987; Алехин, 2004; Алехин, Гинтов, 2004]. В связи с проведением геологосъемочных работ на данной площади были обнаружены несколько субвулканических структур пермского и пермь-триасового возраста. Сложены эти структуры штоками и дайками трахитов (пермь), а также штоками и пологопадающими телами андезитов (пермь-триас). Тектонофизические исследования этих объектов позволяет восстановить историю развития разломных зон, которыми эти субвулканические тела контролируются. В настоящий момент вопросы этапов активизации отдельных разломов, их кинематики, влиянию на рудоотложение в пределах Приазовского блока Украинского кристаллического щита (УЩ) исследованы крайне слабо. Несколько больше тектонофизических данных имеется для зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ, но они в основном касаются карбонатных толщ нижнего карбона и значительно меньше трахитов и андезитов [Корчемагин, Емец, 1987; Корчемагин и др., 2005]. Особенно это относится к андезитам, по которым до последнего времени отсутствовали данные о зеркалах скольжения. В связи с этим нами выполнены комплексные исследования деформаций и древних полей напряжений трахитов и андезитовых порфиритов Восточного Приазовья и его сочленения с Донбассом. Исследованные трахиты относятся к Южно-Донбасскому магматическому комплексу пермского возраста. Андезиты входят в состав андезит-трахиандезитового магматического комплекса, формирование которого проходило на границе перми и триаса. Определения абсолютного возраста пород Южно-Донбасского магматического комплекса дают значения в 250-290 миллионов лет [Шаталов, 1986]. По литературным данным трахиты Южно-Донбасского магматического комплекса в виде обломков встречаются в базальных конгломератах верхнетриасовых отложений Новоазовского района [Чернов, Семенов, Шаталов и др., 1981]. В виде ксенолитов эти породы встречаются в более поздних образованиях андезит-трахиандезитового магматического комплекса [Лазаренко, Панов, Груба, 1975]. Абсолютный возраст андезитов – 200-230 миллионов лет [Шаталов, 1986]. Эти породы образуют штоки и дайки, прорывающие породы докембрийского и палеозойского возраста. В устье балки Камышеваxи (зона сочленения Донбасса с Приазовьем) андезиты секут трахиты Южно-Донбасского комплекса, их обломки обнаружены в песчаниках верхнего триаса [Чернов, Семенов, Шаталов и др., 1981].

Выходы даек трахитов в пределах Приазовского блока Украинского щита (УЩ) нами изучались в обнажениях вдоль реки Кальмиус и ее притоков в окрестностях сел Орловское, Зажиточное, Федоровка, Набережное, Капланы (рис. 1). На данной площади развиты многочисленные разрывные нарушения систем Октябрьской (СЗ простирание), Конкской (субширотное простирание) и Кальмиусской (СВ простирание) разломных зон. Здесь же расположена Кириловская палеовулканическая структура пермского возраста, сложенная породами Южно-Донбасского комплекса (см. рис. 1). Структура контролируется пересечением двух крупных разломных зон – Конкской и Октябрьской. В зоне сочленения Донбасса с Приазовьем аналогичные породы обследованы в обнажениях по рекам Мокрая Волноваха, Сухая Волноваха, балки Камышеваха и в карьере рудника Дальнего. Дайки и штоки трахитов здесь контролируются разрывами системы Южно-Донбасского глубинного разлома запад-северо-западного простирания и поперечными к нему разрывными нарушениями (рис. 2). Обнажения штоков андезитов на площади Приазовского блока изучены в пределах Федоровской и Староигнатовской палеовулканических структур, расположенных в окрестностях сел Федоровка и Староигнатовка. Первая структура прорывает метаморфические образования палеоархея. В региональном плане она приурочена к Центрально-Приазовской межблоковой зоне субмеридионального простирания. Староигнатовская палеовулканическая структура располагается в Восточно-Приазовский геоблоке в 8 км к югу от зоны сочленения Приазовского блока с Донбассом. Штоки андезитов здесь прорывают магматические образования палеопротерозоя.

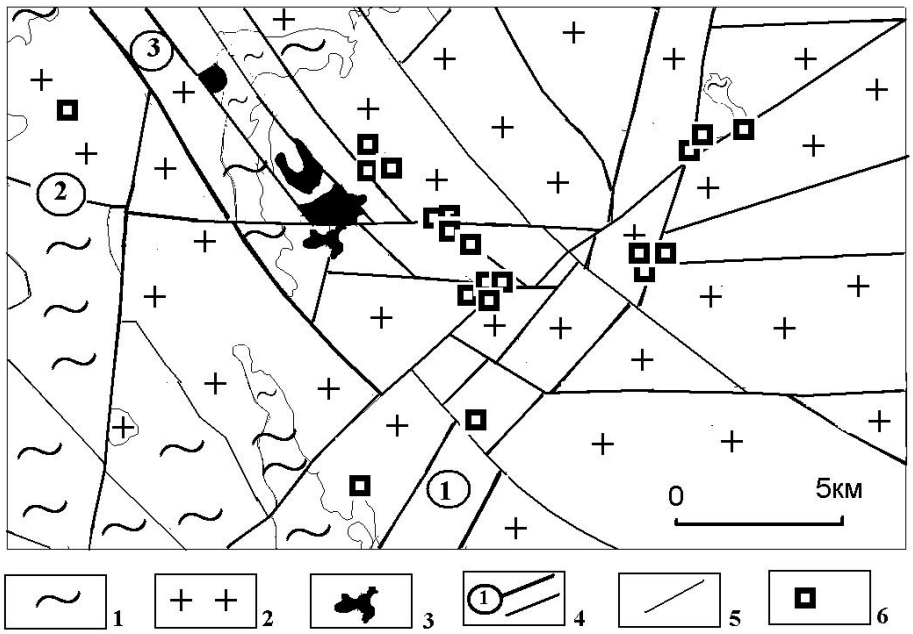


Рис. 1. Схематическая геологическая карта площади развития даек трахитов в докембрийских образованиях Приазовского блока УЩ.

1 – архейские кристаллические сланцы и мигматиты; *2* – гранитоиды палеопротерозоя; *3* – субвулканические тела трахитов пермского возраста; *4* – основные разломные зоны: *1* – Кальмиусская, *2* – Конкская, *3* – Октябрьская; *5* – отдельные тектонические разрывы; *6* – пункты тектонофизических исследований даек трахитов

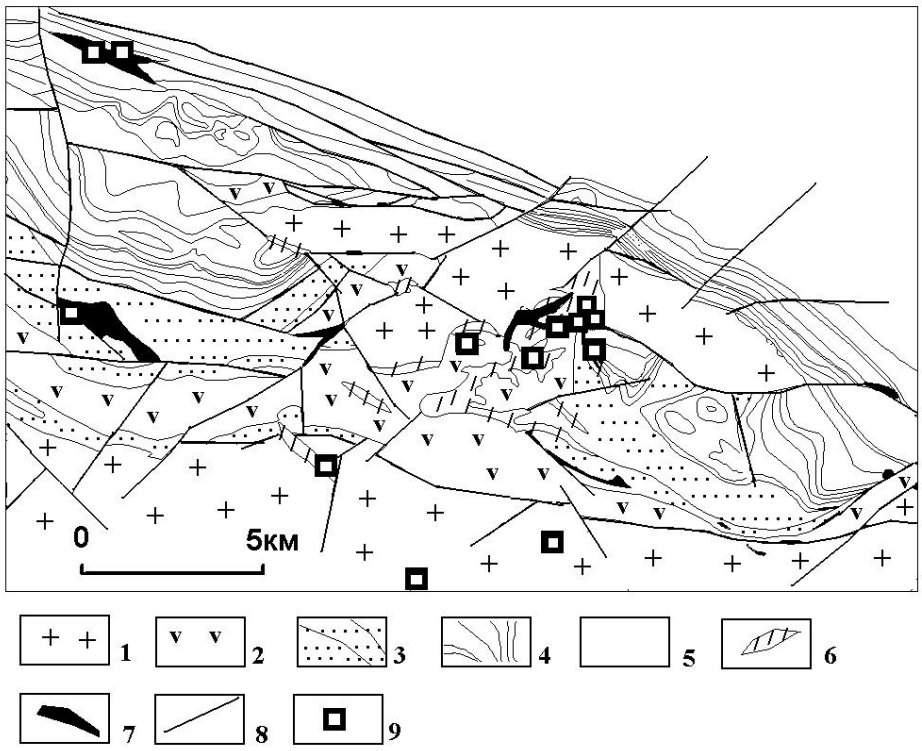


Рис. 2. Схематическая геологическая карта площади развития даек и субвулканических тел трахитов и андезитов в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ.

1 – гранитоиды палеопротерозоя; *2* – толща базальтов девонского возраста; *3* – вулканогенно-осадочные отложения девонского возраста; *4* – горизонты карбонатной толщи нижнего карбона; *5* – терригенная толща нижнего карбона; *6* – субвулканические тела трахитов пермского возраста (P_1-P_2); *7* – субвулканические тела андезитов (P_2-T_1); *8* – разрывные нарушения; *9* – пункты тектонофизических исследований субвулканических тел, даек трахитов и андезитов

В телах и дайках трахитов и андезитов в обнажениях горных пород изучался минеральный состав, элементы залегания, морфологические особенности субвулканических тел и даек. Детально исследовались в дайках и телах трещины, зеркала скольжения, жильные образования, возрастные соотношения между ними и характер контактов с вмещающими породами. Особое внимание уделялось проявлениям молодых тектонических деформаций, наложенных на субвулканические тела и дайки. Изучение этих деформаций позволило установить этапы и участки активизации древних зон разломов, заложенных в архее-палеопротерозое (Кальмиусская, Конкская, Октябрьская).

Данные полевых наблюдений обрабатывались с помощью комплекта программ ПЭВМ с построением роз-диаграмм простираний, стереограмм систем трещин, стереограмм главных нормальных осей разновозрастных полей палеонапряжений. Реконструкция полей напряжений и полей суммарных хрупких деформаций субвулканических тел и даек проводилась с использованием тектонофизического метода кинематического анализа Гущенко [1979].

Основные результаты исследований тел и даек трахитов следующие. В Приазовском мегаблоке наибольшее количество даек трахитов сосредоточено на площади пересечения трех разломных зон – Октябрьской (СЗ простирание), Конкской (субширотное простирание) и Кальмиусской (СВ простирание). Анализ элементов залегания 100 даек показывает, что они формируют три системы СЗ простирания, одну систему СВ простирания и одну субширотную систему (рис. 3, а, б). Наибольшее развитие получила система с азимутом простирания 295-305° и крутым падением на юго-запад. Вторая по распространенности система даек имеет простирание 45-50° и крутое падение на юго-восток. Дайки остальных систем менее развиты, они имеют пологие углы падения (см. рис. 3, а, б). Приведенные данные свидетельствуют о ведущей роли Октябрьского разлома в формировании даек трахитов и тектономагматической активизации этого древнего разлома в пермский период. На отдельных участках был активен и Кальмиусский разлом. По дайкам трахитов проведена реконструкция поля напряжения для участка на этапе внедрения их в докембрийский фундамент. Установлен сбросовый тип поля напряжения. При этом ось растяжения располагается горизонтально вкрест простирания Октябрьской зоны разломов (рис. 3, в).

В дайках трахитов установлены молодые деформации, которые проявлены в виде многочисленных зеркал скольжения, зон тектонического рассланцевания. В ряде случаев отмечены смещения даек до 3 м в горизонтальной и в вертикальной плоскостях по мелким разрывам. Наиболее интенсивные деформации отмечены по системе разрывов СЗ простирания, где наблюдаются смещение зальбандов даек по типу правого сдвига. Анализ локальных полей палеонапряжений, реконструированных по зеркалам в дайках трахитов показывает большее разнообразие в ориентировке осей напряжений и значений μ_{σ}. В целом наиболее четко выделяются три типа поля – сдвиговое, сбросо-сдвиговое и взбросо-сдвиговое поле. На всех участках наиболее ярко выражено сдвиговое поле, с которым мы связываем формирование наиболее молодых деформаций площади. Это поле выделено по частоте встречаемости ориентировок главных нормальных осей локальных полей напряжений и отнесено нами к мезорегиональному уровню (рис. 3, г, д). В данном поле ось сжатия горизонтальна и ориентирована на Ю-ЮЗ, а ось растяжения имеет З-СЗ простирание. Именно в этом поле могли формироваться правосторонние смещения зальбандов даек по системе разрывов Октябрьской разломной зоны в мезо-кайнозое. На некоторых участках четко проявлены деформации даек трахитов по системе субширотных сколов Конкской зоны разломов. С этими деформациями связана молибденовая минерализация, которая обнаружена в одной из даек трахитов площади.

Исследование трахитов в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем показывает, что штоки и дайки этих пород прорывают базальты девона и известняки нижнего карбона. Простирание даек трахитов СЗ, субмеридиональное и СВ. В дайках отмечаются многочисленные зеркала скольжения, тектоническое рассланцевание. Выявлены разрывы СЗ простирания, которые рассекают штоки трахитов. Эти разрывы хорошо выражены выдержанными по простиранию зонами тектонического рассланцевания. По совокупности всех трещин, зеркал и жил в трахитах проведена реконструкция поля суммарных хрупких деформаций в районе исследований (рис. 4, а). Такая же реконструкция проведена по выборке из одних зеркал скольжения (рис. 4, б). Как видно из представленных стереограмм, положение осей укорочения и удлинения существенно отличаются. В первом случае ось удлинения располагается вкрест основным разломам района, а ось укорочения под большим углом падает на СЗ (см. рис. 4, а, 2). Во втором случае оси ориентированы субгоризонтально в меридиональном и широтном направлениях (см. рис. 4, б). Вероятно, в первом случае существенное влияния на поле деформаций оказывают трещины не тектонической природы, а второй

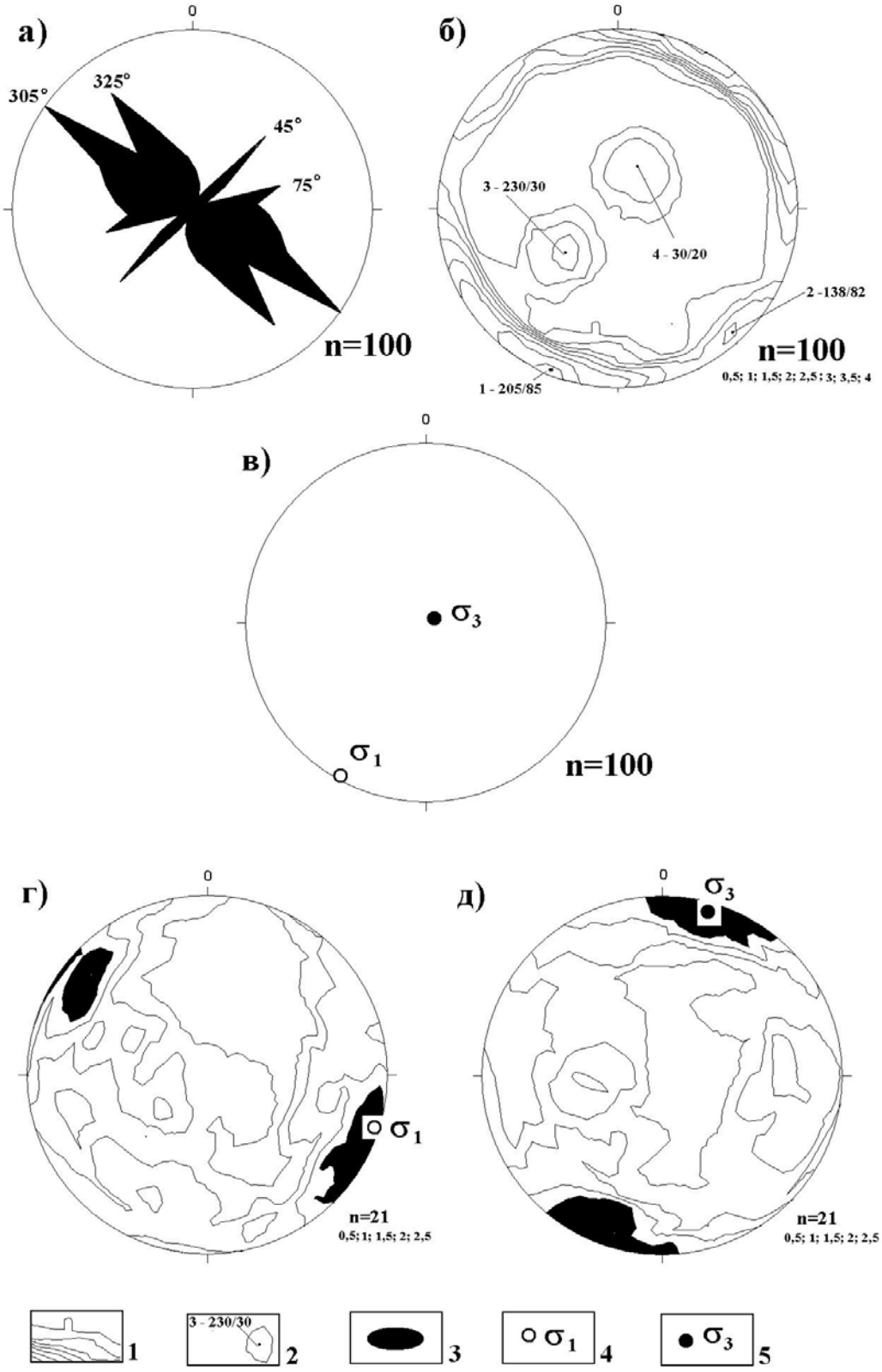


Рис. 3. Результаты тектонофизических исследований даек трахитов в районе Кириловской субвулканической структуры Приазовского блока УЩ.

а) роза-диаграмма простираний даек, б) стереограмма плотности полюсов даек, в) реконструкция поля напряжений по элементам залегания даек, г) стереограмма плотности осей растяжения локальных полей напряжений и положение оси растяжения на мезорегиональном уровне, д) стереограмма плотности осей сжатия локальных полей напряжений и положение оси сжатия на мезорегиональном уровне

1 – изолинии плотности полюсов даек и осей локальных полей напряжений; *2* – полюса даек трахитов и их элементы залегания: *3* – номер полюса, 230 – азимут падения, 30 – угол падения; *3* – области максимальной плотности осей локальных полей напряжения; *4* – ось растяжения; *5* – ось сжатия

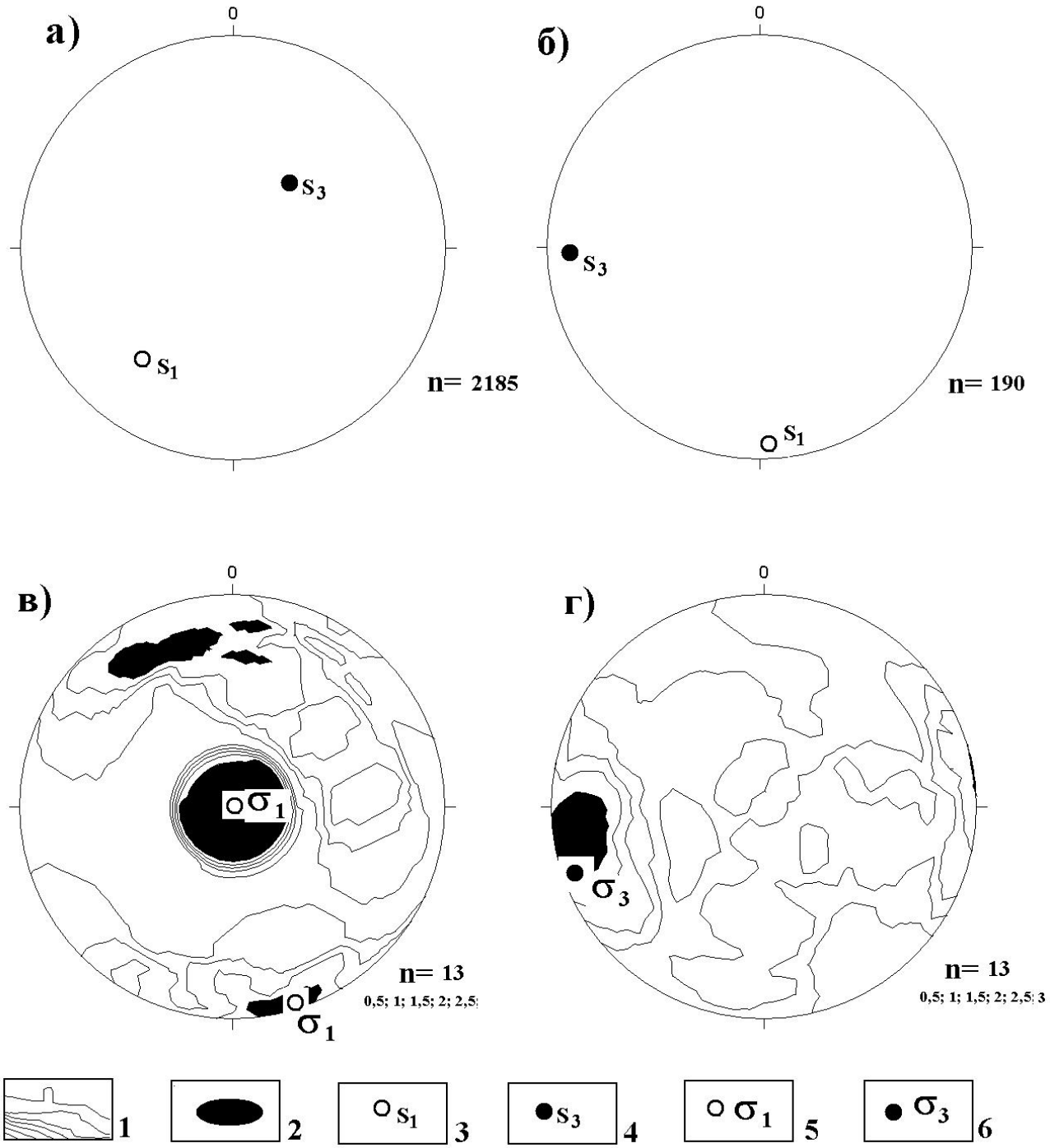


Рис. 4. Результаты тектонофизических исследований даек и штоков трахитов в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ.

а) реконструкция поля суммарных хрупких деформаций по трещинам, зеркалам и жилам в трахитах, б) реконструкция поля суммарных хрупких деформаций по зеркалам в трахитах, в) стереограмма плотности осей растяжения локальных полей напряжений и положение оси растяжения на мезорегиональном уровне, г) стереограмма плотности осей сжатия локальных полей напряжений и положение оси сжатия на мезорегиональном уровне.

1 – изолинии плотности осей локальных полей напряжений; *2* – области максимальной плотности осей локальных полей напряжения; *3* – ось удлинения поля суммарных хрупких деформаций; *4* – ось укорочения поля суммарных хрупких деформаций; *5* – ось растяжения; *6* – ось сжатия

случай больше отражает тектонический план самых молодых деформаций в районе. Анализ локальных полей палеонапряжений в трахитах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем подтверждает эти особенности (рис. 4, в, г). По частоте встречаемости ориентировок главных нормальных осей напряжений локальных полей мы наблюдаем два типа поля, которые можно отнести к мезорегиональному уровню. Более древнее поле относится к взбросовому типу, а самое молодое поле имеет сдвиговый тип (см. рис. 4, в, г). При этом сдвиговое поле напряжений по ориентировке осей близко к полю суммарных хрупких деформаций, восстановленному по сумме всех зеркал скольжения в трахитах района (см. рис. 4, б, в, г). В этом поле ось сжатия ориентирована в субширотном направлении, а ось растяжения имеет субмеридиональное простирание.

Исследования даек и штоков андезитов показывает, что более молодые андезиты деформированы в значительно меньшей степени, чем трахиты. В пределах Приазовского блока эти образования детально исследованы в Староигнатовской и Федоровской палеовулканических структурах. Везде отмечается тектоническое рассланцеваие вдоль СЗ и СВ направлений, но зеркал скольжения значительно меньше и они хуже выражены. Локальные поля палеонапряжений в андезитах Приазовья характеризуются большим разнообразием в ориентировках осей напряжений. В отдельных телах фиксируется до трех разновозрастных полей. Деформации андезитов усиливаются с приближением к зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ. Так в отдельных штоках Староигнатовской структуры (8 км от границы с Донбассом) мы наблюдали тектоническую брекчию и ярко выраженные зеркала с бороздами скольжения. В непосредственной близости к границе с Донбассом фиксировались сдвиги даек по мелким разрывам. Полученных нами данных по андезитам как Приазовья, так и зоны его сочленения с Донбассом, недостаточно для реконструкции полей напряжения мезорегионального уровня. По изучению локальных полей напряжений можно сделать следующее предварительное заключение. На участке Староигнатовской структуры чаще восстанавливается сбросовое поле. На участке Федоровской структуры чаще реконструируются взбросовое и сдвиговое поля. В зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком УЩ локальные поля более изменчивы, но можно отметить часто встречаемый сбросо-сдвиговый и взбросо-сдвиговый тип поля напряжений.

В целом результаты тектонофизических исследований показали, что тип полей напряжений и кинематика разломов как в пределах Приазовского блока УЩ, так и в зоне сочленения его с Донбассом, неоднократно менялись, начиная с пермского периода до кайнозоя. Разломы Приазовского блока при этом испытывали неоднократные активизации, но активность эта проявлялась на отдельных участках, часто носила очаговый характер.

ЛИТЕРАТУРА

Алехин В.И. Поля деформаций и напряжений в докембрийских породных комплексах и щелочных метасоматитах участка Красновка–Знаменовка // Наук. Праці ДонНТУ. Серія гірничо-геологічна. 2004. Вип. 81. С. 92-97.

Алехин В.И., Гинтов О.Б. Кинематичнеские особенности, фазы развития, и металлогения системы широтных зон разломов Украинского щита // Геофизический журнал. 2004. № 6. С. 81-99.

Алехин В.И., Корчемагин В.А., Панов Б.С. Поля деформаций и рудоносность Кальмиусской зоны разломов по данным тектонофизических исследований // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. С. 121-127.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений//Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.

Корчемагин В. А., Дудник В. А, Панов Б. С., Алехин В. И. О связи полей тектонических деформаций и напряжений с рудоносностью в Донбассе // Геофизический журнал. 2005. № 1. С. 97-109

Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. 1987. № 3. С. 49-55.

Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. Киев: Наук. Думка. 1975. Ч. 1. 255 с.

Чернов М.К., Семенова Е.В., Шаталов Н.Н. и др. Верхнетриасовые отложения Восточного Приазовья // Геологический журнал. 1981.Т. 41, № 3. С. 78-85.

Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. Киев: Наукова думка. 1986. 192 с.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИЙ И ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРУКТУР МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД КОНТИОСАРСКОЙ СВИТЫ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)

О.А. Барулева, О.М. Пупков

СПбГУ, Санкт-Петербург, barul@inbox.ru

В работе представлены результаты стрейн-анализа метаморфизованных обломочных пород (сланцев) и показана зависимость параметров эллипсоида деформации от размера индикаторов деформации и типов обломочных пород.

Район исследований расположен в Северо-Ладожской структурно-формационной зоны (СФЗ) расположенной в области сочленения архейского Карельского кратона и нижнепротерозойского свекофеннского складчатого пояса. Характерными особенностями Северо-Ладожской СФЗ являются наличие купольно-глыбовых выступов архейского фундамента, окаймлённых нижнепротерозойскими (людиковий) вулканогенно-осадочными породами. Выше по разрезу залегают выполняющие межкупольное пространство метатурбидитные породы ладожской серии (калевий). Супракрустальные образования исследуемого района претерпели зональный региональный метаморфизм фации средних давлений, интенсивность которого закономерно возрастает с северо-востока (от края Карельского картона) на юго-запад, от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Возрастной интервал зонального регионального метаморфизма оценен по интервалу становления ранне- и синорогенных интрузивных комплексов и составляет 1900 – 1870 млн. лет, причем данный интервал включает и возраст регрессивной стадии зонального метаморфизма в Северо-Ладожской СФЗ [Геология…, 2005].

Количественные параметры внутрислойной конечной деформации определялись для пород контиосарской свиты калевия. Исследуемый участок расположен на северо-восточном крыле Янисъярвинской синклинальной структуры северо-западного простирания. Структура является обрамляющей для Карельского кратона, а метаморфизованные породы контиосарской свиты расположены в зоне зеленосланцевого метаморфизма и частично примыкают к архейскому основанию. Ориентированные образцы отбирались поперёк о. Контиосари, на котором обнажается нижняя часть стратотипического разреза одноимённой свиты.

Общая длина профиля составляет около 100 м, он представлен согласно сменяющимися породами: графитсодержащими биотитовыми сланцами, кварцитами, кварц-биотитовыми сланцами, метаконгломератами и метагравелитами. Все породы разреза круто (< 70-85º) падают на ЮЗ (195º). Для стрейн-анализа было изготовлено 12 шлифов, по два на шесть ориентированных образцов. Шлифы были ориентированы субперпендикулярно плоскостям сланцеватости, параллельно и перпендикулярно минеральной линейности. Шлифы фотографировались цифровой камерой, далее цифровое изображение обрабатывалось в программе ImageJ. С помощью специальных макросов для метода NFry в программе ImageJ были вычислены параметры эллипса деформации [Waldron, Wallace, 2007]. Параметры стрейн-индикаторов (обломочных кварцевых зёрен псаммитовой, а для графитсодержащих биотитовых сланцев и алевритовой размерности) автоматически записывались в программе ImageJ и были использованы для оценки деформации методом R_f/φ' [Chew, 2003].

Количество объектов в каждом шлифе составляло 150-200 шт. Для исследуемых пород были вычислены следующие параметры эллипсоида деформации: осевые отношения, пространственная ориентировка осей, коэффициент Флинна и параметр Лоде (Флинна). (Табл. 1, 2).

Таблица 1.

№образца	название породы
jn407/1	кварцевые метагравелиты
jn407/3	кварциты сливные
jn407/21	метаконгломераты
jn407/22_1	кварц-биотитовые сланцы
jn407/22_2	кварцевые метапесчанники
jn407/4	черные сланцы

Стрейн-анализ выявил следующие особенности деформации пород контиосарской свиты. Ориентировка главных осей эллипсоида деформации для всех шести образцов остаётся выдержанной: оси удлинения субвертикальны (аз. погр.198º, < 70º) и расположены вдоль падения сланцеватости, оси укорочения субгоризонтальны (15, 10) и субперпендикулярны сланцеватости и границе Карельского кратона, промежуточные оси расположены субгоризонтально вдоль плоскостей сланцеватости (297, 0). Тип эллипсоида деформации для большинства пород (метагравe-

Таблица 2.

№ обр.	Оси эллипсоида деформации				Отношение осей и коэф. Флинна		Ось удлинения, X			Средняя ось, Y		Ось укорочения, Z	
	X	Y	z	метод	X/Y	Y/Z	K	уг. пад.	аз. пад.	уг. пад.	аз. пад.	уг. пад.	аз. пад.
jn407/1	1,94	1,29	1	Rf/	1,50	1,29	1,74	78	23	0	299	20	195
	1,72	1,07	1	Nfry	1,61	1,07	8,68						
jn407/3	2,1	1,06	1	Nfry	1,98	1,06	16,35	81	195	0	295	9	30
	1,68	1,02	1	Rf	1,65	1,02	32,35						
jn407/21	1,68	1,16	1	Nfry	1,31	1,16	1,94	60	195	0	307	20	15
	1,22	1,1	1	Rf	1,11	1,1	1,09						
jn407/22_1	1,24	1,16	1	Nfry	1,45	1,16	2,80	80	15	0	305	4	195
	1,34	1,09	1	Rf	1,23	1,09	2,55						
jn407/22_2	1,48	1,1	1	Nfry	1,35	1,1	3,45	86	195	0	295	4	15
	1,51	1,11	1	Rf	1,36	1,11	3,28						
jn407/4	3,65	1,48	1	Nfry	2,47	1,48	3,05	0	202	70	195	1	15
	1,7	1,3	1	Rf	1,31	1,3	1,03						
jn407/mel	1,78	1,5	1	Rf	1,19	1,5	0,37	68	195	0	293	22	15
	1,87	1,72	1	Nfry	1,09	1,72	0,12						

литы, метаконгломераты, кварциты и сланцы) соответствует вытянутому вдоль оси X эллипсоиду ($-0.84 \geq \nu > -0.39$, где ν – параметр Лоде, характеризующий форму эллипсоида). Исключение составляют графитсодержащие сланцы, в которых тип эллипсоида деформации – сплющенный эллипсоид ($\nu \geq 0.38$). Величина полной девиаторной деформации (E_d) принимает наименьшие (0.16-0.29) значения для грубообломочных пород (метагравелиты, метаконгломераты) и наибольшие (0.58-0.94) для мелкозернистых графитсодержащих пород кварцитов и сланцев. Субпараллельное расположение плоскости XY эллипсоида деформации к сланцеватости, вытянутые вдоль оси X эллипсоиды деформации для монотонно залегающих пород и сплющенный тип эллипсоида деформации в контактовой зоне рассланцевания (разлома) отмечались для метаморфизованных пород Северного Приладожья и другими исследователями [Войтенко, 2005].

Использование двух методов стрейн-анализа (NFry и R_f/φ') позволило оценить особенности деформации пород различного гранулометрического состава при развитии межзернового кливажа (выявляемого для исследуемых пород только микроскопически). Таким образом, величины деформации, вычисленные методом R_f/φ' (по форме стрейн-индикаторов) значительно ниже, чем получаемые методом NFry (по взаимному расположению центров стрейн-индикаторов) (табл. 1), что безусловно подтверждает процессы растворения под давлением при развитии межзернового кливажа. Однако это справедливо только для мелко-, среднезернистых пород, в грубообломочных породах наблюдается обратное соотношение величин, что может быть объяснено переотложении вещества в тенях давления преимущественно возле крупных обломков метагравелитов и метаконгломератов (тени давления выполненные тем же веществом, что и в обломке, при стрейн-анализе включались в единый объект). Раздельный стрейн-анализ алевритовой и псаммитовой размерности обломков для одного типа пород (графитсодержащие сланцы) выявил, что различия выражены только в ориентировке осей эллипсоида деформации. Таким образом, ось эллипсоида деформации для зёрен псаммитовой размерности параллельна плоскости кливажа, а ось эллипсоида деформации для алевритовой размерности лежит в плоскости сланцеватости, ориентированной под острым (10-20°) углом к кливажу. Представленные результаты объясняются нами следующим образом. Зёрна алевритовой размерности при деформации были более пластичны и из-за вытянутых пластинок биотита вдоль сланцеватости они не испытывали вращения. Зерна псаммитовой размерности наоборот испытывали хрупко-пластичные деформации (в тенях давления наблюдаются микрообломки зёрен) и вращение до совпадения плоскости XY эллипсоида деформации с плоскостью кливажа.

Представленные результаты показали сложность процесса деформации метаморфизованных обломочных пород (сланцев) Северного Приладожья и неоднозначность оценок деформации, без учёта гранулометрического состава используемых. Нами представляется, что для пород Северного Приладожья необходимо проводить стрейн-анализ раздельно для индикаторов деформации различной величины даже в одном типе пород, так как процессы деформации для них существенно отличаются.

ЛИТЕРАТУРА

Войтенко В.Н. Конкреционные образования – стрейн-индикаторы? (на примере Северо-западного Приладожья, Россия) \\ Материалы V Всероссийской петрографической конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд. ТГУ. 2005. С. 310-317.

Геология и петрология свекофеннид Приладожья. – СПб.: Изд. С.-Петерб. ун-та. 2000. 196 с.

Chew D.M. An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the Rf/φ' technique \\ Computers & Geosciences. 2003. No 29 (6). P. 795-799.

Waldron John W.F., Wallace K.D. Objective fitting of ellipses in the centre-to-centre (Fry) method of strain analysis // Journal of Structural Geology. V. 9, Iss. 9. 2007. P. 1430-1444.

О ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЯХ В СТВОРЕ ПЛОТИНЫ ИРКУТСКОЙ ГЭС

Н.И. Демьянович, Б.М. Шенькман, И.Б. Шенькман

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, vmdem@mail.ru

Выбору положения гидроэнергетического узла в пределах верхнего отрезка долины Ангары предшествовали многолетние исследования. Инженерно-геологические изыскания в створе плотины Иркутской ГЭС, проведенные в конце 40-х – начале 50-х годов прошлого века, согласно отчетным документам, не выявили тектонических нарушений. Последующие геологические, геофизические и гидрогеологические исследования показали, что долина р. Ангара на участке от истока до г. Усолье-Сибирское и далее сопряжена с Ангарской разломной зоной [Карта…,1988]. В настоящее время на основе массового замера трещиноватости докайнозойских и кайнозойских отложений в пределах естественных обнажений и участков техногенного вскрытия изучена приповерхностная часть разрывной структуры [Семинский и др., 2001]. Материалы изысканий под строительство нового моста через Ангару, расположенного на 3 км ниже плотины, позволили уточнить строение разломной зоны по деформациям юрских пород, вскрытых скважинами [Демьянович и др., 2003], [Семинский и др., 2005]. Новые данные по структуре разломной зоны получены по створу Иркутской ГЭС в процессе работ по реконструкции и расширению пьезометрической сети, исследований гидродинамического и гидрохимического режима фильтрационного потока. С учетом новых знаний о разломной зоне проинтерпретирован и богатый изыскательский материал института Гидропроект.

В рамках исследований, осуществляемых через 50 лет эксплуатации гидросооружения, юрские породы вскрыты на 26-34 м в основании русловой и островной плотин и на 50-70 м – в береговых примыканиях. В этих породах, а также перекрывающих их четвертичных образованиях, выявлены разнообразные деформации, свидетельствующие о сложной «жизни» разломной зоны. По керновому материалу прослежены крутопадающие (60-90°) трещины, часто с зеркалами скольжения со штрихами смещения; послойные срывы, также иногда с зеркалами скольжения; микроступенчатые смещения, будинирование, брекчирование и т.п. Следы деструктивных процессов фиксируются и на микроуровне (в шлифах). По взаимоотношению разрывов очевидны разновозрастные их генерации, хронологическая последовательность которых предопределена Байкальской и Саянской фазами тектогенеза.

Наиболее однозначно кайнозойская активизация разломной зоны прослеживается в пределах береговых примыканий плотины. Здесь сбросовые подвижки запечатлены в топографии цоколей надпойменных террас Анализ обширного материала изысканий по левобережному примыканию и створу предполагаемого шлюза позволил уточнить начальный период активизации разлома. Он здесь проявлен еще до времени формирования IV надпойменной террасы, поскольку аккумуляция ее осадков происходила как на коренной склон, так и на смещенные его участки (рис. 1). Об этом свидетельствует разное положение цоколей террасы при близкой гипсометрии кровли руслового аллювия. Соответственно изменяется мощность последнего от 5.0-5.5 (коренной склон) до 9.5-12.6 м (опущенные блоки). В пределах смещенного блока сформировалась III надпойменная терраса с близким положением цоколя. Она круто обрывается к урезу реки, очевидно, по нарушению голоценового заложения, учитывая сохранность (до 20-22.5 м) делювиального покрова, перекрывающего высокие террасы. Для подтверждения укажем, что в районе Академгородка мощность делювия снижена до 5-10 м в связи с более ранним изменением базиса денудации (после смещения III террасы). На рассматриваемом участке смещение III террасы не проявлено.

Первый период активизации разломной зоны проявлен и на правобережном примыкании плотины. Здесь аккумуляция аллювия высоких террас также осуществлялась на смещенные блоки коренного склона. Однако цоколи III и IV террас располагаются на более низких отметках, что указывает на большую амплитуду перемещений. Кроме этого, здесь проявлена и вторая вспышка активизации (после формирования III надпойменной террасы). В этот период продолжено опускание фронтальной части IV террасы и сформировалось грабенообразное понижение в прилегающей к ней части III террасы. В обоих случаях амплитуда смещений невелика (1.5-2.0 м) и сопоставима с опусканием фронтальной части III террасы на левобережье (район Академгородка). Однако его оказалось достаточно для активизации денудации рыхлого покрова на высоких террасах. По фронту последних мощность делювия снижена до 7-8 м. Отмеченные различия в развитии левого и правого берегов Ангары сказались на взаимоотношении

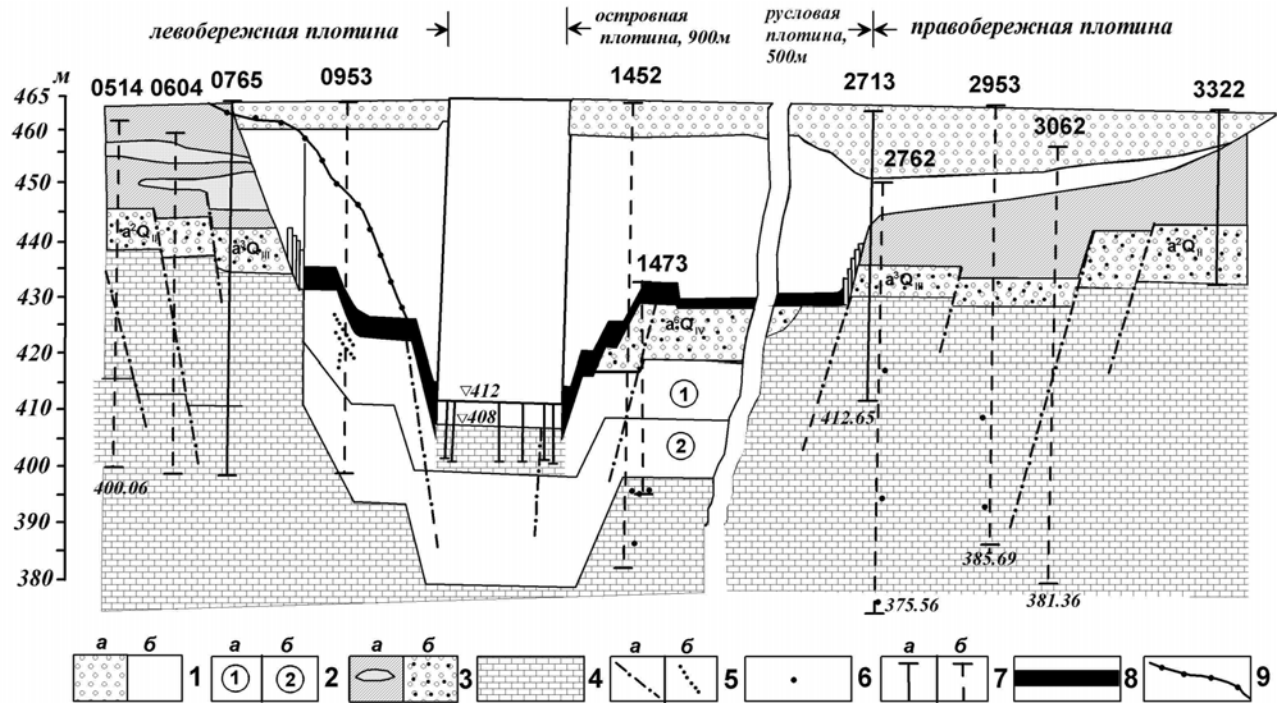


Рис. 1. Геолого-структурный разрез вдоль плотины Иркутской ГЭС.

Техногенные грунты: *1* – гравийно-галечниковые грунты тела плотины (а), суглинистые грунты ядра плотины (б). Природно-техногенные грунты: *2* – искусственно измененные юрские породы: первая (а) и вторая (б) цементные завесы. Природные грунты: *3* – делювиально-аллювиальные отложения надпойменных террас (а), гравийно-галечные отложения поймы (a^6Q_{IV}), III (a^3Q_{III}) и IV (a^2Q_{II}) надпойменных террас (б); *4* – юрские породы. Прочие обозначения: *5* – тектонические нарушения, установленные по смещениям цоколей террас (а), установленные по керну скважин (б); *6* – незавершенные смещения в виде скрытых зеркал скольжения; *7* – скважины по оси плотины (а) и смещенные к нижнему или верхнему бьефу (б), *8* – пригрузочная плита, *9* – поверхность склона до создания плотины

насыпных и природных грунтов плотины. На правобережье аллювиальные отложения совместно с перекрывающим их делювием являются основанием грунтов ядра и тела плотины. При этом мощность техногенных отложений постепенно (на протяжении 700 м) нарастает до 18 м. На левобережном примыкании насыпные грунты сочленяются с природными посредством глубокого вреза, при этом мощность первых резко возрастает до 35-40 м. Их основанием являются техногенноизмененные (1 и 2 цементные завесы) юрские породы.

Третий этап активизации ангарского разлома запечатлен в виде разрывных нарушений в днище долины. При колебании положения пойменного цоколя в пределах 417.5-422.88 м низкие значения характерны для вдольбереговых частей днища. Наиболее ярко голоценовая динамика разломной зоны фиксируется вблизи левого склона. Здесь, в пределах проток, ограничивающих остров Путилиха (площадка здания ГЭС), отмечается снижение отметок пойменного цоколя до 417.51-419.90 м, что предопределило увеличение мощности руслового аллювия до 9.0-11.2 м. Приуроченные к ним разрывные нарушения имеют разную выраженность. Левое из них по материалам изысканий отличается наибольшей шириной и преобладанием коэффициента фильтрации более10 м/сут. На карте сохранности пород этим разрывным нарушениям соответствовали полосы сильно трещиноватых пород с удельным водопоглощением до 7.36 л/мин по створу. Таким образом, рассматриваемый участок днища долины представляет собой тектоническое понижение, подчеркиваемое аномальными мощностями руслового аллювия. Оперяющая зона левого сместителя зафиксирована скв. 0953. Здесь в пределах абсолютных отметок 417.69-424.43 м вскрыта серия тектонических разрывов. Ближайшее, очевидно, к сместителю нарушение представляет собой поверхность крутой (50-60°) трещины (рис. 2, А), покрытую охристым до почернения налетом с кристаллами пирита. Параллельно ей прослеживается контакт между песчаником желтого (вблизи трещины) и серого цвета. Зона изменения составляет 6 см. Вторая от сместителя зона дробления представлена вертикальной трещиной с красным карбонатным налетом. К ней также в виде узкой полоски примыкает желтый песчаник, контактирующий с серым. Завершается зона оперения вертикальной трещиной с неровной, охристой до ржавчины, поверхностью, вдоль которой цвет песчаника изменен в узкой (0.2-1.5 см), сужающейся к верху, полосе.

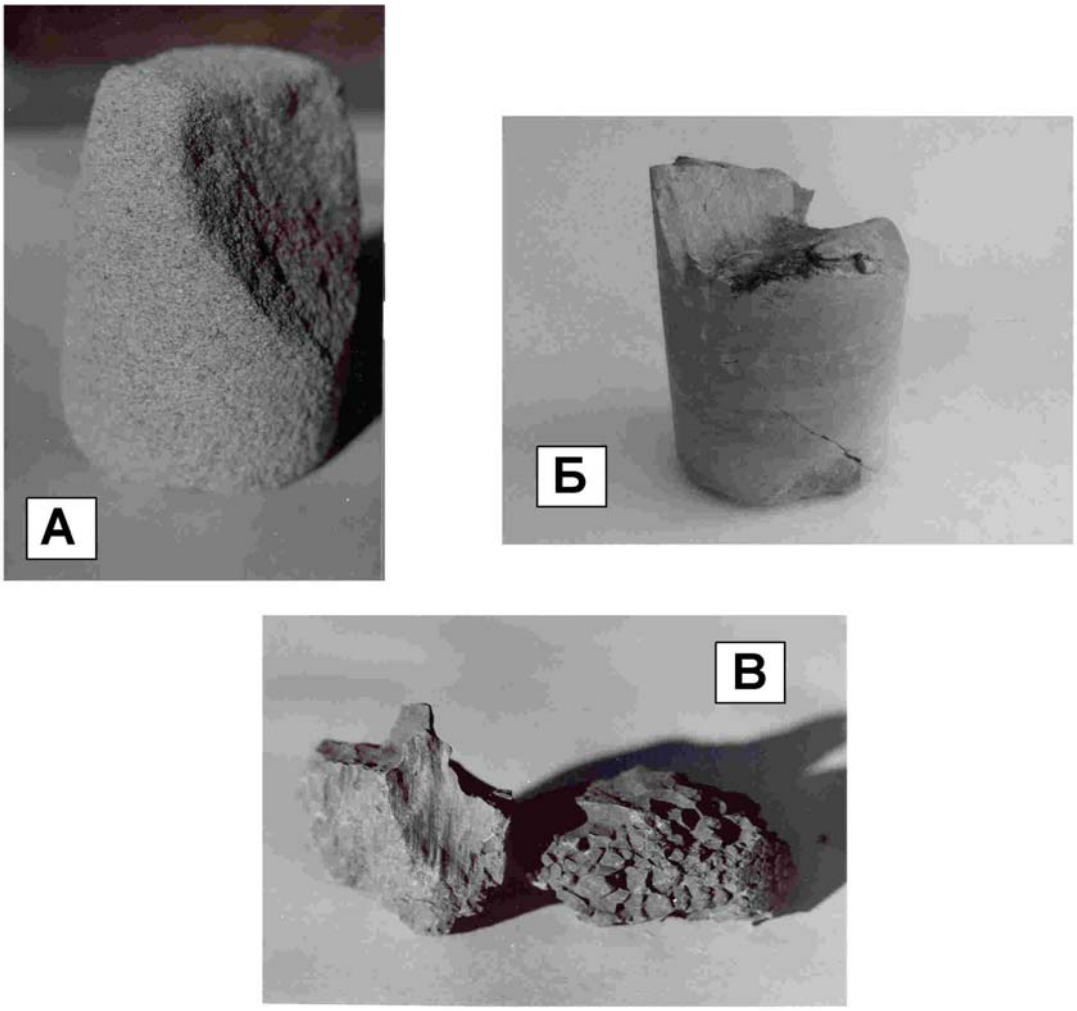


Рис. 2. Деформации юрских пород.

А – изменения песчаника вдоль трещины (скв. 0953, глубина 42.0 м), Б – раскрытие «скрытых» зеркал скольжения (скв. 2953, глубина 56 м), В – характер разрушения алевритистого аргиллита в зоне формирования «скрытых» зеркал скольжения (скв. 2762, глубина 56.5 м)

Существенных преобразований в составе измененных пород не удалось установить по рентгенографии глинистых минералов и в шлифах, кроме деформаций рудных слойков. Лишь в охристом налете по трещине, кроме каолинита и гидрослюды, зафиксированы следы галлуазита и серпентина – вторичных минералов гидротермального происхождения. В целом это указывает на молодость тектонических разрывов. Тектоническая раздробленность также представлена крутыми (60-70°) сколами в наиболее прочных разновидностях, поверхности которых покрыты белым налетом, вскипающим с HCl. В слабых каолинизированных песчаниках сколы крутизной 30° имеют поверхности без следов минерализации. Оперяющим по отношению к правому разрывному нарушению является опущенный на 2.53 м блок поймы, вскрытый скважиной 1452. В сравнении с несмещенной частью поймы здесь породы отличаются меньшими значениями прочности, увеличением количества крутых сколов, частым рассланцеванием.

Правобережное разрывное нарушение приурочено к цокольному уступу третьей надпойменной террасы. Породы в его пределах осложнены плоскостными сдвигами, крутыми сколами, часто с зеркалами скольжения, перемещением прослоев в сторону зеркал. Скрытая трещиноватость алевролитов и признаки расслоения указывают на молодость нарушения. В примыкающем к нему низовом клине правобережной плотины крутые трещины и сколы в различной степени минерализованы, наиболее древние вертикальные – залечены карбонатом. Наряду с этим встречается скрытая трещиноватость и незавершенные зеркальные поверхности.

Таким образом, вдоль створа плотины в породах ее основания встречается однотипный спектр деструктивных деформаций. Их проявления связаны с типами пород. К глинистым разновидностям обычно приурочены расслаивание, будинирование, зеркала скольжения, относительно пологие сколы вогнутого характера, к песчаникам – крутые сколы и трещины, брекчирование, к уча-

сткам переслаивания тех и других – плоскостные и пологие сколы и зеркала. Степень залеченности трещин и наличие налетов на плоскостях свидетельствуют об их относительной разновозрастности.

Впервые для Ангарской разломной зоны обнаружены прерывистые зеркала скольжения по притертым трещинам, которые иногда внешне не выражены и вскрываются при подготовке образцов для испытания на прочность (рис. 2, Б). Обычно они образуются при деформациях в условиях сжатия и характеризуют незавершенность процесса. Вскрытие подобных разрывов в правобережном примыкании, где сколы залечены кальцитом, и в днище долины, где они свободны от каких либо налетов, свидетельствует о закономерном для разломной зоны механизме их образования в различные периоды «жизни» разлома. В пределах вскрытой толщи юрских пород на правобережном примыкании плотины зафиксировано два уровня их проявления: 392.3-397.29 м и 403.5-408.18 м в абсолютных отметках. Причем рентгенологический состав соскоба с зеркала нижнего уровня представлен структурно-совершенным каолинитом, а верхнего – порошкообразной смесью глинистых минералов, что указывает на разный период их образования. Верхний уровень проявления незавершенных деформаций фиксируется в основном в пределах русловой и островной плотин, т.е. в наиболее молодой части разломной зоны. Наличие разновозрастных разрывов в разломной зоне закономерно, если учесть, что его заложение относится к протерозою [Карта…, 1988]. Влияние ее активности прослеживалось и в период седиментации юрских пород. Об этом свидетельствует сцементированные будинированные интервалы пород и участки со встречным направлением углистых прожилков. К таким местам обычно приурочены и сколы, развивающиеся унаследовано. Естественно, некоторые разрывы стабилизировались и залечены карбонатным веществом, особенно в пределах береговых примыканий.

В настоящее время дискутируется вопрос о современной активности ангарского разлома [Levi et al., 1997].

Очевидно, наиболее он активен вдоль береговых участков днища долины. Так, по левой зоне голоценовой активизации вблизи сколов, зеркал скольжения в шлифах обнаружены субпараллельные, часто прерывистые, микротрещины, залеченные магнетитом, гидроокислами железа. В слюдисто-глинистом цементе песчаников встречаются новообразования (кремнистое вещество, кальцит), связанные с цементацией первого песчаного горизонта. Эти новообразования отмечены в виде субпараллельных просечек в рудных прожилках. Симптоматично сочетание незавершенных смещений с зубчатым характером разрушения пород (рис. 2, В), что может быть связано с пульсационным характером воздействий в условиях нестабильного геодинамического режима.

Изложенные выше представления о проявлениях неотектонической активизации Ангарской разломной зоны хорошо согласуются с гидрогеохимическими и гидрогеодинамическими условиями в днище долины р. Ангары. В пойменной части долины, по исследованиям последних лет [Демьянович и др., 2003], выявлен контрастный гидрогеохимический купол, в ядре которого размещались соленые сульфатно-хлоридные сероводородные воды. На крыльях купола последовательно залегали бессульфатные метановые хлоридные натриевые, пресные содовые и гидрокарбонатные щелочноземельные воды. И хотя мощность юрских пресноводных угленосных отложений превышала 600 м, минерализация воды в высшей точке ядра купола достигала 3-4 г/л. Примечательно, что гидрогеохимический облик этих вод был практически идентичен соленым водам карбонатных отложений нижнего кембрия, залегающим на глубинах более 700 м.

Формирование купола, бесспорно, связано с Ангарской разломной зоной. Однако в свете предшествующих представлений гидрогеохимическая структура выражена сугубо обобщенно. К тому же отсутствует гидрогеодинамическая составляющая, обуславливающая важные детали строения рассматриваемого объекта. Тестирование более 200 пьезометров и дренажных скважин позволило с большой точностью оценить внутреннее строение Ангарской разломной зоны в створе плотины ГЭС. В начале 50-х гг при разработке котлована под здание ГЭС на острове Путилиха было произведено массовое опробование грифонов внутри шпунтовой выгородки на содержание хлор-иона. Объем водопритоков через дно котлована и шпунтовую стенку был не менее 0.5 $м^3/с$. При этом в воде содержалось большое количество сероводорода. Более поздние исследования, проведенные в 300 м ниже оси плотины, показали, что в аналогичных условиях на глубине 15-25 м залегают хлоридные натриевые воды с минерализацией 2.5-3.0 г/л, содержанием водорастворенного гелия 130 фонов, сероводорода 30-40 мг/л и Eh = –230 мВ. Обращает на себя внимание размещение грифонов с наибольшей концентрацией Cl^- в виде плотных цепочек, ориентированных субпараллельно левому берегу (рис. 3). Линейных совокупностей таких грифонов две: с левого и правого берега о. Путилиха. Факту локальной линейной разгрузки в то время не было придано должного значения, и в отчет-

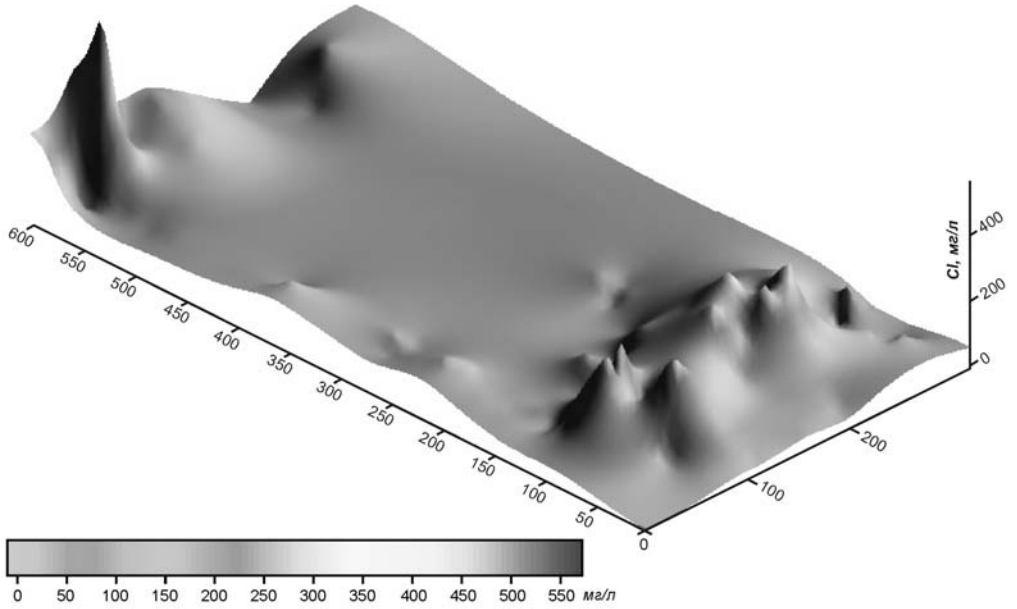


Рис. 3. Распределение хлор-иона на отметке днища котлована под зданием Иркутской ГЭС (по отчетным материалам Института Гидропроект, 1952)

ных документах водовыводящие тектонические нарушения не получили своего отражения.

Два крутопадающих нарушения под зданием ГЭС и монтажной площадкой вновь были диагностированы при гидрогеодинамическом и гидрогеохимическом тестировании пьезометров и дренажных скважин в потернах здания ГЭС – водоприемной, цементационной, дренажной и насосной, располагающихся параллельно напорному фронту. На участках с ранее аномальной концентрацией Cl^- обнаружены две узкие (7-10 м) высокопроницаемые зоны с коэффициентом фильтрации до 960 м/сут. (рис. 4). Несмотря на глубокое заложение цементационной завесы, по этим зонам происходит интенсивный водообмен между верхним и нижним бьефами, что нашло свое выражение в топографии пьезометрической поверхности (два пьезоминимума), минерализации и химическом составе воды, почти адекватной р. Ангаре.

Третье открытое нарушение вдоль правого берега в процессе изысканий, строительства и эксплуатации оказалось незамеченным. Оно проявило себя купольной гидрогеохимической структурой, в ядре которой находятся хлоридные натриевые воды с высоким содержанием сероводорода, водорастворенного гелия и низким окислительно-восстановительным потенциалом. На восточном крыле купола сменяют друг друга гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные и содовые воды. На западном крыле содовые воды вытеснены гидрокарбонатными водами обходной фильтрации. Несмотря на сильное разбавление восходящего потока фильтрационным в основании плотины, воды с высоким хлоридным компонентом обнаружены в пойменных отложениях (рис. 5).

Таким образом, на поперечном профиле в днище долины по гидрогеологическим показаниям имеются три водопроводящих тектонических нарушения, тяготеющих к участкам сопряжения поймы с коренным склоном или цокольным уступом надпойменных террас. Между разломами находятся слабодислоцированные блоки пород с весьма низкой водопроницаемостью. Здесь также существует купольная гидрогеохимическая структура, но представлена она главным образом содовыми водами пониженной минерализации.

Подобное размещение открытых разломов в Ангарской разломной зоне прослеживается по меньшей мере на протяжении 300 км. В общей купольной гидрогеохимической структуре аномальные по величине минерализации, неглубоко залегающие подземные воды хлоридного состава встречены на участках сопряжения поймы со склоном при изысканиях Суховской, Тельминской, Бархатовской и Братской ГЭС. Открытые тектонические разломы, по которым происходит энергичный массоперенос, представляют особый интерес как участки активного взаимодействия пород и напорных вод. Таким образом, условия для активного взаимодействия пород и напорных

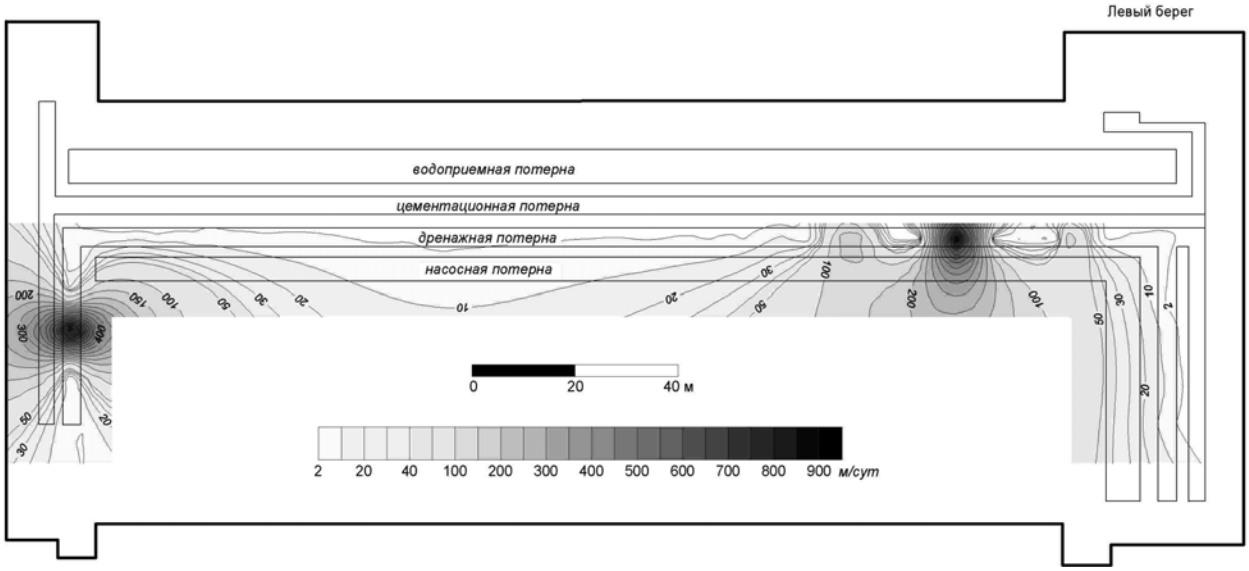


Рис. 4. Коэффициент фильтрации песчаников первой пачки, не подвергшихся сплошной цементации. Составила Шенькман И.Б.

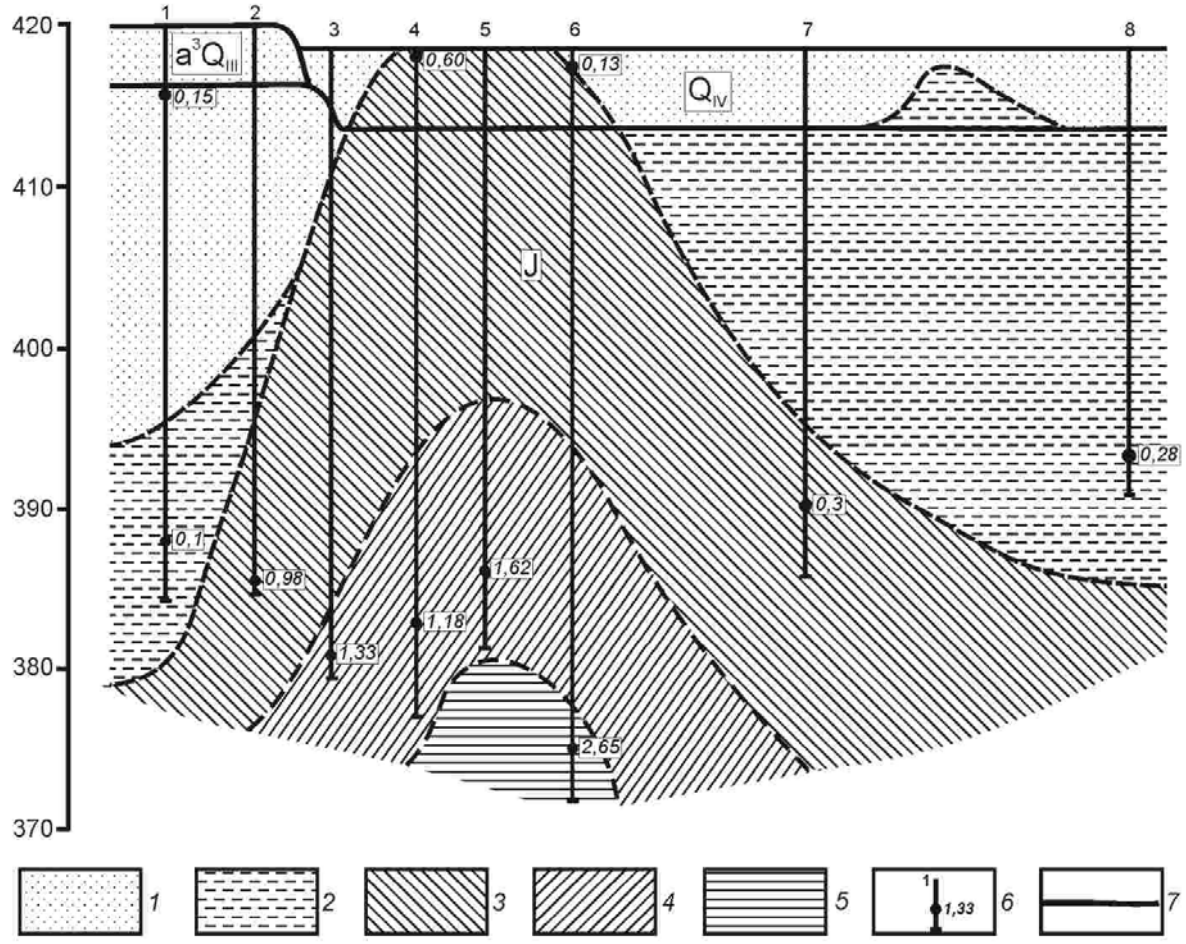


Рис. 5. Фрагмент гидрогеохимического профиля, примыкающего к уступу правобережной третьей надпойменной террасы. Составил Шенькман Б.М.

1–5: химический состав подземных вод: *1* – гидрокарбонатный; *2* – содовый; *3* – хлоридно-гидрокарбонатный; *4* – гидрокарбонатно-хлоридный; *5* – хлоридный; *6* – пьезометр: вверху – номер, залитый знак – место отбора пробы, цифра – минерализация воды, г/л; *7* – стратиграфическая граница

вод в пределах разломной зоны существовали всегда. Не случайно в Техническом проекте указывалось на глубокое преобразование пород. В настоящее время в породах левобережного

разрывного нарушения происходит вынос измененных компонентов. Об этом свидетельствует образование порово-кавернозных структур и их заполнение вторичным кальцитом, а также снижение прочности пород.

В связи с пересечением разломной зоны рядом ответственных сооружений оценка пород в основании последних требует учета тектонических нарушений, предопределяющих различное их состояние и направленность современных изменений в условиях постоянного водонасыщения и нестабильного гидрогеодинамического режима.

ЛИТЕРАТУРА

Демьянович Н.И., Шенькман И.Б., Шенькман Б.М. Деструкция геологической среды в зоне влияния Ангарского разлома // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд. СО РАН. Филиал «Гео». 2003. С. 311-314.

Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:500 000. Ред. П.М. Хренов, 1988.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Шерман С.И., Лунина О.В., Скуденко Т.В. Внутренняя структура разломов и ее учет при изысканиях под строительство сейсмостойких сооружений (на примере нового моста через р. Ангару в Иркутске) // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2001. № 1. С. 5-9.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН. Филиал «Гео». 2005. 293 с.

Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A. et al. Active faults of the Baikal depression // Bull. Centre Rech. Elf E[plor. Prod. 1997. V. 21, № 2. P. 399-434.

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМНО-БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА БАЙКАЛО-СТАНОВОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Л.П. Имаева[1], *В.С. Имаев*[1], *Б.М. Козьмин*[2], *К. Маккей*[3]

[1] – ИЗК СО РАН, Иркутск, imaev@crust.irk.ru
[2] – ИГАБМ СО РАН, Якутск
[3] – Университет штата Мичиган, Лансинг, США

АННОТАЦИЯ

По данным анализа геолого-геофизических характеристик разрывов, морфотектонических особенностей рельефа, материалов GPS-наблюдений и проявлений сейсмичности, в юго-восточной части сочленения Алданского щита и Становой складчатой области установлен современный план разломно-блоковых структур и рассмотрены главные сейсмогенерирующие разломы. Эта территория находится в зоне динамического влияния восточного отрезка границы континентальных Евразиатской и Амурской литосферных плит и подвержена влиянию со стороны Тихоокеанской зоны субдукции. Указанный факт устанавливается в развитии системы активных разрывов (сдвигов, взбросов и надвигов), утолщении земной коры и возникновении крупных горных сооружений, представляющих значительную область скучивания земной коры под влиянием сжатия (Токинский Становик). Процессы торошения, раздробления окраин крупных континентальных плит, границами которых являются Олекмо-Становая и Тукурингра-Джагдинская сейсмотектонические зоны (восточный сегмент Байкало-Станового сейсмического пояса), не являются автономными и существенно зависят от скоростей и направления движения более крупных литосферных плит.

По данным анализа геолого-геофизических характеристик разрывных нарушений, морфотектонических особенностей рельефа, материалов GPS-наблюдений и проявлений сейсмичности, в юго-восточной части сочленения Алданского щита и Становой складчатой области установлен современный план разломно-блоковых структур и рассмотрены главные сейсмогенерирующие разломы, предложена новая модель современной геодинамики области взаимодействия Евразиатской и Амурской литосферных плит. Для более полного представления об особенностях современной геодинамики региона было проведено детальное геолого-геофизическое изучение, которое позволило определить особенности формирования сейсмогенных структур, с учётом их различной направленности, интенсивности и контрастности неотектонических движений (Парфенов и др., 1985; Имаев и др., 2000).

По своей структурно-тектонической позиции, выделенные сейсмогенные структуры относятся к крупным геотектоническим зонам: на севере – Алдано-Учурской зоне поднятий, входящей в краевую активизированную часть Сибирской платформы, в центральной части – Становой складчатой области, а на юге – Верхнезейской впадиной и Тукурингра-Джагдинской разломно-блоковой структурой восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (рис. 1).

Выявленные новейшие структуры рассматривались в комплексе с ограничивающими их разрывными нарушениями и проявлениями сейсмичности. Кроме того, здесь же проанализированы данные глубинного строения территории исследований и особенности распределения аномалий геофизических полей. Как известно, сейсмическая активность региона связывается с субширотной буферной зоной, трактуемой как диффузная граница между Амурской и Евразиатской плитами, которая расположена между активизированными структурами Сибирского кратона и Китайской платформой (Имаев и др., 2003). На рис. 2 она представлена восточными окончаниями Олекмо-Становой и Тукурингро-Джагдинской сейсмотектоническими зонами (ОССЗ и ТДСЗ) в виде сгущений эпицентров землетрясений, которые тяготеют к сейсмогенным структурам Алданского щита Сибирской платформы, Становой и Монголо-Охотской орогенных областей, являясь восточными сегментами единого Байкало-Станового сейсмического пояса. При этом, наиболее отчетливо следятся зоны влияния краевых швов или сутур (Становой, Тукурингра-Джагдинский и др.).

В основу выделения активных разломов были положены: их значительная (> 100 км) протяженность, влияние на процессы кайнозойского осадконакопления, разграничение ими крупных блоков земной коры, выраженность на аэрофото и

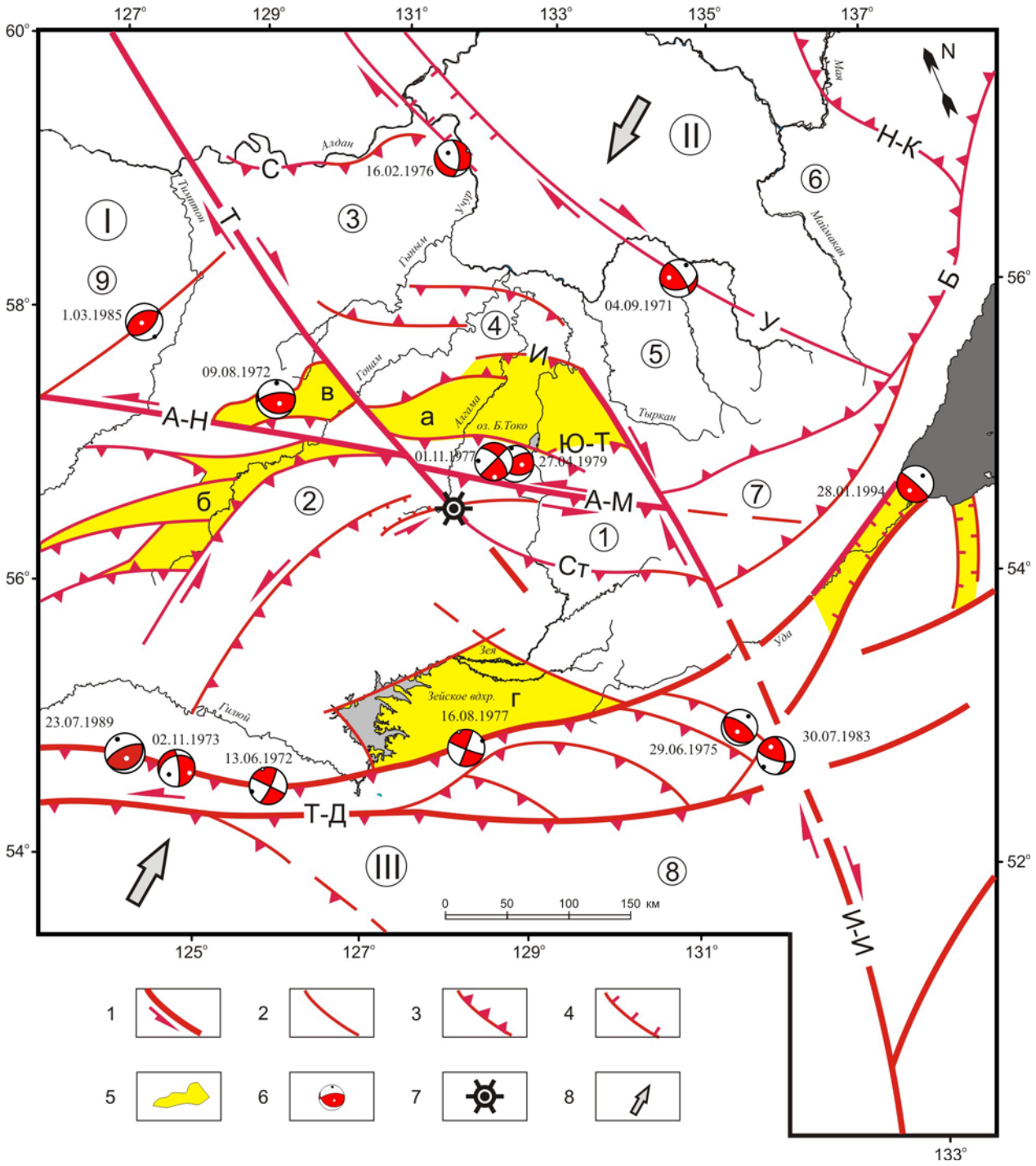


Рис. 1. Схема разломно-блоковых структур восточного фланга Олекмо-Становой сейсмотектонической зоны.

1 – главные сейсмогенерирующие структуры сдвиговой кинематики; *2* – разломы неизвестной кинематики; *3* – надвиги (Ю-Т – Южно-Токинский, И – Идюмский, С – Суннагинский), *4* – сбросы; *5* – мезозойско-кайнозойские впадины (*а* – Токинская, 6 – Атугей-Нуямская и Гонамские, *в* – Ытымджинская, *г* – Верхнезейская и Удская); *6* – круговые диаграммы фокальных механизмов землетрясений (черная точка внутри диаграммы – положение оси сжатия, белая – оси растяжения), рядом проставлена дата возникновения землетрясения; *7* – кайнозойское поле базальтов; *8* – направление действия регионального поля тектонических напряжений. Римскими цифрами обозначены крупные геоблоки: *I* – Центрально-Алданский, *II* – Восточно-Алданский, *III* – Тукурингра-Джагдинский. Арабскими цифрами помечены новейшие блоки (структуры): *1* – Токинский Становик, *2* – Сутамский, *3* – Гонамский, *4* – Учуро-Идюмский, *5* – Тырканский, *6* – Батомгский, *7* – Джугджурский, *8* – Баджальский, *9* – Тимптонский. Буквенные обозначения: – главные разломы (А-Н – Атугей-Нуямский, А-М – Авгенкуро-Майский, Т – Тыркандинский, У – Улканский, И-И – Итун-Илонский) и краевые швы (Б – Беликчанский, Н-К – Нелькано-Кыллахский, Ст – Становой, Т-Д – Тукурингра-Джагдинский)

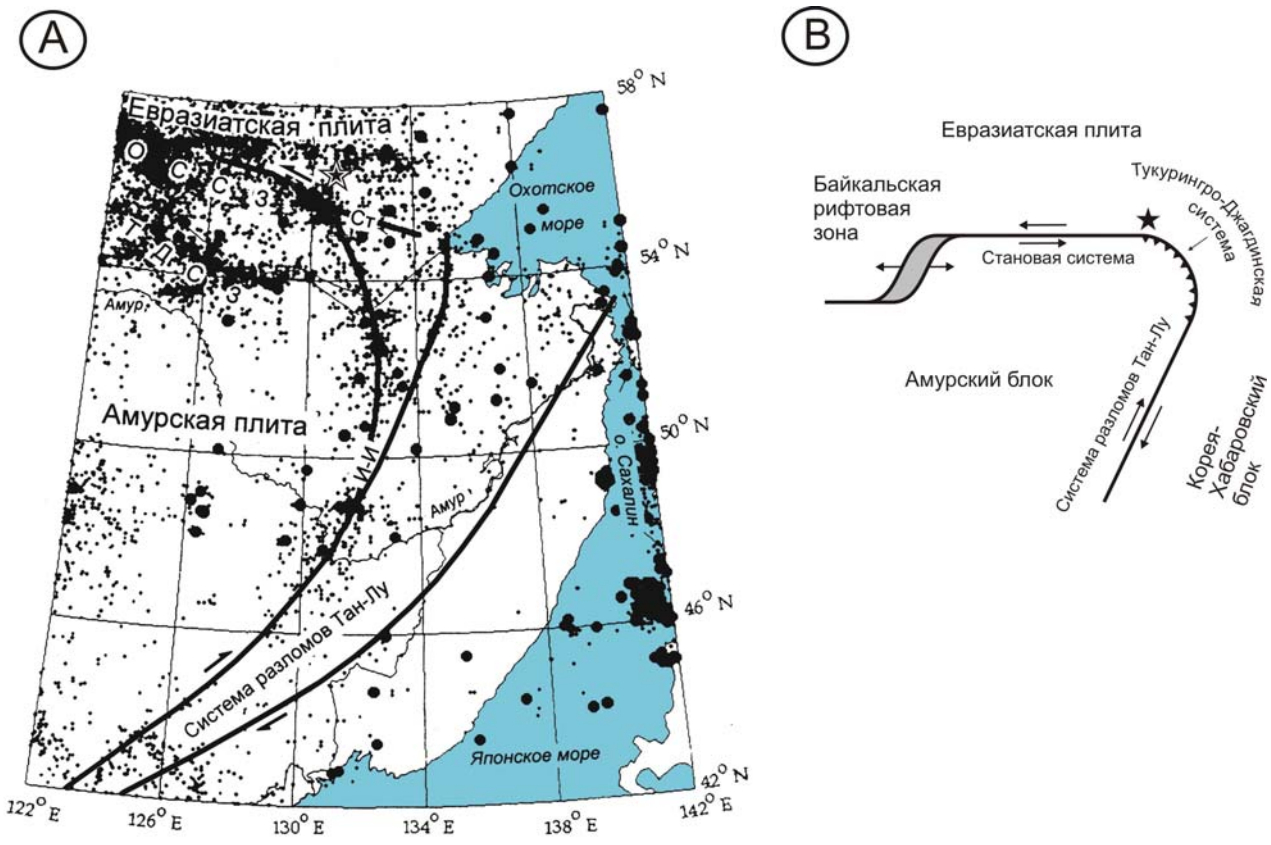


Рис. 2. Структура эпицентральных полей землетрясений Южной Якутии и Приамурья – (А) и принципиальная схема взаимодействия структур развитых в зоне влияния Евразиатской и Амурской литосферных плит (В).

Точками разных диаметров показаны эпицентры землетрясений с энергетическим классом К в интервале 8-11 и 12-17. Разломы: Ст – Становой, И-И – Итун-Илонский. Сейсмогенные зоны: ОССЗ – Олекмо-Становая сейсмотектоническая зона, ТДСЗ – Тукурингра-Джагдинская сейсмотектоническая зона. Район пересечения разломов Станового и Итун-Илонского соответствует сгущению эпицентров землетрясений Токинского Становика

космоснимках, приспособленность к их трассам местной гидросети, приуроченность очагов землетрясений, смещение террасовых уровней, наличие древних и современных сейсмодислокаций и др. Отличительной чертой разломов меньших порядков служила их небольшая длина, чаще они соответствовали ответвлению от главного разлома, а также разделяли крупные морфоструктуры на составные части.

В пределах региона можно выделить три крупных геоблока: Центрально-Алданский, Восточно-Алданский и Тукурингра-Джагдинский. Об этом, например, свидетельствуют отдельные элементы глубинного строения земной коры, отраженные на схемах в изолиниях мощности земной коры (км), где граница Мохоровичича в областях морфологически выраженных поднятий, как правило, имеет тенденцию к погружению, а в областях развития отрицательных структур – к подъему. Так, в пределах Центрально-Алданского блока толщина земной коры может достигать 48-60 км. При этом, в зоне умеренных неотектонических поднятий (Гонамский и Учуро-Идюмский блоки) залегание границы Мохо фиксируется на глубине 38-40 км, а к югу в зоне интенсивных сводово-блоковых движений (Токинский Становик) происходит её погружение до 52 км. Подобная толщина земной коры характерна и для Восточно-Алданского геоблока (44-48 км) (Суворов, Корнилова, 1985; Тектоника, геодинамика …, 2001).

Крупные геоблоки на основе различной направленности, интенсивности, контрастности неотектонических движений и господствующей здесь сети активных разломов подразделяются на систему более мелких структур. В составе крупного Центрально-Алданского геоблока наиболее значимы блоки Токинского Становика, Сутамский, Гонамский и Учуро-Идюмский (рис. 1).

Токинский Становик (2100-2300 м абсолютной высоты) – интенсивно развивающийся неотектонический блок, сложенный преимущественно архейскими породами. С севера он оконтурен четко выраженной в рельефе линией Южно-Токинского надвига с амплитудой вертикальных тектонических движений 1000-1200 м. Центральная часть блока раздроблена серией разломов преимущественно субширотного и северо-

западного простираний, наиболее значительный из них – Авгенкуро-Майский сдвиго-взброс длиной около 400 км. Разлом вытянут от р. Алгама на западе до предположительно Удской губы Охотского моря на востоке. Он отчетливо дешифрируется на космических снимках в виде непрерывной линии запад-северо-западной ориентации. Это направление выдерживается на большей части его трассы, пересекая водоразделы и подчиняя себе элементы гидросети разобщённых бассейнов рек Лены и Амура. На водоразделах нарушение фиксируется в виде борозд, ложбин и полос. В бассейне верхнего течения р. Алгама линеамент соединяется диагональной (северо-западного направления) перемычкой с Атугей-Нуямским разломом, где выявлено поле (площадью 200 кв. км) оливиновых базальтов и исследовано около 20 вулканов «центрального типа» (Николаев и др., 1982, Парфенов и др., 1985). Авгенкуро-Майский дизъюнктив сейсмоактивен на всем протяжении. Прямолинейность его трассы, почти крутое залегание плоскости сместителя, общий структурный рисунок и параметры фокальных механизмов землетрясений 01.11.1977 г. и 27.04.1979 г. отмеченных в его зоне влияния, позволяет определить тип кинематики разлома как сдвиго-взброс. Отчетливо выраженный скарп, обнаруженный во время полевых работ и пространственно совпадающий с этим разломом, однозначно указывает на его высокую тектоническую и сейсмическую активность (рис. 3)..

Рис. 3. Сейсмогенный скарп Туксанинского разлома (Токинский Становик)

Интенсивные дифференцированные восходящие движения Токинского Становика обусловили резкую расчлененность его рельефа (относительные превышения до 1200-1300 м) и крутизну склонов. Вследствие этого, здесь преимущественно развиты гравитационные процессы, повсеместно распространены мощные грубообломочные делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы и конуса выноса, часты проявления обвалов. Некоторые из них имеют сейсмогенный характер (верховья р. Сам-Анкикит и долина р. Б.Туксани) (Николаев и др., 1982). Линией Авгенкуро-Майского разлома с амплитудой вертикального перемещения равной 500-700 м Токинская морфоструктурная область делится на два района – Северный и Южный. Северный район Токинской морфоструктурной области представляет собой высокогорный мас-

сив (абсолютная высота до 2300 м) с альпинотипным рельефом, выработанным в эпоху последнего (позднечетвертичного) оледенения. Район с юга и севера оконтурен линиями крупных разрывных нарушений (Агенкуро-Майский и Южно-Токинский). В нём отмечена высокая сейсмическая активность (K = 8-16), и выявлен ряд сейсмодислокаций. К названному району тяготеет значительная положительная аномалия в поле силы тяжести. Его современная активность подтверждается также высоким тепловым потоком, измеренным вблизи оз. Большое Токо, со значениями до 80 мвт/м^2. Здесь же фиксируется широкое проявление наледных процессов.

Южный район Токинской морфоструктурной области имеет низко-среднегорный слабо расчленённый рельеф со средними абсолютными высотами 1500-1700 м. Уровень сейсмичности здесь меньше, чем в Северном районе. Энергетический класс отмеченных землетрясений (K) находится в интервале 8-13. Эпицентры слабых подземных толчков равномерно заполняют всю территорию района с небольшой их концентрацией вблизи его северной границы (Николаев и др., 1982). Южной границей рассматриваемого района служит Становой разлом, который в виде дугообразной зоны шириной 8-10 км прослеживается по участкам рассланцевания и диафтореза в архейских и протерозойских породах (Разломная тектоника…, 1976; Тектоника, геодинамика…, 2001).

Сутамский блок расположен на западе региона и отделяется от Токинского Становика субмеридиональным отрезком р. Алгама. Его северная граница проходит по Атугей-Нуямскому разлому, южная – фиксируется эрозионно-тектоническим уступом высотой 30-60 м, обрывающимся к Верхнезейской впадине. В пределах Сутамского блока находятся ряд мезозойско-кайнозойских впадин (Атугей-Нуямская, Гонамские). Так, узкая субширотная Атугей-Нуямская впадина (100×8 км) сочленяется с горным обрамлением по ступенчатому эрозионно-тектоническому уступу высотой 300-400 м. По северному борту депрессии, выполненной среднеюрскими угленосными отложениями, фиксируется близширотный Атугей-Нуямский разлом длиной до 250 км, представленный зоной повышенной трещиноватости и брекчированности мезозойских песчаников. Вдоль разлома на поверхности тектонических трещин часто встречаются зеркала скольжения, указывающие на преобладающие сдвиговые перемещения. На космоснимках разлом выражен контрастной полосой фототона, отвечающий резкому уступу в рельефе. В геофизических полях Атугей-Нуямский дизъюнктив представлен резкой градиентной ступенью. Следует отметить, что южным ограничением Атугей-Нуямской, а также Гонамских и Ытымджинской впадин являются надвиги. Такая кинематика поддерживается данными распределения отрицательных гравитационных аномалий. Они в виде протяжённых линейных зон повышенных градиентов (гравитационных уступов) локализованы примерно параллельно разломам, трассируемым вдоль южных бортов перечисленных впадин, но смещены от них к югу на расстояния от нескольких до 10-15 км, что свидетельствует о надвиговой природе этих разрывных нарушений. Подвижки такого же типа (надвиг-взброс) имели место также при землетрясении 09.08.1972 г. на южной окраине Ытымджинской депрессии.

Гонамский блок представлен горстом преимущественно архейских кристаллических пород, осложняющий южное крыло одноименного сводового поднятия. В рельефе блок выражен сложной ветвящейся системой горных хребтов альпинотипного облика (Нингамского, Ытымджинского, Сутамо-Гонамского), характеризующихся глубоким (до 1000 м абсолютной высоты) расчленением, узкими гребневидными водоразделами, крутыми склонами, покрытыми сплошными осыпями. В плане Гонамская морфоструктура представляет собой куполовидное поднятие, рассечённое крупным Тыркандинским разломом в северо-западном направлении на две неотектонические ступени соответственно 1500-1700 м и 1700-2300 м.

Тыркандинский глубинный разлом трассируется на расстоянии 600 км от устья р. Тимптон до среднего течения р. Алгамы, где образует разломный узел с Южно-Токинским, Атугей-Нуямским и Авгенкуро-Майским дизъюнктивами. Зона влияния упомянутого разрыва представляет собой ряд кулис, пространственное расположение которых указывает на возможные подвижки вдоль разлома по типу правого сдвига. Тыркандинский разлом отчетливо диагностируется по цепочкам линейных магнитных аномалий, а в поле силы тяжести распознается по резкой градиентной ступени (Разломная тектоника…, 1976; Тектоника, геодинамика…, 2001). К трассе этого дизъюнктива приурочены эпицентры землетрясений с K = 8-12. В устье р. Сутам, в месте предполагаемого пересечения Тыркандинским разломом р. Гонам, наблюдается резкий изгиб русла реки и выходы в ней коренных пород. На правом борту долины р. Гонам выявлены площадные сейсмогравитационные срывы делювиального материала.

Учуро-Идюмский блок включает небольшие сводовые поднятия фундамента по северной окраине Токинской впадины (Арбарастахское, Идюмо-Хайканское), образующие цепь возвы-

шенностей, обрывающихся к югу тектоническим уступом высотой 300-400 м. В центре Учуро-Идюмского блока на поверхность выходят породы фундамента, поднятые до высоты 1700-1800 м. Реки Идюм и Алгама пересекают эти поднятия, врезаясь на глубину до 100 м, и образуют узкие неразработанные, крутосклонные долины с врезанными меандрами. Водоразделы здесь узкие, скалистые, гребневидные, реже широкие плоские, со структурными уступами на склонах. Подобным рельефом характеризуется и восточная часть блока. Следы новейшей и современной активизации особенно ярко проявились по южной границе блока с Токинской впадиной в районе Идюмского надвига.

Субширотный Идюмский надвиг (200-250 км длиной) отделяет Учуро-Идюмский блок от мезозойских отложений Токинской впадины. Он представляет собой серию крутых надвигов (до 45-50°) с падением плоскости разломов разной вергентности – как на север, так и на юг. В обнажениях по р. Алгама, плоскость этого разрывного нарушения четко фиксируется зоной повышенной раздробленности и трещиноватости юрских песчаников, соприкасающихся с протерозойскими известняками. По многочисленным зеркалам скольжения повсеместно устанавливаются взбросовые и надвиговые подвижки. Разлом отчетливо выделяется по геофизическим материалам полосой линейно-вытянутых аномалий, окаймляющих фоновые значения гравитационного и магнитного полей (Парфенов и др., 1985). На относительную тектоническую активность этого разлома в кайнозойское время указывают его отчетливая выраженность, наличие эрозионных ложбин в основании плоскости разлома, многочисленные фасеты на фронтальной плоскости, осыпи и курумы. Разлом – сейсмически активен. Ежегодно в его зоне влияния регистрируется несколько слабых землетрясений ($K \leq 9$). 3 февраля 1999 г. здесь произошло сильное землетрясение с $K = 12$, сопровождаемое серией афтершоков (около 40 событий). По результатам структурных исследований, выполненных по рр. Алгама и Идюм, в зоне Идюмского надвига были выявлены молодые формы рельефа (уступы), а также проявления сейсмогравитационных процессов.

Тырканский блок выделен на востоке исследуемой территории. В структурном отношении он представляет собой Идюмо-Хайканский выступ кристаллического фундамента. Основу её рельефа составляют несколько крупных среднегорных массивов, сложенных архейскими породами, с абсолютными высотами 1600-1900 м. Они ориентированы в северо-западном и субширотном направлениях (восточная часть Учуро-Идюмского хребта). Лишь в средней части морфоструктуры встречаются небольшие «пятна» юры. Юго-восточная окраина района имеет пониженные высоты преимущественно до 1100 м и сравнительно плоскогорный рельеф. В пределах Тырканского блока фиксируется повышенный уровень сейсмической активности. Здесь зарегистрирован ряд землетрясений с $K = 8\text{-}13$, тяготеющих к зоне влияния Улканского разлома.

Токинская впадина – мезо-кайнозойский прогиб, ограниченный крупными дизъюнктивными нарушениями большой амплитуды, выраженными в рельефе тектоническими уступами. Южная граница соответствует зоне Южно-Токинского надвига (амплитуда вертикальных тектонических движений до 1200 м), северная – проходит по Идюмскому взбросу (амплитуда 300-400 м). Субширотный Южно-Токинский надвиг длиной более 200 км является одним из активных разрывных нарушений в регионе. Он характеризуется крутыми углами падения плоскости сместителя (60-70°). По нему установлена горизонтальная амплитуда надвигания архейских кристаллических образований на мезозойские толщи впадины, составляющая первые километры. При этом, сопряженные с надвигом юрские и нижнемеловые отложения южной окраины Токинской впадины шириной до 5-7 км интенсивно дислоцированы. На местности разлом выражен резким тектоническим уступом (Парфенов и др., 1985).

Рельеф впадины сформирован на песчано-сланцевых отложениях юры и нижнего мела, залегающих со слабым (3-5°) наклоном к центру, что обусловило развитие платообразного рельефа, слабую выраженность структурных форм, пологость склонов и плавность сочленений. Поверхности водоразделов плоские и пологоувалистые, имеющие высоты в центральной части 950-1100 м, а по окраинам – до 1200 м. Морфология рельефа Токинской впадины сложно дифференцирована, на фоне спокойного платообразного рельефа выделяются ряд возвышенностей и котловин.

На юге Токинской впадины, к юго-западу от устья р. Туксани среди мезозойских отложений отмечен выход архейских пород. Морфологически, эта возвышенность (массив Беранджа) представляет собой группу островерхих гольцов с отметками до 1551 м, расположенных в пределах почти правильного семиугольника диаметром около 16 км, по склонам которого широко развиты осыпи. Повсеместно на левом борту р. Алгамы отмечаются на склонах следы сейсмогравитационных проявлений. Эти данные позволяют предположить, что морфологическая выраженность Токинской впадины сохранилась лишь за счёт отставания в поднятии от окружающих её

горных сооружений. Практически всю площадь Токинской впадины занимает Алгаминский минимум поля силы тяжести. Уровень сейсмичности внутри самой впадины крайне низок, но возрастает на её северной и южной краевых частях.

Верхнезейская отрицательная морфоструктура относится к Тукурингра-Джагдинскому геоблоку и расположена на крайнем юге территории исследований. В целом, впадина разграничивает Тукурингра-Джагдинское и Становое сводово-блоковые поднятия. На севере границей впадины служит эрозионно-тектонический уступ высотой 30-60 м, который обрывает денудационную поверхность. Современная аккумулятивно-денудационная поверхность Верхнезейской впадины имеет абсолютные отметки 350-450 м и полого наклонена к северу. Её формирование обусловлено мезо-кайнозойским тектоническим этапом, в период которого происходило погружение фундамента впадины и заполнение её рыхлым материалом. Максимальная мощность рыхлых кайнозойских отложений составляет здесь около 500 м.

В итоге, совокупность представленных сведений свидетельствует о наличие здесь современных как горизонтальных, так и вертикальных тектонических движений, способствующих развитию разрывных нарушений типа сдвига, взброса и надвига. Это соответствует также особенностям сейсмического процесса на восточных окончаниях Олекмо-Становой и Тукурингра-Джагдинской сейсмотектонических зон, который по данным параметров фокальных механизмов землетрясений протекает в условиях сжатия, действующего ортогонально к местным структурным элементам и существенно зависит от кинематических особенностей взаимодействия плит и блоков, сформировавшихся на северо-востоке Азиатского континента (Имаев и др., 2000; Имаев и др., 2003).

Анализируя геометрический рисунок Тыркандинской шовной зоны (юго-восточный фланг) и Итун-Иланского разлома системы Тан-Лу (северо-западный фланг) можно диагностировать здесь наличие кулисы, возникшей на окончаниях данных разломов по типу правого сдвига. К ней тяготеет крупный морфотектонический блок транспрессионного типа со структурами Токинского Становика и Токинской впадины (рис. 1). При правобоковом смещении вдоль рассматриваемых разрывных нарушений на северной и южной периферии и внутри названного блока закономерно возникла сеть близширотных сдвиго-взбросов и надвигов с падением сместителей в южном и северном направлениях (Mackey et al., 2003). На рис. 2 эта сопряженная право-сдвиговая система разломов (Тыркандинский и Итун-Иланский) показана как главная морфоконтролирующая и сейсмогенерирующая структура. Вместе с тем, выявление отдельных ветвей системы Тан-Лу в пределах территории России и установление их взаимосвязи с тектоническими элементами Тукурингро-Джагдинской и Становой складчатыми областями требует в дальнейшем привлечения дополнительных геолого-геофизических данных по Северному Китаю.

Итак, комплексный геолого-геофизический анализ морфотектонических характеристик новейших структур восточной части Олекмо-Становой сейсмотектонической зоны и соседних территорий определенно указывает на существование здесь блока сжатия между окончаниями Тыркандинской и Итун-Иланской право-сдвиговых систем в виде мощной зоны скучивания земной коры. Для нее характерно: инверсия современного рельефа во впадинах, ограничения их разломами сдвиго-взбросово-надвиговой кинематики, значительные скорости новейших и голоценовых движений в блоковых структурах (эффект выжимания) и высокой степенью сейсмической активности.

Проявления сейсмичности, отмеченные на восточном фланге Олёкмо-Становой сейсмотектонической зоны, отражают закономерности взаимодействия разломно-блоковых структур юго-востока Алданского щита, Становой и Тукурингра-Джагдинской орогенных областей (рис. 2, А). Эта территория находится в зоне динамического влияния восточного сегмента границы континентальных Евразиатской и Амурской литосферных плит и подвержена влиянию со стороны Тихоокеанской зоны субдукции (Малышев и др., 2006; Мирошниченко и др., 2008). Указанный факт находит отражение в развитии системы активных разрывных нарушений (сдвигов, взбросов и надвигов), утолщении земной коры и возникновении крупных горных сооружений, представляющих значительную область скучивания земной коры под влиянием сжатия (Токинский Становик). Процессы торошения, раздробления окраин крупных континентальных плит, границами которых являются Олекмо-Становая и Тукурингра-Джагдинская сейсмотектонические зоны, не являются автономными и существенно зависят от скоростей и направления движения более крупных литосферных плит (рис. 2, В).

В нашем случае, сближение под косым углом малоподвижной (около 0,2 см/год) Евразиатской и относительно мобильной (более 1 см/год) Амурской литосферных плит, возрастание скорости которой связано, в том числе и с процессами Тихоокеанской субдукции, сформировало систему активных протяженных разломов Тан-Лу, которые протягиваются параллельно обрамлению

Японского и Охотского морей (Huang et al., 1996; Fujita et al., 2004; Apel et al., 2006). Эти динамические процессы способствовали стыковке в районе Токинского Становика двух крупных сопряженных сдвиговых систем – Тыркандинской и Итун-Иланской, простирающихся в северо-западном направлении и действующих как единая динамопара. При пересечении названными сдвиговыми системами субширотной зоны разрывов Станового краевого шва, сформировался особый класс структур – ряд дуплексов сжатия, обладающих наибольшим сейсмическим потенциалом. Ранее заложившиеся линеаменты мезозойского передового предгорного прогиба, фрагменты которого в виде Токинской впадины и целого ряда более дробных депрессий (Итымджинской, Атугей-Нуямской и др.), сохранились в настоящее время среди неотектонических поднятий, сложенных кристаллическими породами, в виде отдельных приразломных впадин. В современное время они затронуты процессами инверсии и ограничены системами встречных надвигов и взбросов противоположной вергентности.

Такое взаимоотношение между разрывами двух генеральных направлений: широтного – характерного для шовной границы между Алданским щитом и Джугджуро-Становой областью (Атугей-Нуямский и Авгенкуро-Майский левые сдвиго-взбросы) и диагонального – (Тыркандинский и Итун-Иланский правые сдвиги) отражает динамику взаимодействия блоков вблизи северо-восточной границы Амурской плиты. При этом, одним из источников возникновения северо-западного сжатия, под влиянием которого произошла активизация названных сдвигов, в частности Итун-Иланского разлома и проникновение его в «тело» Алданского щита, скорее всего, являются движения по системе разломов Тан-Лу в Северном Китае.

Данная работа выполнена при частичной поддержке проектов РФФИ (№ 07-05-00760-а).

ЛИТЕРАТУРА

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС. 2000. 227 с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 55-61.

Имаева Л.П. Соотношение новейших структур и сейсмичности Токинского Становика // Геология и полезные ископаемые. – Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1980. С. 7-10.

Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Подгорный Б.Я., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения литосферных плит Восточной Азии // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. V Косыгинские чтения. Материалы конференции 24-27 января 2006 г. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. 2006. С. 97-101.

Мирошниченко А.И., Сорокин А.П., Саньков В.А., Лухнев А.В., Ашурков С.В., Сорокина Т.А., Панфилов Н.И., Серов М.А. Космическая геодезия в задачах геодинамики: современные движения в Зейско-Буреинском бассейне // Тихоокеанская геол. 2008. Т. 27, № 1. С. 71-79.

Николаев В.В.. Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. – Новосибирск: Наука. 1982. 150 с.

Парфёнов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. – Якутск: ЯФ СО РАН. 1985. 136 с.

Разломная тектоника территории Якутской АССР. – Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1976.

Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского шита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86-89.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК, «Наука / Интерпериодика». 2001.

Apel E.V., Burgmann R., Steblov G., Vasilenko N., King R., Prytkov A. Active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geophycal Research Letter. 2006. V. 33, L11303, doi:10.1029/2006GL026077. 5 p.

Fujita K., Sella G.F., Mackey K.G., Parks K.S., Imaev V.S. and Hindle D. Relationships between Seismicity and GPS Determined Velocities in Northeast Asia // AGU Meeting, Abstracts. – San-Francisko: AGU. 2004. P. 3271.

Huang W., Gao W. and Ding G. Neogene volcanism and Holocene earthquakes in the Tanlu fault zone, eastern China // Tectonophysics. 1996. V. 260, p. 259-270.

Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L., Koz'min B., Imaev V., Imaeva L. and Sedov B. Explosion contamination of the northeast Siberian seismicity catalog: implications for natural earthquake distributions and the location of the Tanlu fault in Russia // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. V. 93. P. 737-746.

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И КИНЕМАТИКА РАЗРЫВОВ ЗОНЫ ГЛАВНОГО РАЗЛОМА ВОСТОЧНОГО САЯНА

В.А. Корчемагин, И.О. Павлов

Донецкий национальный технический университет МОН Украины, Донецк, geolog@dgtu.donetsk.ua

Восточно-Саянский пояс разломов вытянут в северо-западном направлении (аз. пр.310-315°) вдоль Восточного Саяна более чем на 1000 км и представляет собой полосу шириной 80-100 км интенсивно деформированных пород [Александров, Таскин, 1990]. Считается, что эта зона разломов является границей между южной частью Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой областью. Она разделяет блоки с различной мощностью земной коры (максимальный перепад оценивается в 10 км) [Егоров, 1971] и хорошо выражается в структуре магнитного и гравитационного полей.

Вывод о существовании горизонтальных движений по разломам этой зоны был сделан давно, ещё при сравнительно слабой изученности Восточного Саяна [Берзин, Клитин, 1961]. Он основывался главным образом на характере штриховки зеркал скольжения, наличии складок с крутыми и вертикальными шарнирами, а также на перемещениях по мелким разрывам, зафиксированным непосредственно в обнажениях. Однако направленность движений и величина горизонтальной составляющей оставались неясными. Различными исследователями в разные годы высказывались диаметрально противоположные предположения об их направленности. По мнению одних [Берзин, 1967; Шерман, Леаи, 1977; Шерман, Днепровский, 1986], Главный Саянский и сопровождающие его разломы представляет собой левый сдвиг с амплитудой горизонтальных перемещений от первых до десятков километров. Другие [Александров, Таскин, 1990; Егоров, 1971; Пейве, 1961; Зоненшайн и др., 1978; Гладков и др., 1972; Хренов и др., 1977], придерживаются противоположной точки зрения – считая Главный Саянский разлом правым сдвигом с суммарной амплитудой горизонтального смещения в 70-80 км [Зоненшайн и др, 1978].

Основным недостатком всех существующих определений кинематики Восточно-Саянской зоны разломов, на наш взгляд является то, что авторы изначально задавались той или иной геотектонической моделью. Исходя из принятой модели, восстанавливалась ориентировка активных тектонических усилий (главных осей тектонических напряжений) и, соответственно, кинематика разломов. Рассуждения шли не от существующих фактов к механизму и модели структурообразования, а наоборот. Естественно, что подобный анализ даёт противоречивые результаты.

В последствие появились реконструкции палеотектонических полей напряжений основанные на анализе структурных элементов, проявленных в самой зоне и среди вмещающих разновозрастных комплексов или полученные по сопряженным парам сколов [Шерман, Днепровский, 1986]. В то же время известно, что похожие геологические структуры могут формироваться в результате различных тектонических процессов. Крупные, региональные геологические структуры к тому же имеют длительную и сложную историю формирования. Использование же метода сопряженных пар, ограничивается условием однородности и изотропности горного массива в момент возникновения нарушений. Повсеместное распространение в горных породах различных по масштабам и ориентировкам в пространстве ослабленных поверхностей (это и уже существующие тектонические трещины более ранних стадий деформаций, и границы раздела пород с различными физико-механическими свойствами, и слоистость в осадочных породах) обуславливает существенную неоднородность геологических объектов.

В своё время, для решения прямой и обратной задач тектонофизики применительно к реальному анизотропному горному массиву, Гущенко О.И. и Корчемагиным В.А. был разработан кинематический метод интерпретации трещинно-разрывных структур. Его суть заключается в том, что рассматривается некоторый геологический объём, рассеченный произвольно ориентированными системами ослабленных поверхностей, в котором действует однородное по ориентировке главных осей поле напряжений. Деформация в данном объёме развивается путём смещения по всей совокупности разрывов и ослабленных поверхностей. Задача по реконструкции ориентировки главных осей тектонических напряжений при этом может решаться как аналитически, так и графическим способом на сетке стереографических проекций. Методика подобных реконструкций приводится в работах [Гущенко, 1979, 1981; Корчемагин, 1982, 1984].

Авторы попытались вывести кинематику Восточно-Саянской зоны разломов, последовательно решая с помощью этой методики задачи двух типов:

– по наблюдающимся разрывам в каждой точке пространства реконструировать ориентировку осей напряжений, породивших эти разрывы;

– по известным в каждой точке пространства напряжениям определить ориентировку и тип разрывов, которые могут возникнуть вследствие действия этих напряжений.

Полевые исследования проводились в юго-восточном крыле зоны на территории республики Тыва, в бассейне р. Бедий (правый приток р. Хамсара). Работы включали выполнение исследований в пределах отдельных элементарных объемов горного массива (обнажений) с реконструкцией параметров полей напряжений и последующим обобщением полученных данных по всей площади исследований.

Район расположен на самом северо-востоке Куртушибинско-Хамсаринской [Кудрявцев, 1966] структурно-фациальной зоны Тувы. Здесь широко развиты нижнепалеозойские интрузии гранитов и диоритов, прорывающие нижнекембрийские отложения, представленные андезитовыми порфиритами и их туфами с редкими линзами вулканогенно-осадочных пород и известняков. Вся толща нижнепалеозойских пород в свою очередь прорывается порфировидными девонскими гранитами (рис. 1). В верховьях р. Бедий эта толща по зоне Кандатского разлома (один из элементов зоны Главного Саянского разлома) контактирует с докембрийскими кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами Восточно-Саянского антиклинория. Сама зона разлома наблюдался в обнажениях по руч. Бабушкин (правый приток р. Бедий). Единый сместитель разлома не фиксируется. Нарушение представлено зоной дробления и милонитизации мощностью 50-70 м, в северном крыле которой на протяжении 100-150 м прослеживается зона интенсивно дислоцированных и смятых кристаллических сланцев. Нарушенная зона здесь имеет широтное простирание с крутым южным падением.

В целом, весь район насыщен тектоническими разрывами различных пространственных ориентировок и самых разных структурных уровней: от трещин прототектонической отдельности и зеркал скольжения до крупных тектонических швов.

Помимо разномасштабных разломов и тектонических трещин господствующего северо-западного и широтного простирания, в районе имеются многочисленные поперечные разрывы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. На отдельных участках эти разрывы играют существенную роль в геологической структуре (рис. 2). Как правило, это разрывы небольшой протяженности и амплитуды. Их сместители четко выражены и сопровождаются зонами милонитизации (до 0,1-0,2 м) и рассланцевания.

Среди разрывных нарушений мезорегионального уровня преобладают крутопадающие разрывы двух пространственных ориентировок: северо-восточные (аз. пад.320°∠75°) и северо-западные – субширотные (аз. пад.15°∠65°). Менее распространены сместители трёх других ориентировок: аз. пад.265°∠80°, аз. пад.355°∠65-70°, аз. пад.150°∠75° (рис. 3, а). На локальном уровне преобладают разрывы северо-западных простираний. Статистический анализ на сетке стереографических проекций ориентировок замеренных (более 400) зеркал скольжения, позволил выделить следующие основные системы тектонических сколов: аз. пад.10°∠80°, 220°∠70°, 210°∠40°, 255°∠65-70° (75°∠85°) и 110°∠75-80° (рис. 3, б).

Кинематика разрывов определялась по смещениям маркеров в качестве которых использовались многочисленные в районе дайки кислых и основных пород, разнообразные жилы (рис. 4). При отсутствии надежных маркёров направления смещений определялись по различным морфологическим элементам на поверхности зеркал скольжения – по уступам, шелушению, утонению и т.п. Было установлено, что среди тектонических сколов различных структурных уровней преобладают сдвиги либо сбросо (взбросо)-сдвиги. Лишь по незначительной части разрывов северо-западных ориентировок были отмечены сбросы или взбросы (штрихи ориентированы близко к линии падения). По остальным северо-западным и субширотным разрывам были зафиксированы провосдвиговые смещения.

Северо-восточные и субмеридиональные разрывы в большинстве своём являются левыми сдвигами, реже – левыми сбросо (взбросо)-сдвигами.

Реконструкции локальных полей тектонических напряжений были выполнены более чем в 30 элементарных объёмах горного массива, в породах разного возраста (от протерозоя до девона) и петрографического состава. Восстановленные поля характеризуются существенной изменчивостью своих основных параметров – ориентировки осей и вида напряженного состояния (коэффициента μ_σ). Вид напряженного состояния в различных точках меняется от одноосного сжатия до одноосного растяжения (рис. 5, а-г). По ориентировке в пространстве более выдержано положение оси сжатия – σ_3, менее – оси растяжения σ_1.

Суммарное для района поле тектонических напряжений, восстановленное по всей совокупности частных реконструкций, характеризуется следующей ориентировкой осей главных

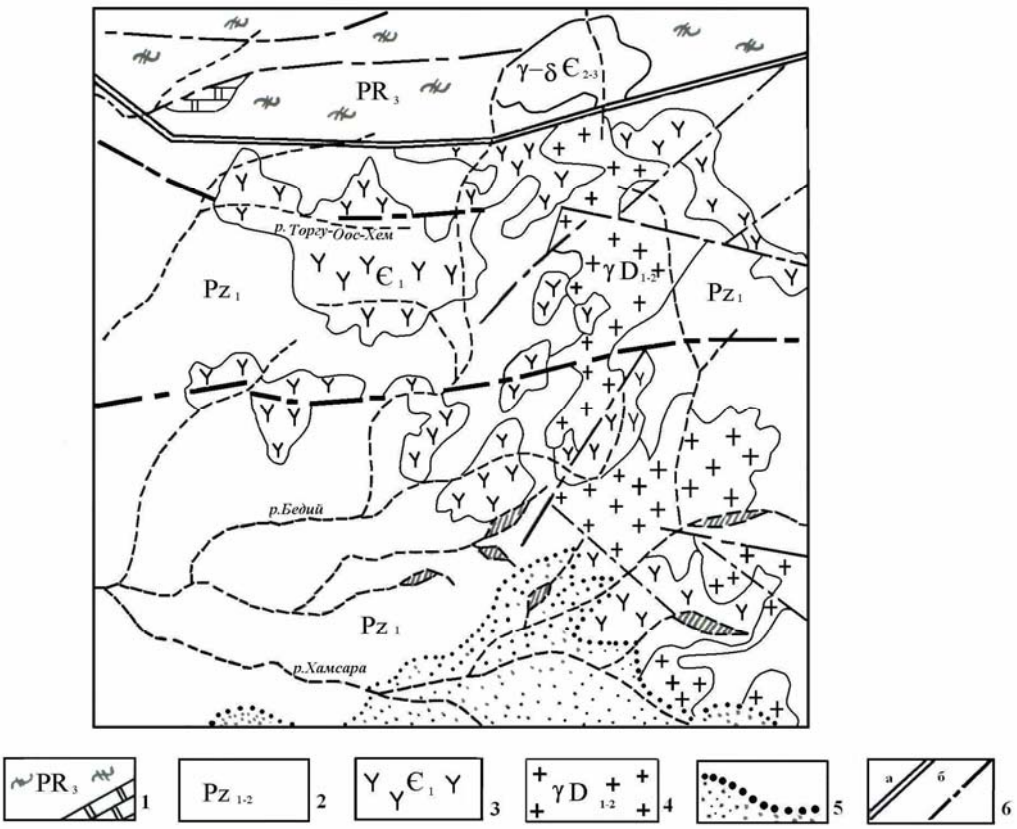


Рис. 1. Обзорная геологическая карта района (выкопировка с геологической карты масштаба 1:1 000 000).

1 – верхнепротерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мрамора; *2* – нижнепалеозойские диориты и граниты; *3* – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы $Є_1$; *4* – раннедевонские граниты; *5* – четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; *6* – тектонические разрывы: Кандатский разлом (*а*), разломы более низкого структурного уровня (*б*)

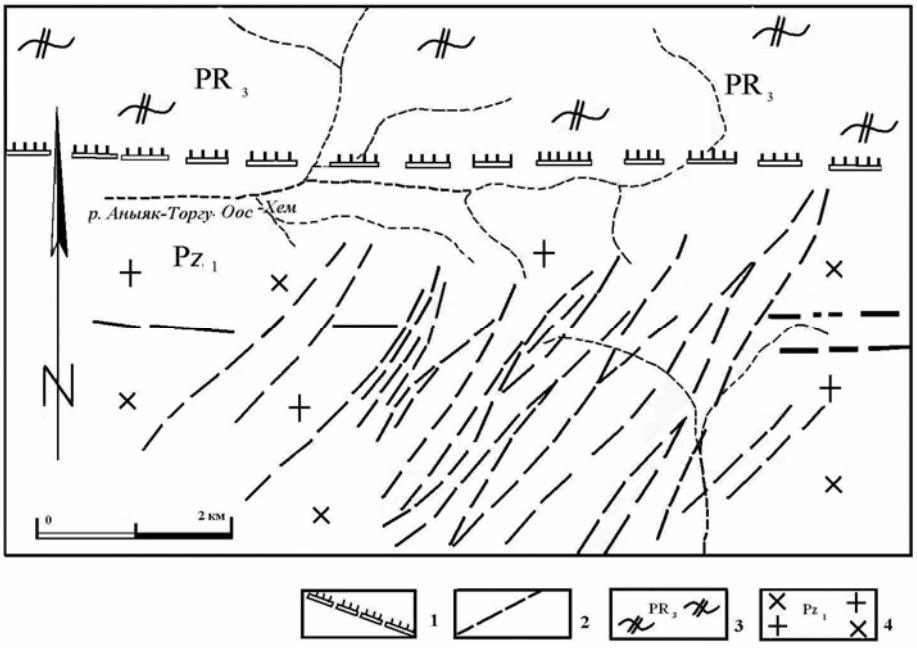


Рис. 2. Тектоническое строение южного крыла Кандатского разлома (выкопировка с геологической карты масштаба 1:50000).

1 – сместитель Кандатского разлома; *2* – тектонические разрывы более низкого структурного уровня; *3* – кристаллические сланцы PR_3; *4* – граниты и диориты PZ_1

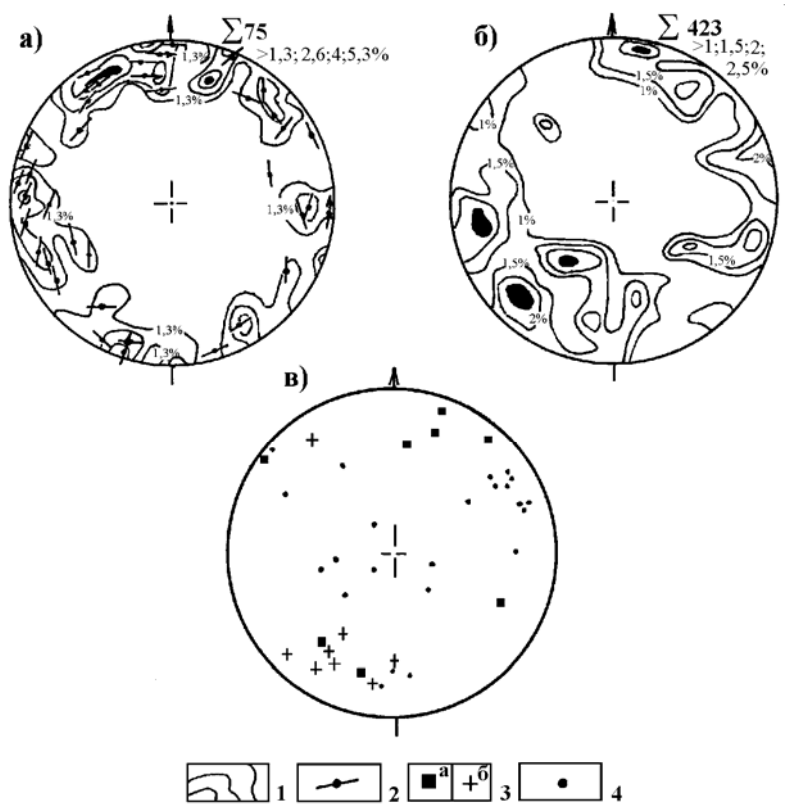


Рис. 3. Стереограммы ориентировок трещинно-разрывных структур (*а* – крупных тектонических разрывов и швов, *б* – зеркал скольжения) и даек магматических пород (*в*).

1 – изолинии плотности распределения полюсов разрывов; *2* – полюса разрывов с установленным вектором смещения висячего крыла; *3* – полюса даек: диабазов (*а*), гранит-порфиров (*б*); *4* – полюса жил (аплитовых, кварцевых и кварц-карбонатных)

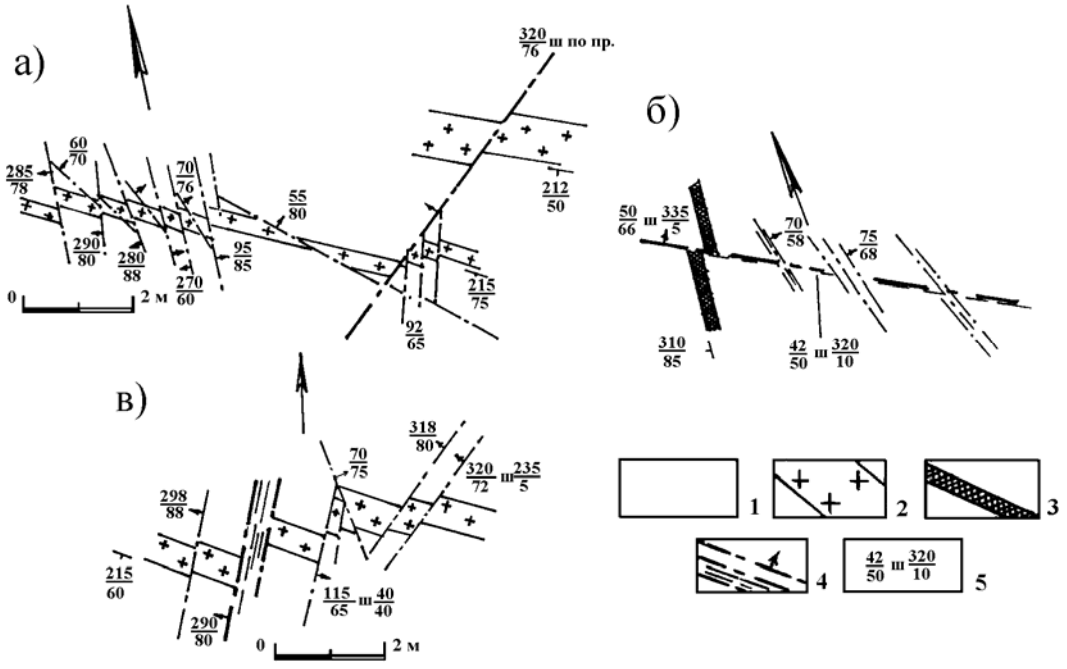


Рис. 4. Кинематика тектонических разрывов района (зарисовки обнажений в пойме р. Шыйлашканыг–Хем.

1 – вмещающие породы (диориты PZ_1); *2* – дайки гранит-порфиров D_{1-2}; *3* – кварц-карбонатная жила; *4* – тектонические разрывы; *5* – элементы залегания сместителей и штрихов скольжения на их стенках : числитель – аз. пад, знаменатель – угол падения

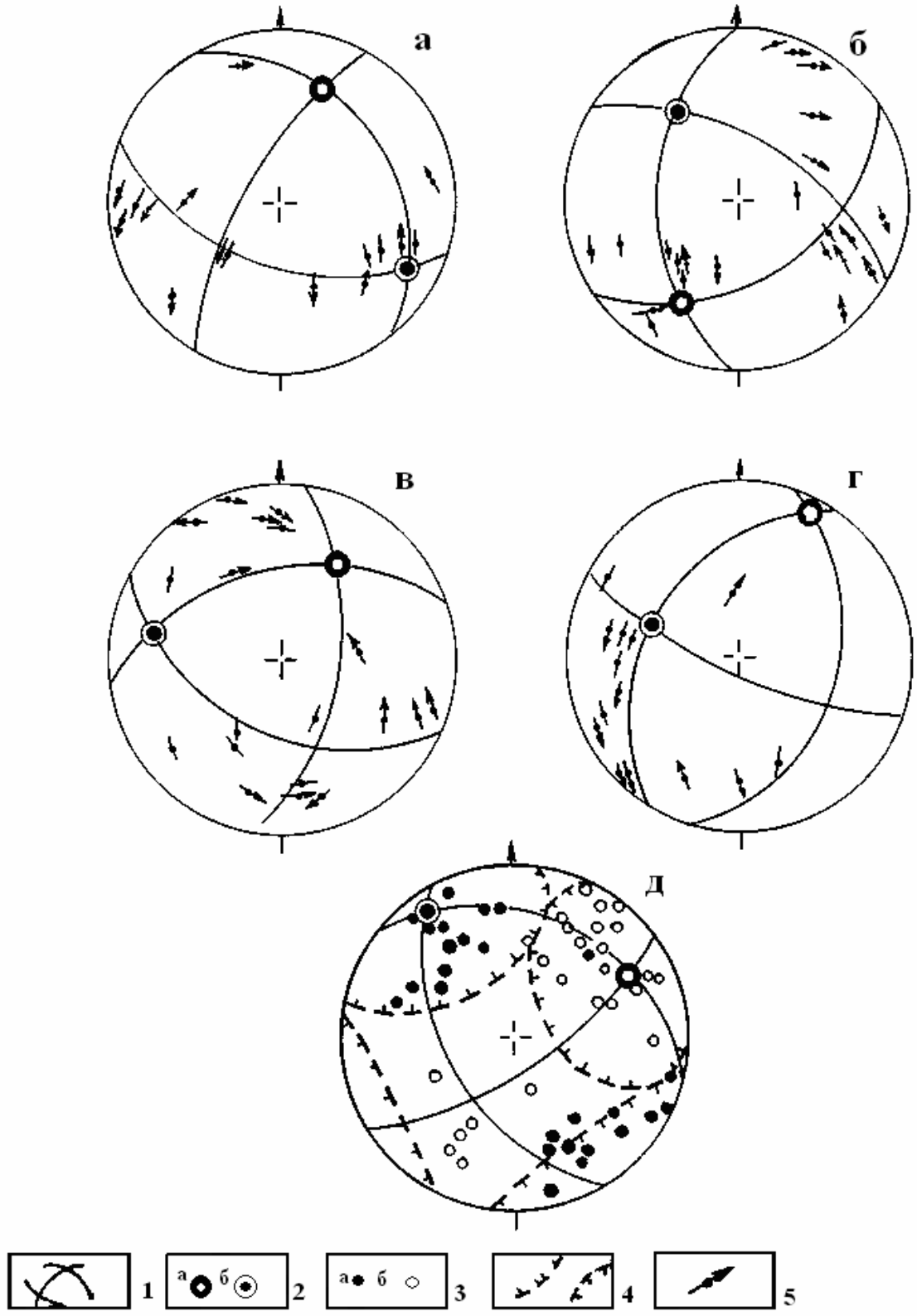


Рис. 5. Реконструкции палеотектонических полей напряжений: *а-г* – примеры реконструкций в локальных объёмах горного массива; *д* – поле мезорегионального уровня.

1 – Плоскости действия главных нормальных напряжений; *2*, *3* – оси главных нормальных напряжений: σ_1(*а*) и σ_3 (*б*); *4* – конические поверхности, ограничивающие области концентрации осей одного типа; *5* – полюса тектонических разрывов и направление вектора смещения висячего крыла

нормальных напряжений: для оси растяжения σ_1 – аз. пад.242°∠30°; для оси сжатия σ_3 – аз. пад.145° ∠15; для оси промежуточных напряжений σ_2 – аз. пад.34°∠56° (рис. 5, д).

Подтверждением правильности выполненной реконструкции пространственного положения осей, могут служить данные об ориентировке даек и жил магматических пород, которые обычно отождествляются со структурами растяжения (трещинами отрыва). Так, основная масса полюсов этих образований концентрируется в северо-восточном и юго-западном секторах стереограммы (рис. 3, в). В этих же секторах расположена и реконструированная по кинематике сколов ось растяжения σ_1.

Геологический возраст восстановленного поля определяется по самым молодым породам, в которых замерялись тектонические сколы, т.е. он, скорее всего, после- или позднедевонский. Однако есть все основания полагать, что возраст этого поля может быть значительно моложе.

Учитывая близгоризонтальное положение и ориентировку реконструированных осей главных нормальных напряжений σ_3 и σ_1, а также ориентировку самого Главного Саянского разлома, в восстановленном поле он должен характеризоваться провосдвиговыми смещениями.

Косвенным доказательством правосдвиговой кинематики Саянского разлома могут служить морфологические особенности строения самой зоны разлома. Основные продольные (северо-западной ориентировки) разрывы: Точерский, Эхегольский, Бирюсинский, Канский, Манский [Берзин, 1967], расположены кулисообразно относительно усреднённого простирания оси этой зоны и формируют в плане правый ряд кулис, что характерно для правых сдвигов. Они могут интерпретироваться как синтетические или R-сколы. Сопряженные с ними структуры соизмеримого масштаба – антитетические или R′-сколы, для района не характерны.

Но на более низком структурном уровне, особенно в крыле основной зоны разломов (см. рис. 2, 4), они широко распространены. Это зафиксированные нами многочисленные разломы субмеридиональной и северо-восточной ориентировок, по которым надёжно устанавливаются левые сдвиги. В подобной структурной интерпретации широтные разломы (Китойский, Жомболонский, Кандатский и отдельные широтные фрагменты самого Главного Саянского разлома), могут рассматриваться как P-сколы с правосдвиговой кинематикой. Т.о. вся Восточно-Саянская полоса разломов представляет собой крупномасштабную зону скалывания, связанную с правосдиговым смещением крупных блоков земной коры и характеризуется полным парагенезисом основных деформационных элементов, свойственных сдвиговым зонам.

Как свидетельствуют личные наблюдения авторов и литературные источники подобный характер тектонического поля напряжений и подобная кинематика крупных разломов северо-западной ориентировки прослеживаются на значительной территории в полосе между 40 и 50 параллелями [Пейве, 1961; Расцветаев, 1966; Смишко, 1985; Kortschemagin und a., 1996]. Правые сдвиги фиксируются для Чу-Илийской, Джалаир-Найманской зон разломов в Центральном Казахстане, по зоне Таласо-Ферганского разлома на Северо-Западном Тянь-Шане, вдоль Главным разломом Центрального Копет-Дага, в Донбассе по зонам Центрально-, Южно- и Северо-Донецких разломов. При этом указанные структуры имеют длительную и унаследованную историю развития именно как правые сдвиги. Они подновляются на разных этапах тектонической активизации и последние сдвиговые смещения по ним датируются уже кайнозоем. Т.е. правые сдвиги по ним – это не отдельный фрагмент их геологической истории, а основная её часть.

В заключении отметим, что Главный Саянский разлом является одним из звеньев глобальной системы правых сдвигов Евразии.

ЛИТЕРАТУРА

Александров В.К., Таскин А.П. Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования // Геотектоника. 1990. № 3. С. 50-58.

Егоров Ю.И. Системы разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья.// Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М.: Наука. 1971. С. 39-48.

Берзин Н.А., Клитин К.А. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды // Геология и геофизика. 1961. № 7. С. 16-25.

Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геол. 1961. № 3. С. 36-54.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Машарина Л.А., Соловенко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР 1978. Т. 240, № 3. С. 669-672.

Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М. Поля

напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и её обрамления (по данным моделирования) // Тектоника Сибири. М.: Наука. 1972. Т. 5. С.204-209.

Хренов П.М. и др. Южное обрамление Сибирской платформы // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР М.: Наука. 1977. С. 30-57.

Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука. 1967. 147 с.

Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 2. С. 461-464.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 943-947.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7-25.

Гущенко О.И. Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связи с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней (на примере Западного Дарваза и сейсмически активных районов Южной Азии). Автореф. дисс.…к.г.-м.н. М.: 1981. 22 с.

Корчемагин В.А., Емец В.С. К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 1. С. 163-168.

Корчемагин В.А. Геологическая структура и поля напряжений в связи с эволюцией эндогенных режимов Донбасса. Дисс.… док. г.-м.н. М.:1984. 304 с.

Кудрявцев Г.А. Основные черты геологического строения // Геология СССР. (Тувинская АССР). М.: Недра. 1966. Т. XXIX, ч. 1. С. 30-45.

Расцветаев Л.М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника 1966. № 3. С. 93-103.

Смишко Р.М. Главные разломы Донецкого бассейна и связанные с ними сдвиги // Геотектоника. 1985. № 2. С. 120-125.

Kortschemagin V.A. und a. Tektonophysikalische Besonderheit regionaler Stőrungen Eurasiens // Zeitschrift fűr geol. Wissenschaft. 1996. № 3/4. S. 335-342.

СООТНОШЕНИЕ СЛОИСТОСТИ И СИСТЕМ СЛАНЦЕВАТОСТИ В ПОРОДАХ СЕРИИ МЫСА ЛАЙЕЛЯ (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ЗЕМЛИ ВЕДЕЛЯ ЯРЛЬСБЕРГА, ЮЗ ШПИЦБЕРГЕН)

Н.Б. Кузнецов

Геологический институт РАН, Москва, kouznikbor@mail.ru

Земля Веделя Ярльсберга (***ЗВЯ***) расположена на западном побережье о. Шпицберген в его южной части – между заливами Белсунд и Хорсунд (рис. 1). В пределах ***ЗВЯ*** область распространения додевонских образований (обычно именуемых – супергруппа Гекла-Хук) разделена гигантским ледником Торреллбриин (Torrelianbreen) на две части – северную и южную.

Центральное место в строении северной части ***ЗВЯ*** занимает относительно просто устроенная негативная складчатая форма СЗ простирания, описываемая обычно как синклинорий мыса Лайеля и выполненная мощным (по некоторым оценкам до 7–9 км) комплексом чередующихся карбонатных песчаников, песчанистых доломитов и поддинговых конгломератов (диамиктитов – весьма выразительных и специфических геологических образований, рассматриваемых большинством исследователей как вендские водноледниковые накопления – тиллиты и тиллоиды). Этот комплекс описан в литературе как толща мыса Лайеля [Dallmann et al., 1990] и расчленяется обычно на несколько более дробных литостратиграфических подразделений. По обе стороны от «синклинория» мыса Лайеля располагаются два крупных антиклинория – антиклинорий Антониобриин (на СВ) и антиклинорий Норд бухты (на ЮЗ) (рис. 1).

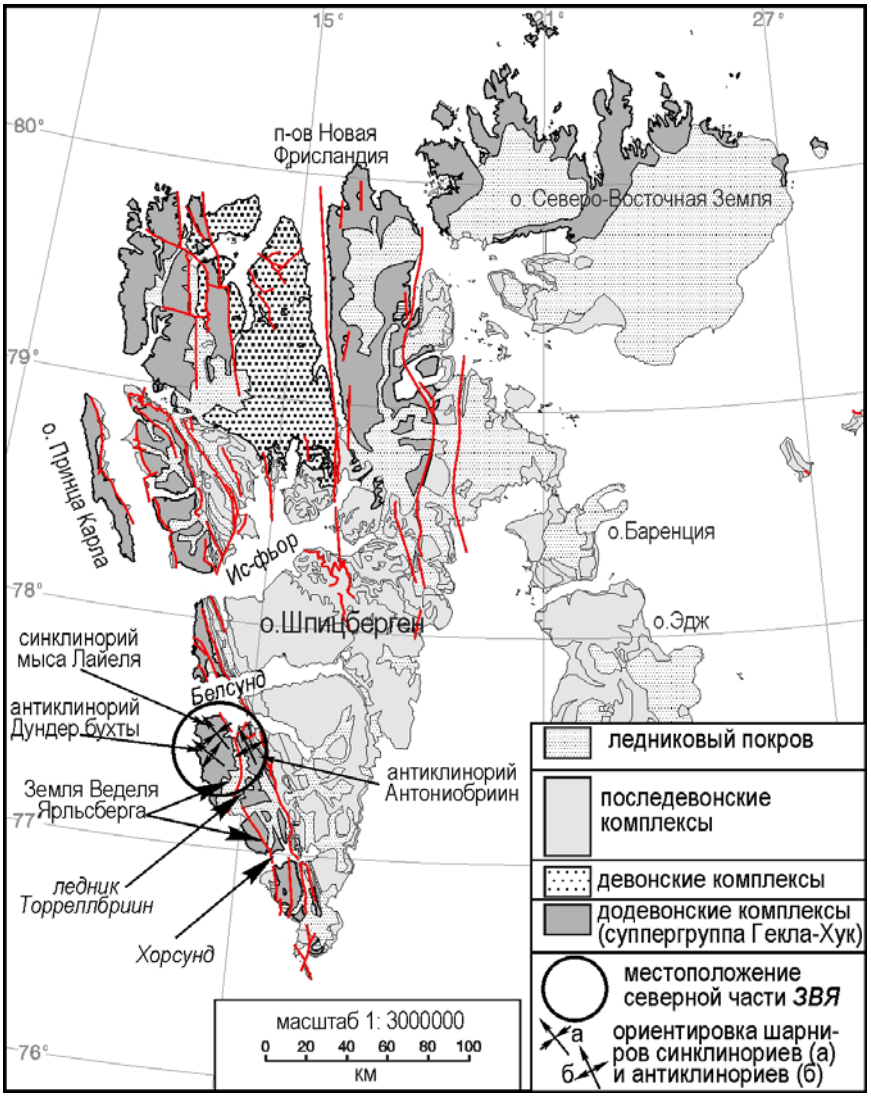


Рис. 1. Принципиальная схема строения архипелага Свальбард, по [Dallmann et al., 1999], с упрощениями и добавлениями

По результатам предшествующих детальных структурных геологических исследований [Decker et al., 1986; Bjornerud et al., 1991], подтвержденных наблюдениями автора, крылья этих крупных складчатых форм осложнены многочисленными мелкими асимметричными СВ-вергентными складками с преобладающим погружением шарниров в СЗ румбах. Летом 2007 г. было проведено дополнительное изучение структурно-геологических характеристик пород толщи мыса Лайеля на восточном крыле и в ядре синклинория мыса Лайеля. В целом, для пород толщи мыса Лайеля очень характерна тонкая полосчатость, обусловленная чередованием карбонатистых и угеродистых полос, соответственно, светлых и темных на выветрелых поверхностях (рис. 2). Многими исследователями ранее эта «полосчатость» интерпретировалась как «сезонная слоистость», что позволяло рассматривать породы толщи мыса Лайеля как довольно слабо тектонически переработанные образования. Дополнительным подтверждением слабой тектонической переработки пород этой толщи служили примеры того, что разноразмерные обломки (класты) в диамиктитах часто ведут себя как недеформированные тела, в которых сохраняются ненарушенными первичные седиментогенные и биогенные структуры и текстуры (рис. 3).

Рис. 2. Тонкая полосчатость в породах толщи мыса Лайеля, выраженная в чередовании темных и светлых полос, интерпретируемая обычно как «сезонная слоистость»

Проведенное автором дополнительное изучения внутреннего строения толщи мыса Лайеля показывает, что в диамиктитах этой толщи можно наблюдать (и на это ранее [Decker et al., 1986; Bjornerud et al., 1991] уже обращалось внимание), что класты зачастую весьма существенно деформированы (рис. 4). Кроме того, в тех случаях, когда в породах толщи видна истинная слоистость, обусловленная чередованием пород разной гранулометрии (песчаников и конгломератов), отчетливо видно, как отмеченная выше «полосчатость», интерпретируемая как «сезонная слоистость», под разными углами пересекает границы породных разностей (рис. 5). Это может означать лишь то, что «полосчатость» является вторичной по отношению к слоистости. Наиболее вероятно, что она представляет собой форму выражения сланцеватости, обусловленную относительным обогащением пород углеродистым веществом при растворении их под давлением (перпендикулярном полосчатости) и выносе из породы карбонатного материала. Все это позволяет сделать вывод о том, что породы толщи мыса Лайеля испытали существенные дислокации.

Этот вывод потребовал проведения дополнительного структурного изучения пород толщи мыса Лайеля. В результате этих исследований установлено, что в породах толщи проявлено несколько (не менее двух) разновозрастных систем «сланцеватости» (рис. 6). Ранняя из них (S^1) выражена тонким чередованием карбонатистых и углеродистых полос (ламин), которое ранее интерпретировалось как «сезонная слоистость» в диамиктитах.

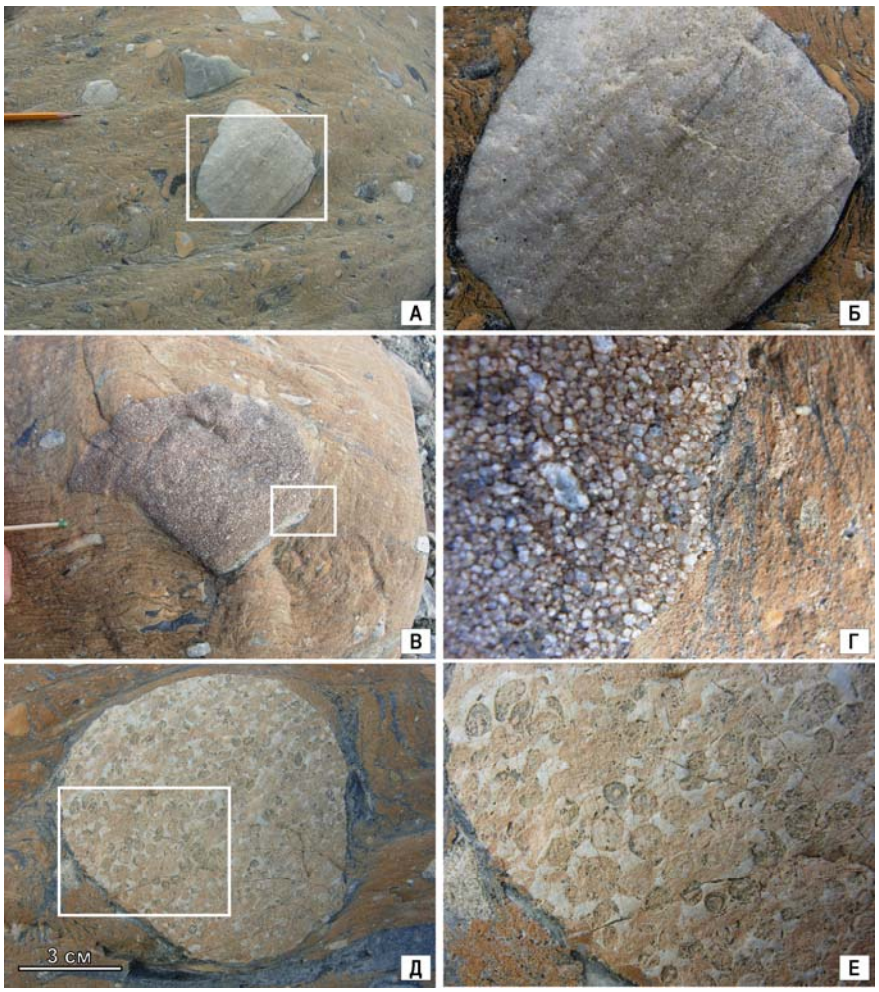


Рис. 3. Примеры недеформированных кластов в диамиктитах толщи мыса Лайеля.

А и *Б* – обломок косослоистого кварцитопесчаника (*А* – общий вид, *Б* – внутреннее строение); *В* и *Г* – обломок грубозернистого красноцветного кварцевого песчаника (В – общий вид, Г – внутреннее строение); *Д* и *Е* – обломок онколитового известняка (*Д* – общий вид, *Е* – внутреннее строение)

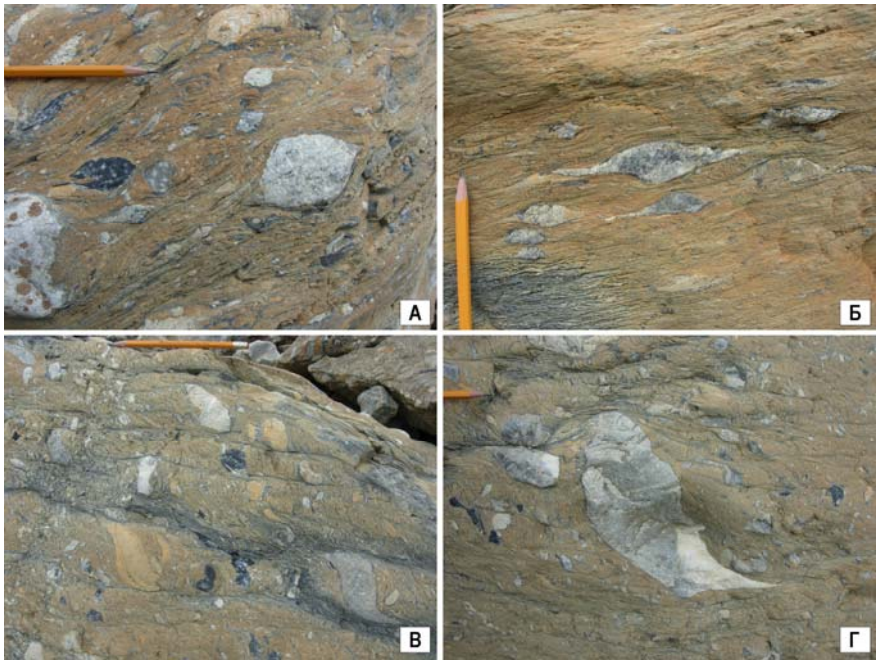


Рис. 4. Примеры деформированных кластов в диамиктитах толщи мыса Лайеля

А – деформированные класты белых кварцитопесчаников и кварцитов, темных и черных известняков; *В* – растянутые обломки перекристаллизованных известняков; *Г* и *Д* – зигзагообразно деформированные класты доломитов, мраморизованных известняков и кварцитов

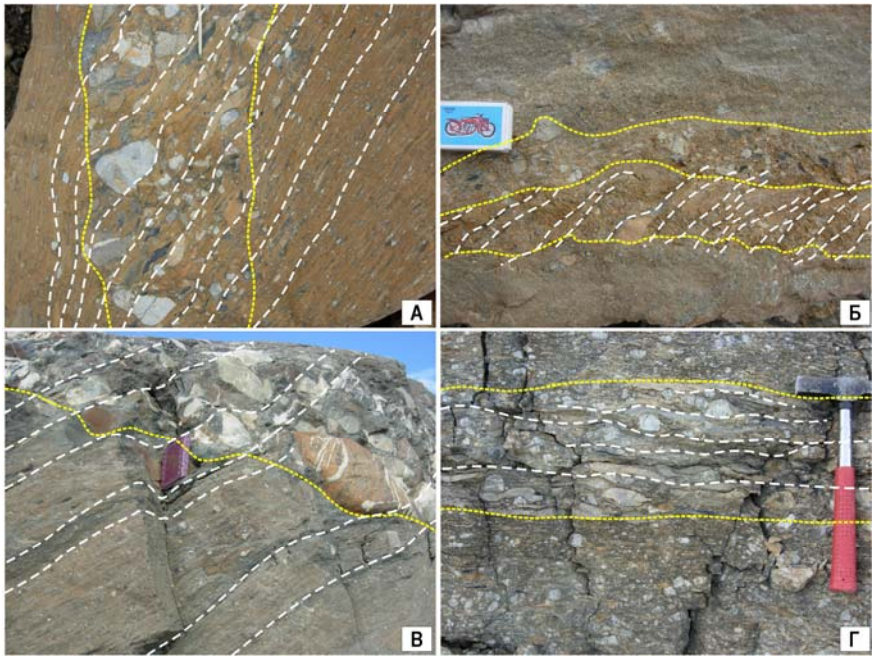


Рис. 5. Примеры несовпадения (*А*, *Б* и *В*) и совпадения (*Г*) пространственной ориентировки полосчатости («кливажа») и слоистости в породах толщи мыса Лайеля

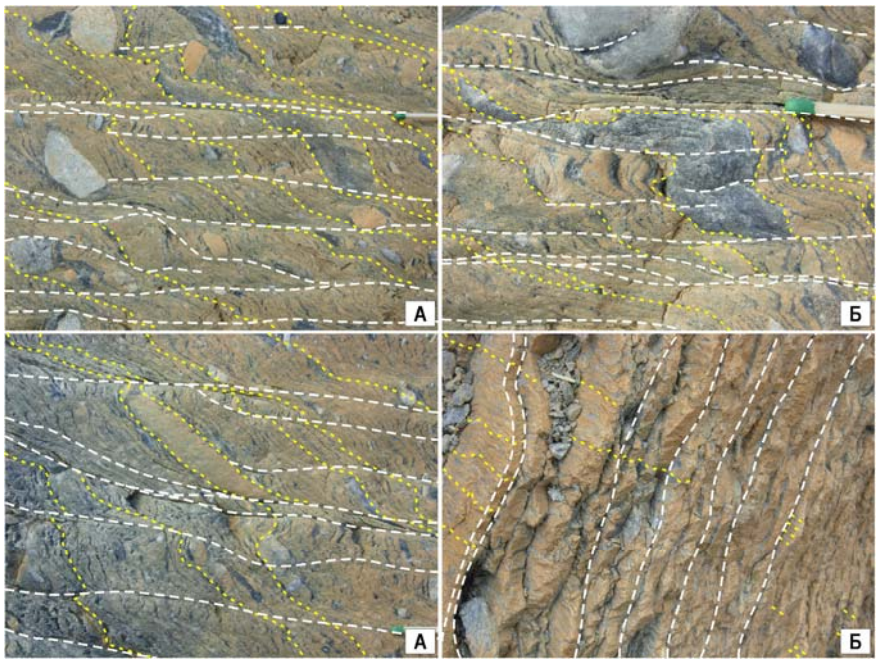


Рис. 6. Примеры характера соотношение раннего (желтый пунктир) и позднего (белый пунктир) кливажа в породах толщи мыса Лайеля

В некоторых случаях пространственная ориентировка поверхностей кливажа и рассланцевания пород (S^1) близко совпадает со слоистостью пород (S^0). В других случаях кливажные плоскости S^1 пересекают поверхность S^0 под разными углами (см. рис. 5). Это может означать, что породы толщи мыса Лайеля смяты в разномасштабные изоклинальные складки (F^1).

Иногда удается видеть, как ранний кливаж S^1 смят в изоклинальные (рис. 7А, Б, В) и асимметричные (рис. 7Г) складки F^2. При этом образуется более поздняя сланцеватость (S^2), которая играет роль «кливажа» осевой плоскости этих складок и пересекает полосчатость пород (S^1) в замках складок F^2. В дополнение отметим, что ранее проведенное изучение геометрических параметров удлиненных (растянутых) галек из конгломератов толщи мыса Лайеля [Bjornerud et al., 1991] и результаты статистической обработки массовых замеров длинных и коротких осей деформированных кластов показали, что направление преимущественного их удлинения ориентированно в направлении СЗ-ЮВ (рис. 8). Учитывая это, а также то, что крылья синклинория мы-

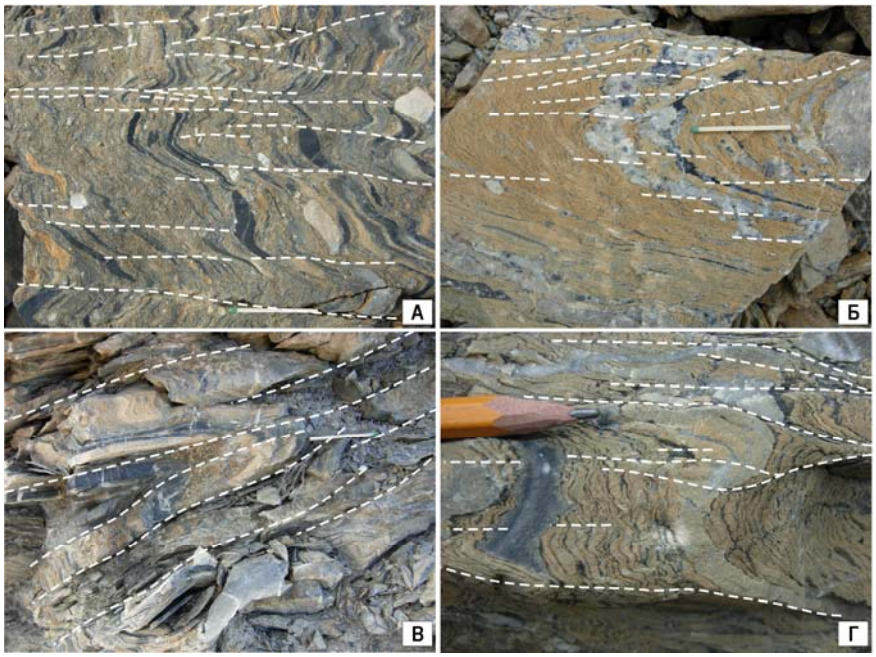


Рис. 7. Примеры пересечения поверхностями позднего кливажа S2 (белый пунктир) замков изоклинальных (*А*, *Б* и *В*) и асимметричных (*Г*) складок (F2), в которые смята полосчатость S1 (ранний «кливаж») пород толщи мыса Лайеля

са Лайеля осложнены многочисленными мелкими асимметричными СВ-вергентными складками с преобладающим погружением шарниров в СЗ румбах, можно заключить, что формирование структуры позднедокембрийских комплексов этой части Шпицбергена произошло в условиях сжатия в направлении ЮЗ-СВ, при СВ направленном тектоническом движении.

Таким образом, все эти наблюдения и основанные на них построения позволяют прийти к выводу о том, что толща мыса Лайеля представляет собой сложно дислоцированный комплекс пород. В нем отмечены несколько (не менее двух) разновозрастных мезоструктурных парагенезов, каждый из которых проявлен образованием каскадов разномасштабных изоклинальных, сопровождающихся кливажем осевой плоскости, деформацией – удлинением, расплющиванием и зигза

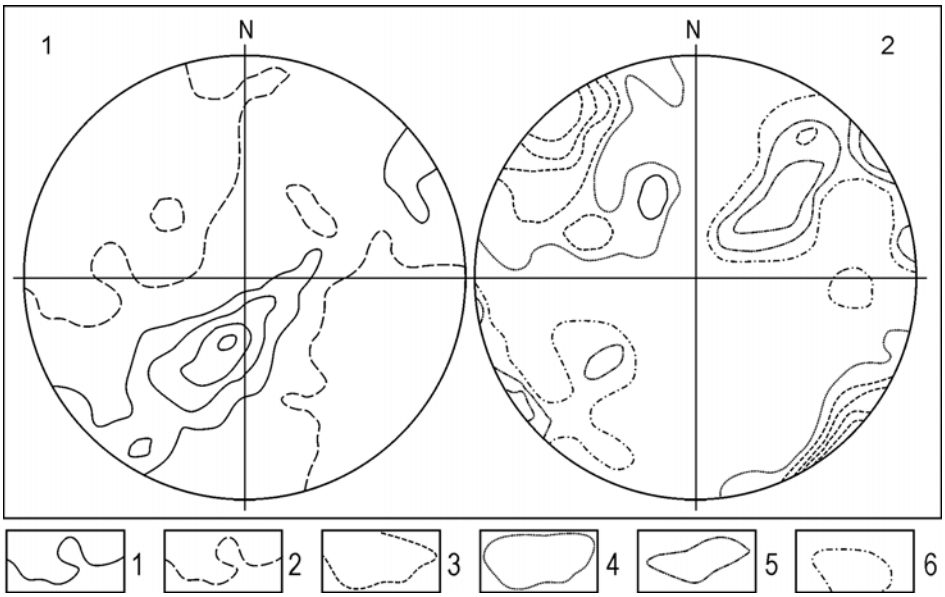


Рис. 8. Стереограммы (нижняя полусфера, равноплощадная проекция), показывающие изолинии концентраций (шаг 2%) пространственных ориентировок структурных элементов позднедокембрийских комплексов севера Земли Веделя Ярльсберга (использованы данные [Bjornerud et al., 1991]).

1 – изолинии концентраций нормалей к слоистости; *2* – нулевая изолиния концентраций нормалей к слоистости; *3–6* – изолинии концентраций замеров длинных (*3*) и коротких (*5*) осей растянутых галек, нулевые изолинии длинных (*4*) и коротких (*6*) осей

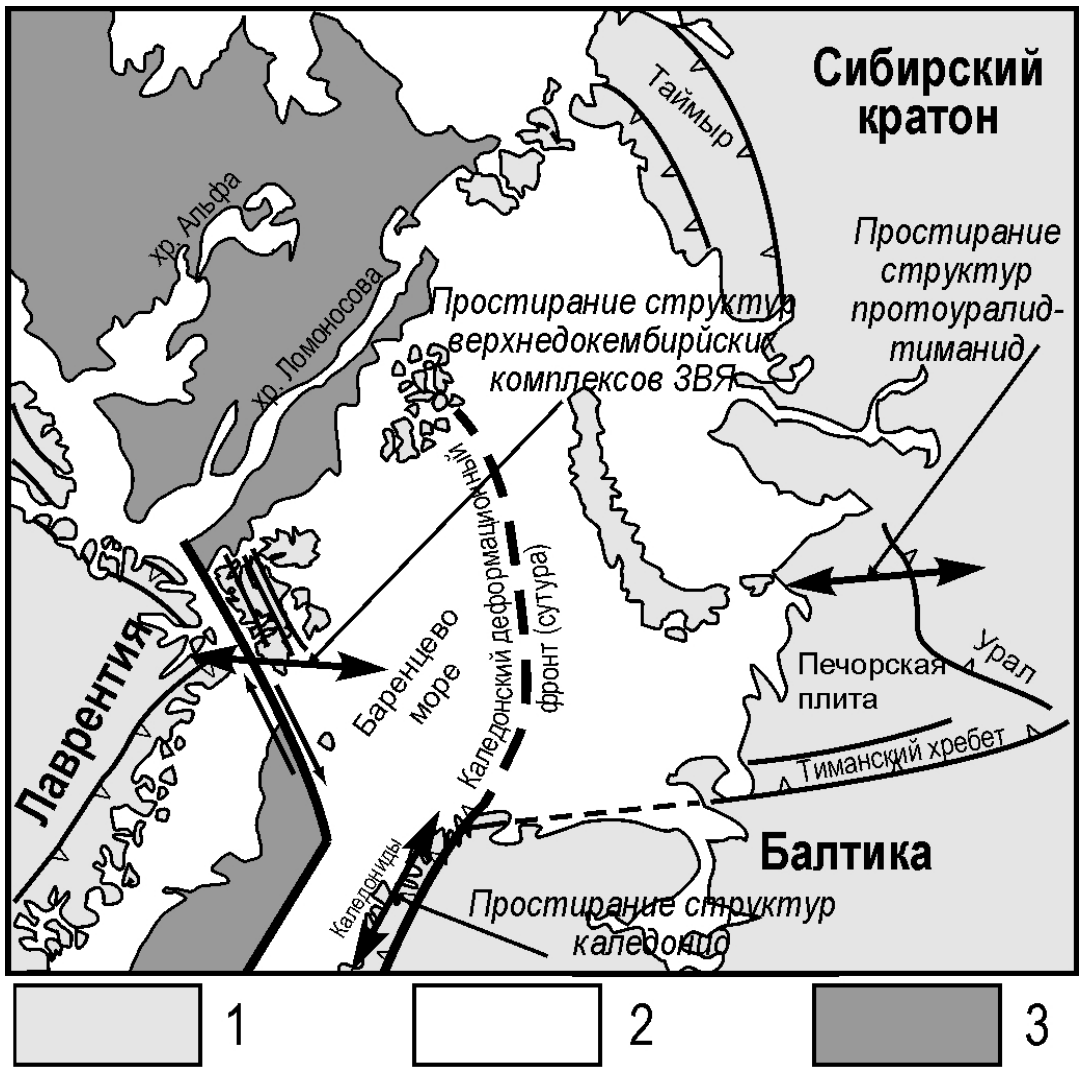


Рис. 9. Положение продолжения фронта Скандинавских каледонид в пределы Баренцева моря на палеотектонической реконструкции для этапа начала раскрытия Евразийского океанического бассейна (примерно 50 млн. лет назад), из работы [Gee, 2005] с упрощениями и незначительными добавлениями автора. В частности, добавлена жирная двусторонняя стрелка, показывающая простирание складчато-разрывных дислокаций позднедокембрийских комплексов Земли Веделя Ярльсберга.

1 – континенты и островная суша; *2* – шельфы и эпиконтинентальные внутренние моря; *3* – океанические котловины и бассейны с корой океанического типа

гообразными деформациями обломков. Это заставляет отказаться от известных представлений [Dallmann et al., 1990] о достаточно простом строении толщи мыса Лайеля и сложенного ею одноименного синклинория, которые являются существенным упрощением, а оценки ее истинной мощности (до 7–9 км) излишне завышенными. Однако выполненных исследований все же недостаточно для того, чтобы обоснованно оценить мощность толщи. Анализ геологической карты [Dallmann et al., 1990] и специальных публикаций [Decker et al., 1986; Bjornerud et al., 1991 и др.], а также собранной автором структурно-геологической информации позволяет с уверенностью говорить о том, что мега- и мезоструктурный «узор», распознаваемый в позднедокембрийских комплексах северной части ***ЗВЯ***, характеризуется простиранием и вергентностью структурных форм (СЗ-ЮВ простиранием шарниров антиклинориев и синклинориев, а также осложняющих их крылья СВ-вергентных асимметричных складок; крупных разломных зон и оперяющих их структур) почти ортогонально ориентированным к предполагаемому продолжению простирания фронта Скандинавских каледонид или, как его еще называют каледонского (Скандинавского) деформационного фронта (Caledonian (Scandian) deformation front) [Gee, 2005]. Такая ориентировка наблюдаемого структурного плана верхнедокембрийских комплексов Земли Веделя Ярльсберга не соответствует структурному плану, который бы следовало ожидать, исходя из простирания фронта Скандинавских каледонид, если бы эти образования слагали каледонские покровы Шпицбергена (были бы каледонидами или фундаментом каледонид).

При этом выявленный в верхнедокембрийских комплексах северной части ***ЗВЯ*** структурный парагенез по простиранию и направлению вергентности сходен с таковым, установленным для протоуралид-тиманид, обнажающихся на юге Южного острова Новой Земли [Кораго и др., 1993] и в нескольких тектонических единицах на Полярном Урале [Кузнецов и др., 2007, Кузнецов, 2008]. С другой стороны, этот структурный парагенез «зеркально симметричен» по отношению к структурным парагенезам, характерным для протоуралид-тиманид Притиманской части фундамента Печорской плиты [Ростовщиков и др., 1999], хр. Канин Камень на полуострове Канин Нос [Lorenz, 2005], а также аналогичных им образований, обнажающихся на п-овах Средний, Рыбачий [Морозов, 2004; Roberts, 1995] и Варангер [Siedlecki, 1980].

Работа выполнена в рамках Программы ОНЗ РАН № 14 «История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики».

ЛИТЕРАТУРА

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Платонов Е.Г. Докембрий Новой Земли // Отечественная геология. 1993. № 2. С. 36-48.

Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Доклады РАН. 2008. Т. 423, № 6. С. 1-6.

Кузнецов Н.Б., Куликова К.В., Удоратина О.В. Структурные особенности протоуралид поднятия Енганэпэ (Полярный Урал) как отражение кембрийской коллизии Балтики и Арктиды // Доклады РАН. 2007. Т. 415, № 1. С. 77-82.

Морозов Ю.А. Пространственно-временные закономерности структурообразования в земной коре (с позиций структурно-парагенетического анализа). Дисс. на соиск. учен. степени доктора геол.-мин. наук. М.: ИФЗ. 2004. РАН. 467 с.

Ростовщиков В.Б., Богданов Б.П., Рассказова Н.Б., Тарасов П.П. Особенности строения докембрийских отложений Тимано-Североуральского региона в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы. Сыктывкар: Геопринт. 1999. Т. III. С. 102-110.

Bjornerud M., Decker P.L., Craddock C. Reconsidering Caledonian deformation in southwest Spitsbergen // Tectonics. 1991. V. 10-1. P. 171-190.

Dallmann W., Hjelle A., Ohta Y. et al. Geological map of Svalbard, Sheet B11G: Van Keulenfjorden, Temakart 15. Norsk Polarinstitutt. Oslo. 1990.

Dallmann W.K., Ohta Y. Elvevold S., Bloeier D. (Eds) Bedrock map of Svalbard and Jan Mayen. Norsk Polarinstitutt. 2002. Temakart No. 33.

Decker P., Craddock C., Bjornerud M. Deformed clasts in the Hecla Hoek succession, Wedel Jarlsberg Land, West Spitsbergen // Geol. Soc. Am. Abstracts. V. 18. P. 285.

Gee D.G. EUROPE/Scandinavian Caledonides (with Greenland). Encyclopedia of Geology. Editors-in-Chief: Richard C. Selley, L. Robin M. Cocks, Ian R. Plimer. Elsevier. 2005. P. 64-74. (http://www.sciencedirect.com/science/ referenceworks/9780123693969)

Lorenz H. Eurasian Arctic Tectonics: Geology of Severnaya Zemlya (North Kara Terrane) and Relationships to the Timanide Margin of Baltica. Acta Universitatis Upsaliensis. Upsala: 2005. 93 p.

Roberts D. Principal features of the structural geology of Rybachi and Sredni Peninsulas, Northwest Russia, and some comparison with Varanger Peninsula, North Norway. In: Roberts D., Nordguluen O. (Eds.), Geology of the eastern Finnmark – western Kola Peninsula region. Nor. geol. unders, 1995. Special Publ. 7. P. 247-258.

Siedlecki S. Geologikal kart over Norge, berggrunnskart VADSO. 1:250 000. Trondheim. 1980.

ВЛИЯНИЕ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА НА СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ТУНКИНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

Ю.И. Кустов

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

Территория юго-западного фланга Байкальского рифта (к западу от впадины озера Байкал) представлена серией межгорных впадин, разделенных одна от другой межвпадинными перемычками, – это Быстринская, Торская, Тункинская, Туранская, Хойто-Гольская, Мондинская впадины. Из всей группы впадин наиболее значительной по площади и мощности осадочного чехла является Тункинская. С севера она ограничена Тункинскими гольцами горно-складчатых сооружений Восточного Саяна, с юга – отрогами хребта Хамар-Дабан. На востоке Тункинская впадина отделена Еловской межвпадинной перемычкой от Торской впадины, а на западе примыкает к кристаллическим породам Ниловского отрога.

Тункинская впадина, как геологическая структура, представлена докембрийским фундаментом из кристаллических пород архей-протерозойского возраста и осадочным чехлом из терригенных пород неоген-четвертичного возраста. В разрезе кристаллических пород архейского возраста выделена слюдянская серия, представленная култукской и харагольской свитами. На северном склоне хребта Хамар-Дабан и в Еловском отроге породы смяты в складки северо-западного простирания и представлены биотитовыми, гранатово-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфиболо-пироксеновыми гнейсами, сланцами и мраморами. Отроги Тункинских гольцов и Ниловской межгорной перемычки, обращенные в сторону впадины, сложены толщей пород иркутной свиты нижне-среднепротерозойского возраста – это известняки мраморизованные, гнейсы, сланцы, известняки кристаллические графитизированные, мраморы, конгломераты; они также смяты в сложно построенные складки субширотного простирания. Породы фундамента прорваны интрузиями биотитовых гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов верхнепротерозойского возраста [Самбург, 1969].

Заполнителем впадины служат осадочные породы терригенного состава (валунно-галечные отложения, пески, глины, песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, бурые угли) неоген-четвертичного возраста, по всему разрезу они пронизаны пластовыми интрузиями и дайками базальтов. Мощность базальтовых включений от 10 до 60 м. Осадочный чехол Тункинской впадины на полную мощность не вскрыт. Скважина 2-о, пробуренная южнее с. Хурай-Хобок (погруженная часть впадины), остановлена бурением при забое на глубине 2117 м, не достигнув фундамента (рис. 1).

Породы фундамента вскрыты в районе пос. Аршан на глубине 40 м (скв. 40) и 380 м (скв. 41). Они представлены темно-серыми известняками нижнепротерозойского возраста доломитизированными, графитизированными. Под корой выветривания кристаллических пород сохраняется и вниз по разрезу усиливается их трещиноватость, проявляется кавернозность; участками отмечается окварцевание. В районе пос. Жемчуг (южная часть впадины), на правом берегу р. Иркут породы фундамента вскрыты на глубине 994 м (скв.1-р Тункинская) и 1056 м (скв. 1-г). На этом участке впадины породы фундамента представлены корой выветривания интрузивных мелкозернистых биотитовых гранитов 2-ой фазы саянского комплекса позднепротерозойского возраста.

На кристаллических породах фундамента в границах впадины залегают породы танхойской (угленосной) свиты миоцена – это глины, алевролиты, пески с двумя прослоями бурого угля; в нижнем горизонте зеленовато-серых глин обнаруживаются обломки кристаллических пород. Мощность свиты около 200 м (скв. 1-р Тункинская). Вещественный состав свиты в сторону центральной части впадины не меняется, но мощность пластов бурого угля увеличивается до 10 м. Над породами угленосной части свиты на востоке впадины и в Еловском отроге залегают оливиновые базальты и долериты. Они образуют ряд маломощных, наслоенных друг на друга покровов, разделенных пузыристыми шлаками красного цвета. По направлению к центральной части впадины от Еловского отрога потоки базальтов перемежаются по разрезу с алевролитами и прослоями песков. Выделенная вулканогенно-осадочная толща, судя по разрезу скважины 2-о Тункинской (с. Хурай-Хабок), достигает 1000 м, а количество пластов – 60. Выше уровня базальтов залегает толща пород, представленная полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и бурого угля; её мощность от 100 до 350 м. Рассматривая танхойскую свиту

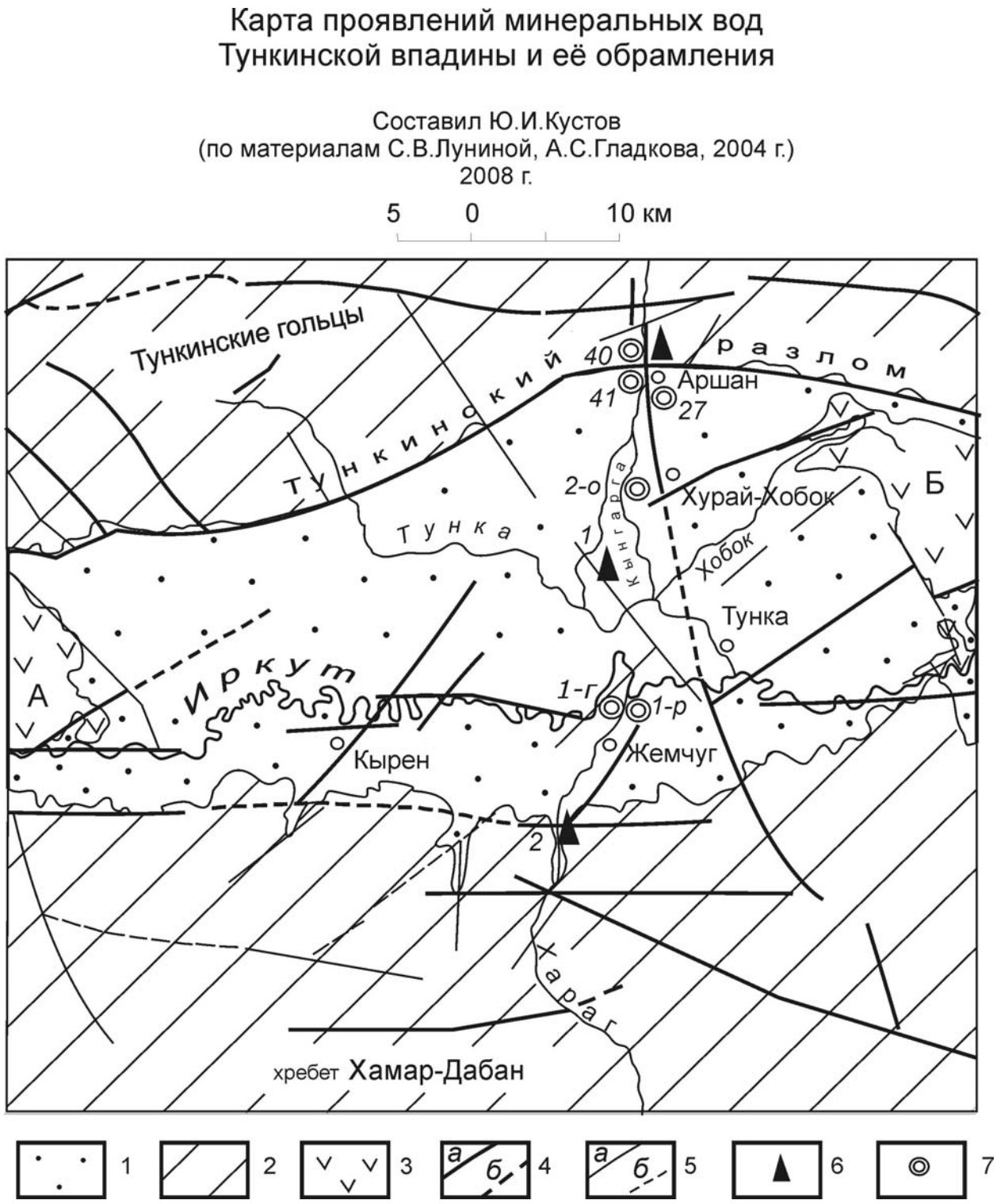


Рис. 1. Карта проявлений минеральных вод Тункинской впадины и её обрамления.

1 – терригенные отложения осадочного чехла впадины; *2* – кристаллические породы горно-складчатого обрамления; *3* – кристаллические породы межвпадинных перемычек: *А* – Ниловская, *Б* – Еловская; *4* – Разлом региональный: *а* – установленный, *б* – предполагаемый; *5* – разлом локальный: *а* – установленный, *б* – предполагаемый; 6 – источник подземных минеральных вод; 7 – скважина, которой вскрыты минеральные воды, и её номер

в целом, в ней выделены толщи пород: угленосная нижняя, вулканогенно-осадочная средняя и угленосная верхняя.

На породах танхойской свиты согласно залегают породы аносовской свиты плиоцена, представленные разнозернистыми песками и пластами песчаников, конгломератами и конглобрекчиями. При продвижении в сторону Еловского отрога размеры зерен песков и песчаников увеличивается; мощность в центральной части впадины достигает 500 м. Терригенные отложения четвертичного возраста и современные пред-

ставлены глинами, песками, галькой, гравием, валунами, слагающими различные формы рельефа.

Внутреннее поле впадины можно разделить на две части. Западная – это обширный куполообразный массив из плейстоценовых песков, получивший название Бадар. Массив Бадар, окруженный болотистыми низинами, южной своей частью примыкает к пойме р. Иркут [Флоренсов, 1960]. Восточная – протягивается до отрогов Еловской перемычки и представлена болотистой равниной с многочисленными озерами, песчаными грядами и небольших размеров холмами из вулканических шлаков. Абсолютные отметки поверхности поймы р. Иркут, который является главной естественной дреной Тункинской впадины, составляют 720-722 м. Абсолютные отметки вершин горных сооружений на севере достигают 3200 м, а на юге – 2600 м.

На основе анализа данных структурных и тектонофизических исследований для региона Тункинского рифта составлена карта его разломно-блокового строения [Лунина, Гладков, 2004]. На территории Тункинской впадины основными структурными элементами являются установленные разломы субширотного и субмеридионального направлений. Первые ограничивают впадину по её северной и южной границам, а разломы субмеридионального направления пересекают её территорию с севера на юг и делят впадину на блоки. Наиболее интересным является субмеридиональный разлом по линии Аршан – Улан-Горхон. Положение нанесенных на Тункинский фрагмент этой карты известных водопунктов минеральных вод позволяет объяснить их проявление с разломом субмеридионального направления и на глубине (см. рис. 1).

На севере в районе пос. Аршан, где происходит пересечение рассматриваемого разлома с субширотным отрезком зоны Тункинского разлома, на левом берегу р. Кынгарги выявлен Аршанский источник минеральных вод – это углекислые холодные воды с минерализацией 3.5 г/дм^3, по ионно-солевому составу сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые [Ломоносов и др., 1977]. На этой площади разведано месторождение углекислых минеральных вод, но в скважинах, пробуренных на правом берегу р. Кынгарги южнее линии субширотного Тункинского разлома на глубинах 650-700 м (метаморфические породы фундамента), углекислые минеральные воды имеют температуру 44-45°С (рис. 2). Следует заметить, что скважинами, пробуренными на левом берегу р. Кынгарги восточнее субмеридионального разлома (по нему заложена долина р. Кынгарги), температура вскрытых на тех же глубинах минеральных вод достигала всего 25°С [Кустов, Сонголов, 2005]. Это подтверждает не только наличие тут разлома, но и положение его в приповерхностной части разреза – по руслу р. Кынгарги.

Южнее с. Хурай-Хобок, в пределах центральной части впадины, пробуренной скважиной 2-о вскрыт разрез терригенных отложений неогена, разделенных на две свиты по наличию в их составе пластов каменного угля, и перекрытых четвертичными отложениями. В процессе бурения скважины водопроявления отмечены на глубинах 1504 м и 1897 м. Выявленные интервалы насыщены водами слабосолеными с величиной минерализации 1.3-1.5 г/дм^3, соответственно. Ионно-солевой состав вод гидрокарбонатный натриевый (табл. 1).

Установлено явное отличие в составе растворенных газов исследованных вод. В водах отложений аносовской свиты ниже 1504 м в составе растворенных газов азот (65 об.%) преобладает над метаном (27 об.%), а в водах отложений танхойской свиты ниже 1897 м уже метан (76 об.%) преобладает над азотом (24 об.%), что связано, очевидно, с наличием в разрезе танхойской свиты пластов каменного угля. Влияние же рассматриваемого субширотного разлома на изученный по скважине гидрогеологический разрез, скорее всего, можно связывать с высокой температурой вскрытых вод (37°С на глубине 1504 м) при наличии в районе многолетнемерзлых пород до глубины 100 м.

Третий участок, где обнаруживается прямая связь рассматриваемого субмеридионального разлома с подземными водами, но через серию мелких разломов, расположен на правом берегу р. Иркут вблизи пос. Жемчуг. Здесь пробурено две скважины. Скважиной 1-р терригенные породы осадочного чехла вскрыты на полную мощность на глубине 994 м. В его разрезе, в интервале 731-798 м выявлено водопроявление – дебит при фонтанировании составил 8 л/сек; вода с минерализацией 1.2 г/дм^3 по ионно-солевому составу гидрокарбонатная натриевая. В составе растворенных газов метан (60 об.%) преобладает над азотом (33 об.%), температура воды на устье 38°С [Ломоносов и др., 1977]. Породы кристаллического фундамента в интервале 994-1026 м – безводны.

Скважиной 1-г, пробуренной на расстоянии 100 м от скважины 1-р, терригенные породы чехла впадины тоже вскрыты на полную мощность (глубина 1056 м). При исследовании вскрытого разреза установлено, что гидрогеологические условия по скважине 1-г несколько отличны от таковых по скважине 1-р. В процессе

Таблица 1. Ионно-солевой состав минеральных вод гидрогеологических объектов Тункинской впадины и её горноскладчатого обрамления

Номер на карте; местоположение водопункта	Исследователь; дата; интервал опробования, м	T,^{0}C pH	Форма выражения анализа: мг/дм^3 мг-экв % мг-экв								Сумма ионов, мг/дм^3
			Катионы				Анионы				
			K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	
источник курорт Аршан	Силин-Бекчурин А.Н. 1935 г.	8.8 6.1	107.8 4.69 10.45		607.0 30.29 67.51	120.3 9.89 22.04	–	38.0 1.07 2.38	413.8 8.61 19.19	2145.7 35.19 78.43	3432.6
скв. 35 (40), курорт Аршан	Кустов Ю.И., 13.09.03 г. 49-115 м	13.8 6.20	26.2 0.67 1.24	174.3 7.58 14.08	657.3 32.80 60.91	155.6 12.80 23.77	0.75 0.04 0.07	60.27 1.70 3.08	649.1 13.51 24.46	2440.8 40.00 72.39	4164.32
скважина 41, курорт Аршан	Кустов Ю.И., 13.09.03 г. 438-596 м	44.5 6.55	26.6 0.68 1.31	174.3 7.58 14.72	609.2 30.4 59.02	156.3 12.85 24.95	1.70 0.09 0.17	59.56 1.68 3.26	654.1 13.62 26.40	2208.9 36.2 70.17	3890.66
скважина № 2-р у д. Хурай-Хобок	Повышев А.С., 1956 г. 1897-1909 м	8.0* -	367.3 15.98 90.23		8.02 0.40 2.26	16.17 1.33 7.51	–	40.25 1.14 6.43	8.23 .0.17 0.96	994.30 16.41 92.61	1434.27
источник Кой-марский	АнкудиноваГ.А. 09.09.1951 г	4.0 -	18.30 0.78 16.88		46.00 2.30 49.98	18.60 1.53 33.20	–	2.80 0.08 2.10	15.20 0.32 8.44	204.6 3.35 89.46	305.50
скважина № 1-г, д. Жемчуг	Кустов Ю.И., 24.07.02 г. 1052-1093 м	54.5 7.0	28.3 0.72 1.15	980.0 42.63 67.94	55.11 2.75 4.38	202.5 16.65 26.53	0.57 0.03 0.05	985.6 27.80 43.87	35.39 0.74 1.17	2123.0 34.80 54.91	4410.5
скважина № 1-р Тункинская, д. Жемчуг	Кустов Ю.И., 24.07.02 г. 731-798 м	39.0 8.15	2.0 0.05 0.34	304.0 13.22 89.51	25.05 1.25 8.46	3.04 0.25 1.69	0.10	77.99 2.20 14.10	след	817.7 13.40 85.84	1229.9
источник Хон-гарульский	Борисенко И.М. 26.03.88 г.	6.0 7.85	2.46 0.06 1.46	2.21 0.10 2.43	37.07 1.85 45.01	25.54 2.10 51.10	0.3 0.02 0.45	1.8 0.05 1.14	92.18 1.92 43.64	140.34 2.41 54.77	309.7

бурения интервалов 770-776 м и 882-890 м отмечались слабые газопроявления (в скв. 1-р на этом уровне разреза выявлено интенсивное водопроявление). Обводненность разреза установлена в подошве чехла, в интервале 972-986 м, сложенным песчаниками танхойской свиты миоцена. Опробование этого интервала выполнено с использованием испытателя пластов. Расчетный статический уровень составляет +1 м, приток воды – 2.1 л/сек, температура воды 40°С. К сожалению, данных о газовом и ионно-солевом составе воды нет. При бурении пород фундамента в интервале 1056-1093 м (гнейсы амфиболовые и гранито-гнейсы) отмечен излив воды из скважины. Статический уровень на отметке +18 м, дебит скважины 6.2 л/сек (динамический уровень +1.3 м), температура воды +54.4°С. Газ, насыщающий воду, представлен двуокисью углерода (CO_2 92 об.%), минерализация 4.8 г/дм^3, а ионно-солевой состав воды хлоридно-гидрокарбонатный магниево-натриевый.

Различный характер гидрогеологических условий вскрытого разреза рядом пробуренных скважин (1-р и 1-г) определяется наличием между ними тектонического разлома. Об этом можно судить по разнице в отметках фундамента – 62 м, мощности его коры выветривания (8 м в скв. 1-р против 0.8 м в скв.1-г), наличию в скважине 1-г интенсивной трещиноватости пород фундамента и разному составу минеральных вод (газовый, ионно-солевой и микрокомпонентный).

Наличие в пределах межгорных впадин разломов разных направлений, обуславливающих образование блоков, затрудняет латеральное движение подземных вод. Разломно-блоковая система в Тункинской впадине (бассейне) способствует образованию на локальных участках (Аршан, Жемчуг) скоплений подземных вод с различным газовым, ионно-солевым составом и интенсивностью водопроявлений.

Гидрогеохимический разрез юго-западного фланга зоны Байкальского рифта

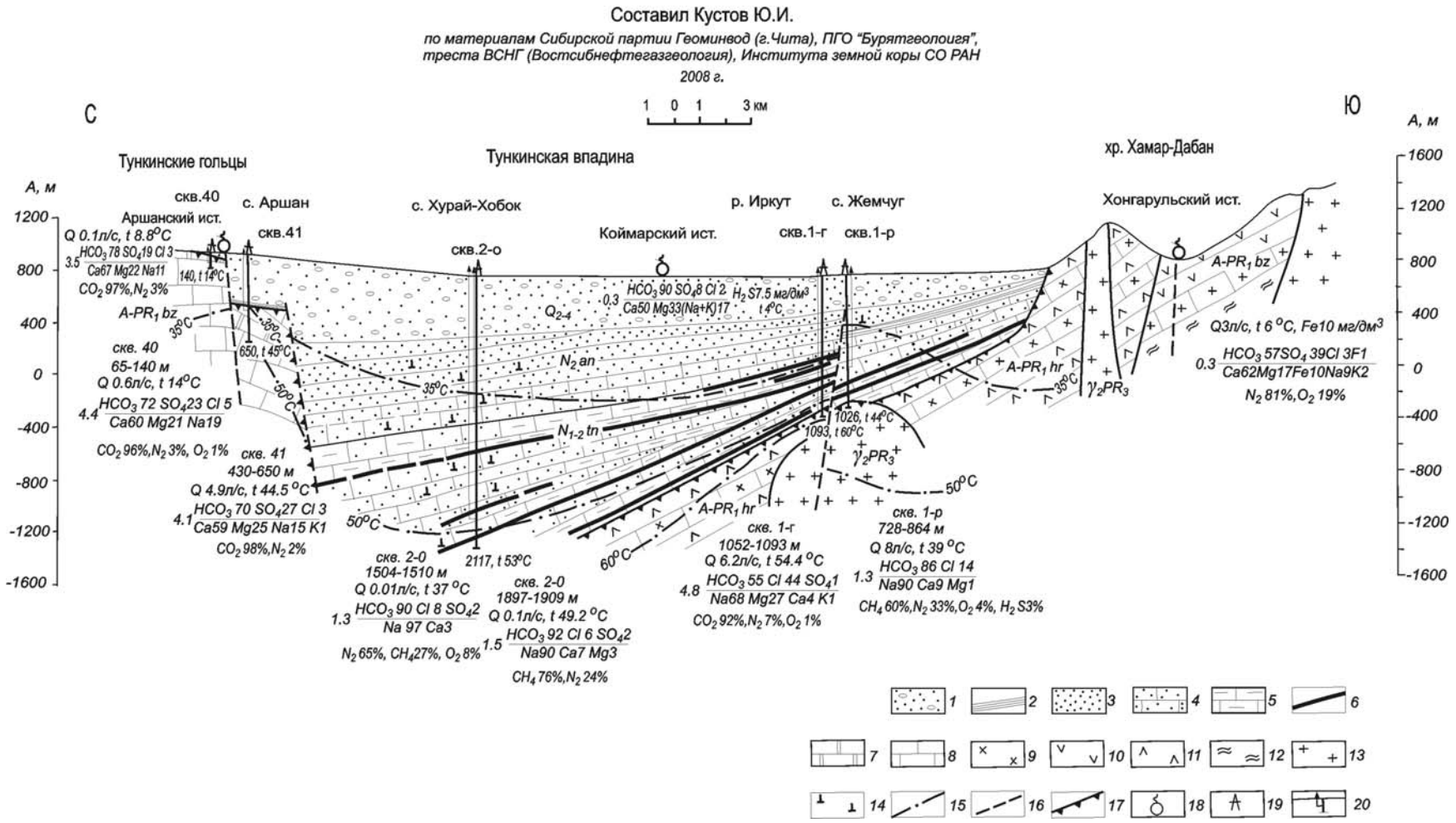


Рис. 2. Гидрогеохимический разрез юго-западного фланга зоны Байкальского рифта.

1 – валунно-галечные отложения; *2* – глина; *3* – песок; *4* – песчаник; *5* – алевролит; *6* – каменный (бурый) уголь; *7* – известняк графитизированный; *8* – известняк доломитизированный; *9* – мрамор; *10* – гнейсы биотитовые; *11* – гнейсы амфиболовые; *12* – сланцы кристаллические; *13* – граниты; *14* – базальты; *15* – изотерма; *16* – тектонический разлом установленный (*а*), предполагаемый (*б*); *17* – контакт осадочных пород чехла и кристаллических пород фундамента; *18* – источник подземных минеральных вод; *19* – скважина; *20* – положение пьезометрического уровня вскрытого скважиной водопроявления

ЛИТЕРАТУРА

Самбург А.Л. Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Саянская, м-б 1:200 000, лист М-48-I. Объяснительная записка. М.: ВАГТ МГ СССР. 1969. 89 с.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1960. 258 с.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура Тункинского рифта – отражение процесса косого растяжения // Доклады АН. 2004. Т. 398. № 4. С. 516-518.

Ломоносов И.С., Кустов Ю.И., Пиннекер Е.В. Минеральные воды Прибайкалья. Иркутск: Иркутское книжн. изд-во.1977. 223 с.

Кустов Ю.И., Сонголов В.И. Гидроминеральная база курорта «Аршан-Тункинский» и использование её компонентов в практических целях // Сибирский медицинский журнал. 2005. № 8. С. 86-90.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РИФТОВЫХ ВПАДИН ПРИБАЙКАЛЬЯ

О.В. Лунина[1], *Н.Н. Неведрова*[2], *А.С. Гладков*[1]

[1] – Институт земной коры СО РАН, Иркутск, lounina@crust.irk.ru
[2] – Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, NevedrovaNN@ipgg.nsc.ru

ВВЕДЕНИЕ

В течение нескольких лет группа сотрудников лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН целенаправленно проводила исследования разломно-блокового строения земной коры крупных суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны и ближайших к ней депрессий Западного Забайкалья [Лунина, Гладков, 2004; 2007; 2008 и др.]. Указанные территории мы, вслед за Н.А. Флоренсовым, для краткости, относим к Прибайкалью (рис. 1). В ходе работ было показано, что отложения впадин даже в приповерхностной части чутко реагируют на тектонические подвижки кристаллического фундамента, о чем свидетельствуют деформации плиоцен–четвертичных пород различного состава от тонкозернистых супесей и суглинков до слабосцементированных валунников и галечников, обнажающихся в естественных выходах (рис. 2). Возможность использования разных методических приемов для обработки данных о деформациях, замеренных в таких отложениях, открыло перспективы для картирования активных разломов во внутренних частях впадин, определения их кинематики, реконструкции поля тектонических напряжений позднекайнозойского возраста, а также для выявления следов древних землетрясений. Параллельно сотрудниками лаборатории электромагнитных полей Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН проводились геоэлектрические исследования глубинного строения Прибайкальских впадин [Санчаа и др., 2004; Эпов и др., 2007; Неведрова и др., 2007 и др.]. Цель настоящей работы – обобщить полученные разными методами данные о тектоническом строении рифтовых бассейнов и показать эффективность их применения при картировании разломов во впадинах, перекрытых чехлом рыхлых отложений.

Методика. Исследование тектонического строения земной коры впадин и их горного обрамления проводилось путем картирования и изучения разрывных нарушений полевыми геолого-структурными и тектонофизическими методами с привлечением морфотектонического анализа рельефа. Главными результатами этих работ явились карты разломно-блокового строения земной коры. Геоэлектрическое изучение глубинного строения депрессий было выполнено на основе полевого материала, полученного методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) с применением генераторной линии размером до 16 км. Шаг между пунктами ВЭЗ в среднем составлял 2 км. Интерпретация материалов с применением программ двумерного и трехмерного моделирования позволила получить количественные оценки электрических параметров и мощности геологических комплексов. Последние в свою очередь дали возможность выделить и обосновать сложные тектонические структуры, в том числе и разломы, а также построить схемы поверхности кристаллического фундамента впадин.

Результаты. При комплексных исследованиях было установлено, что одни и те же разрывные нарушения, откартированные с поверхности, обнаруживаются в фундаменте впадин и/или проявляются в чехле осадочных отложений на глубине. Приведем несколько примеров, иллюстрирующих совпадение разрывных нарушений с геоэлектрическими границами или аномалиями.

В Баргузинской впадине (рис. 1) на фоне явного преобладания дизъюнктивов северо-восточного простирания особое место принадлежит субмеридиональным разломам. Большинство из них выстраиваются в широкую зону между примерно 110° и 110°30′ в.д. (рис. 2, в работе [Лунина, Гладков, 2007]). При сопоставлении результатов глубинных исследований с картой разломно-блокового строения (рис. 3) было обнаружено, что субмеридиональный разлом в центральной части депрессии маркирует границу между основным прогибом фундамента и относительно приподнятым Верхним куйтуном. В геоэлектрическом разрезе он проявляется системой разрывных нарушений мощностью около 10 км, смещающей слои в вертикальном направлении.

Результаты глубинных исследований подтверждают существование еще одного предполагаемого разлома в северной части Баргузинской впадины. В геоэлектрическом разрезе дизъюнктив север – северо-западного простирания

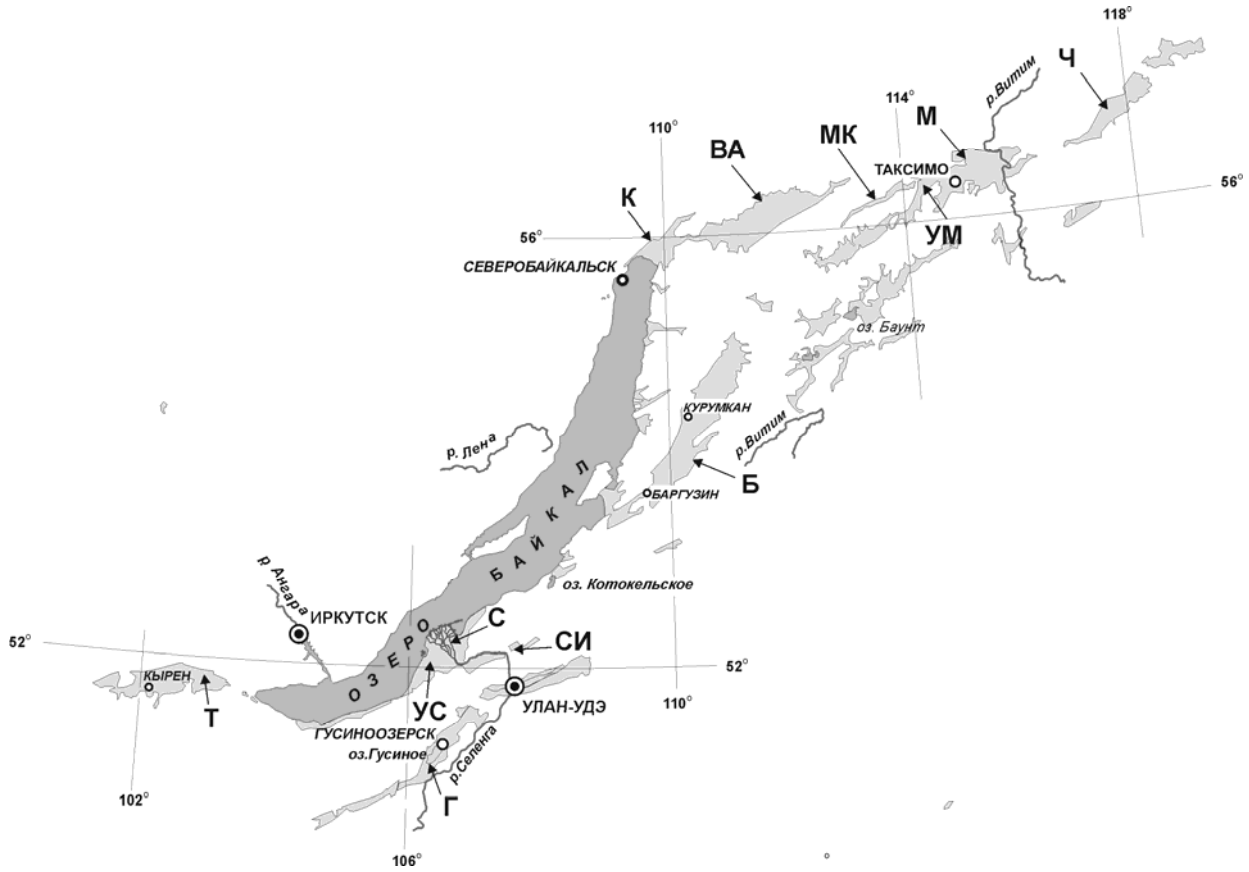


Рис. 1. Район исследований в пределах Прибайкалья. Стрелками и буквами указаны рифтовые впадины, в пределах которых проводились работы. Кайнозойские: Т – Тункинская; С – Селенгинская; Б – Баргузинская; К – Кичерская; ВА – Верхнеангарская; МК – Муяканская; М – Муйская; УМ – Улан-Макитская; М – Муйская; Ч – Чарская. Мезозойские: УС – Усть-Селенгинская, СИ – Селенгино-Итанцинская; Г – Гусиноозерская

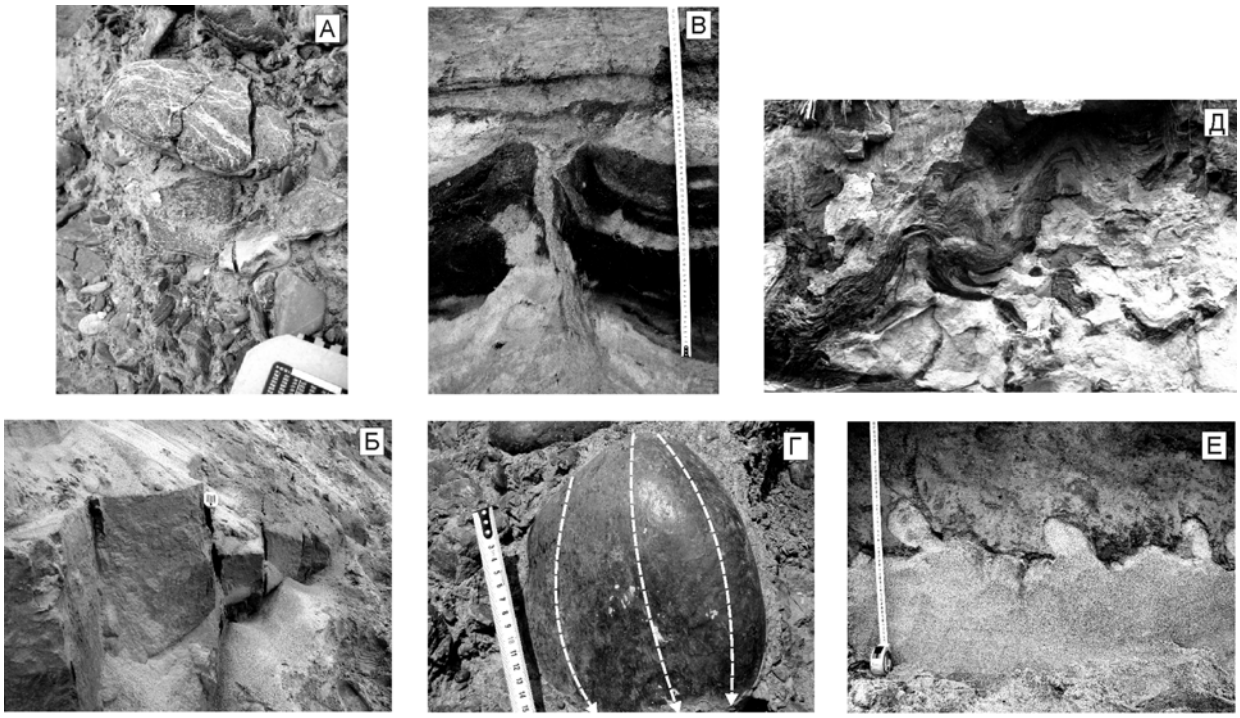


Рис. 2. Примеры тектонических деформаций плиоцен–четвертичных пород, сформированных в хрупких (*А–Б*), хрупко-пластичных (*В–Г*) и пластичных (*Д–Е*) условиях: *А* – трещины в валунно-галечных отложениях; *Б* – трещины в суглинках; *В* – инъекционная дайка песка, прорывающая слой палеопочв; *Г* – штрихи на поверхности гальки; *Д* – складки палеопочв в суглинках и песках; *Е* – структуры сейсмитов (внизу пески, выше суглинки)

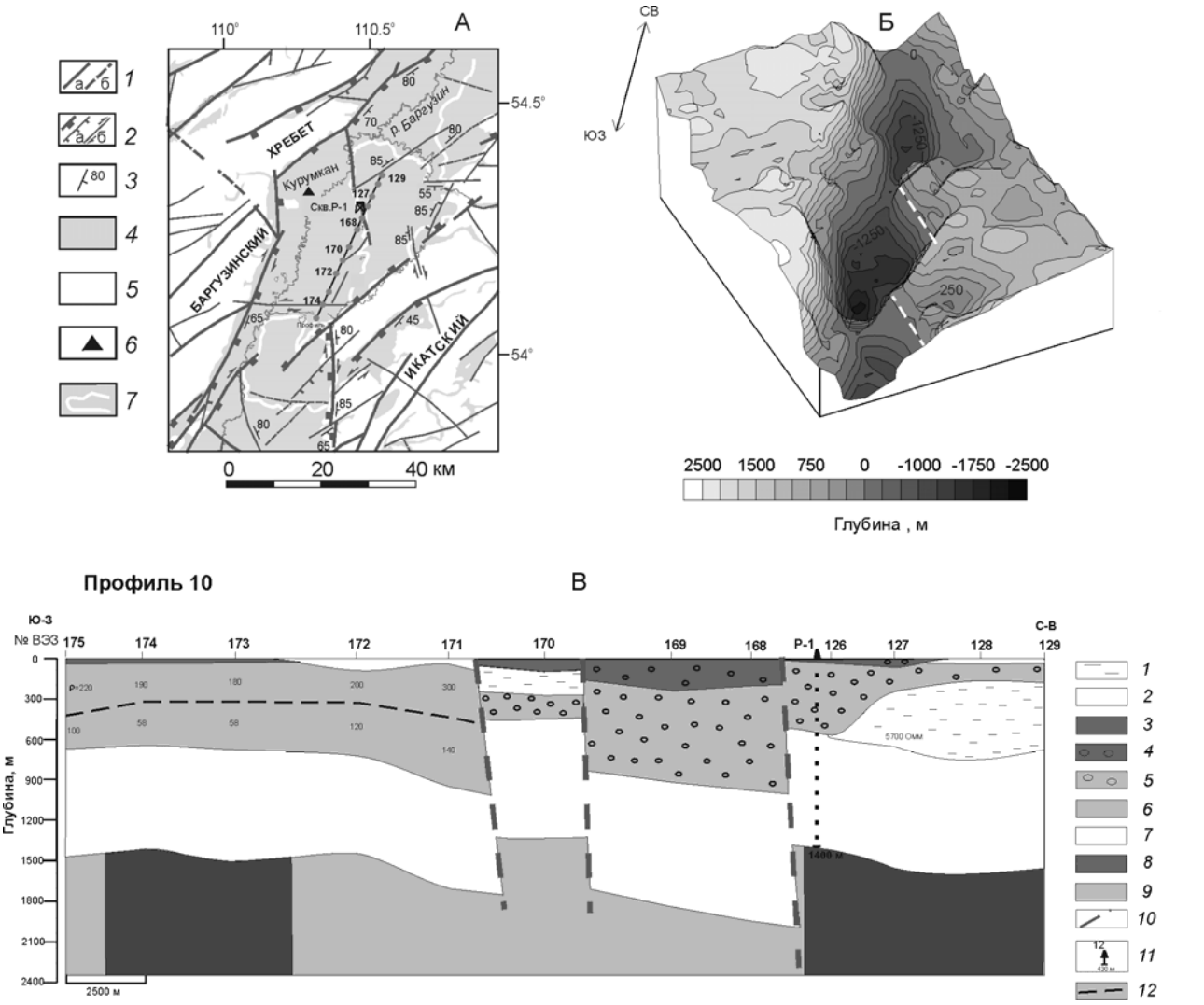


Рис. 3. Проявление субмеридиональной системы разломов в центральной части Баргузинской впадины (*А*) в рельефе поверхности кристаллического фундамента (*Б*) и геоэлектрическом разрезе по профилю 10 (*В*). Положение профиля и номера пунктов ВЭЗ показаны на фрагменте карты разломно-блокового строения (*А*).

Условные обозначения к рис. *А*: *1* – достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*) региональные разломы; *2* – сбросы (*а*) и сдвиги (*б*); *3* – направление и угол падения разлома; *4* – впадины, заполненные кайнозойскими осадками; *5* – выходы кристаллического фундамента; *6* – населенный пункт; *7* – границы куйтунов.

Условные обозначения к рис. *В*: *1* – породы с прослоями вечной мерзлоты (УЭС 2700-4500 Ом м); *2* – вечная мерзлота (> 5000 Ом м); *3* – четвертичные отложения (300-500 Ом м); *4* – четвертичные отложения с присутствием гравия (1600-2600 Ом м); *5* – верхнеплиоценовые отложения с присутствием галечника (500-1200 Ом м); *6* – (100-600 Ом м); *7* – песчано-глинистый и диатомитовый горизонты среднего плиоцена (10-32 Ом м); *8* – породы фундамента (> 1200 Ом м); *9* – породы фундамента в разломных зонах (< 1000 Ом м); *10* – предполагаемые разломы; *11* – скважина, ее номер и глубина; *12* – геоэлектрическая граница

прослеживается на глубине 1200 м и ниже в породах фундамента по аномальному понижению удельного электрического сопротивления в близвертикальной зоне (рис. 4).

В Муйской впадине (рис. 1) особенности строения геоэлектрического разреза и их корреляции с разломами, установленными по морфо- и геолого-структурным данным можно проследить по отдельным профилям. На профиле I откартированные с поверхности тектонические нарушения приходятся на пункты ВЭЗ 69, 68 и точку между пунктами ВЭЗ 66 и 67 (рис. 5). Дизъюнктивы в этом месте расположены довольно близко друг к другу. По сути, здесь, в районе перемычки между Улан-Макитской и Муйской впадинами они образуют крупный разломный узел пересечения. Именно после пункта ВЭЗ 69 строение геоэлектрического разреза на глубине ниже 1000 м сильно меняется. Весь вертикальный срез земной коры, за исключением линзы промерзших пород, в узле пересечения нескольких разломов между пунктами 69 и 66 обладает существенно более низким сопротивлением, чем породы окружающего пространства.

Профиль II пролегает с запада на восток и находится целиком в Муйской котловине (рис. 5).

На его западном участке мощность осадочного чехла достигает максимума в 3500-4000 м (пункты ВЭЗ 62–65). В пункте ВЭЗ 60 она снижается до 2500 м. Между пунктами ВЭЗ 59 и 60 трассируется два разлома, восточнее которых глубина до фундамента составляет 800 м, что согласуется с близостью горного обрамления Муйской впадины. Следует также отметить, что в восточной части разреза значения удельного электрического сопротивления фундамента снижаются от 10000 Ом м до 1000-3000 Ом м, коррелируя с узлом пересечения разрывных нарушений в районе пункта 58.

Профиль V расположен в юго-восточной части Муйской впадины (рис. 5). За исключением верхней части разреза многолетнемерзлых пород, на большей своей части он отличается пониженным сопротивлением пород. Особенно это характерно для юго-восточной части разреза, где профиль проходит вдоль крупного регионального разлома. В пункте ВЭЗ 87 он пересекается еще одним протяженным тектоническим линеаментом. Именно в указанном месте происходит изгиб слоев и увеличение мощности высокоомных, скорее всего мерзлых пород, что может быть связано с первоначальной обводненностью данного разрывного нарушения.

В целом следует отметить довольно сложное глубинное строение Муйской впадины, обусловленное повсеместным наличием слоев мерзлотных пород различной мощности и многочисленными разрывными нарушениями, осложняющими геоэлектрический разрез. Мощность многолетней мерзлоты на большей ее территории составляет 5-25 м, увеличиваясь до 50-400 м в долинах рек и ручьев.

Мощность осадочного чехла неоднородна и в среднем составляет 2000 м. Вблизи горного обрамления она снижается до нескольких сотен метров. В центральной части котловины мощность осадков, предположительно, достигает 5000 м. Такое увеличение обусловлено, по-видимому, крупными сбросовыми движениями по разломам.

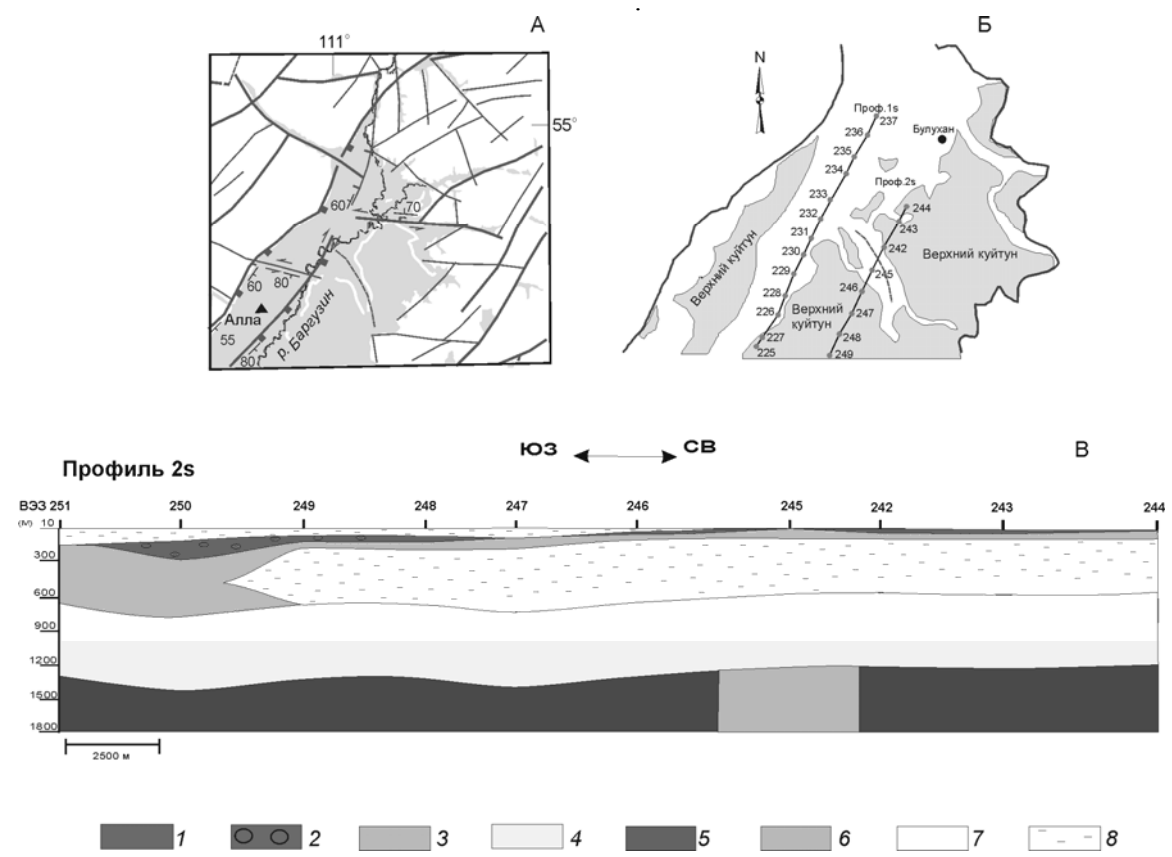


Рис. 4. Проявление север – северо-западного разлома в северной части Баргузинской впадины (*А*) в геоэлектрическом разрезе по профилю 2S (*В*). Положение профиля и номера пунктов ВЭЗ показаны на рис. Б.

Условные обозначения к карте разломно-блокового строения на рис. А см. на рис. 3.

Условные обозначения к рис. В: *1* – четвертичные отложения (УЭС 105–660 Ом м); *2* – четвертичные отложения с присутствием гравия (1020-1700 Ом м); *3* – верхнеплиоценовые отложения (125-400 Ом м); *4* – песчано-глинистый и диатомитовый горизонты среднего плиоцена (72-200 Ом м); *5* – консолидированные породы фундамента (> 3500 Ом м); *6* – породы фундамента (< 1650 Ом м); *7* – вечная мерзлота (> 5000 Ом м); *8* – породы с прослоями вечной мерзлоты (1500-5000 Ом м)

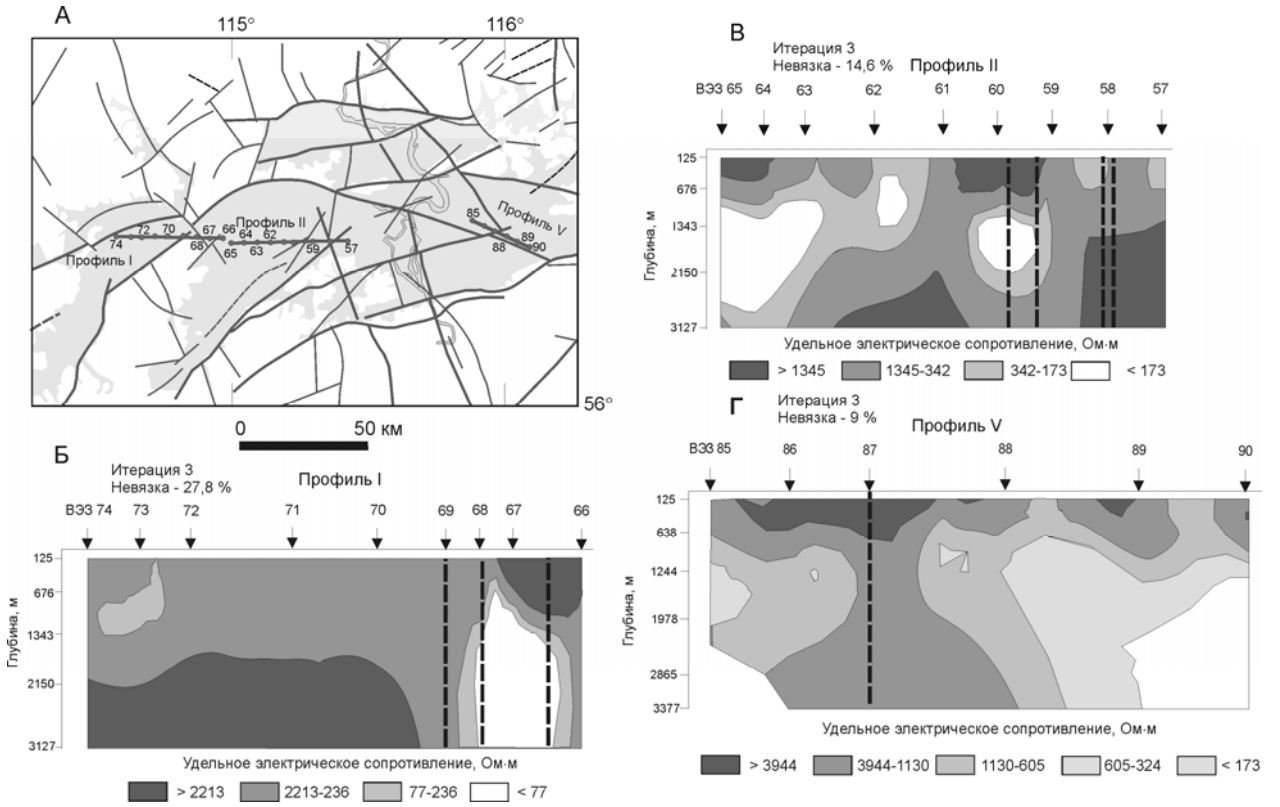


Рис. 5. Проявление разломов в геоэлектрических разрезах (Б-Г) по профилям I, II, V в Муйской впадине. Двумерная инверсия.

Условные к карте разломно-блокового строения на рис. А см. на рис. 3. Пунктиром на рис. Б, В и Г показаны откартированные с поверхности разломы

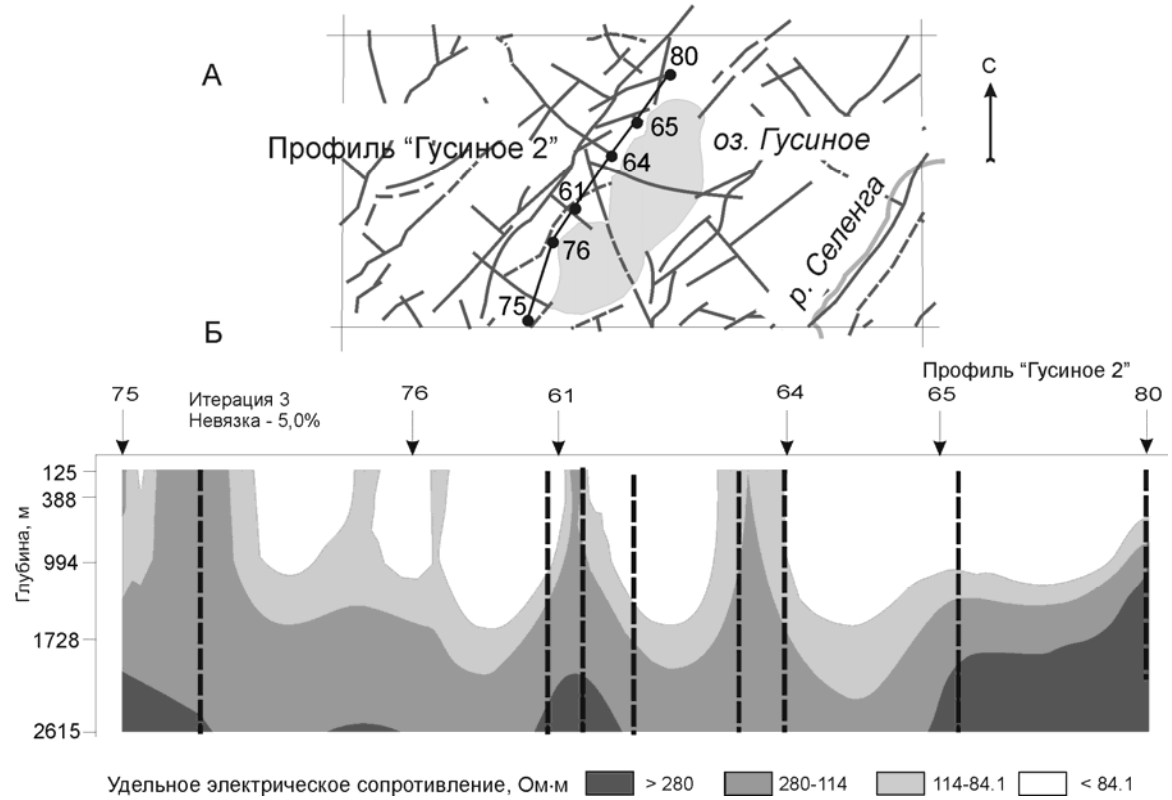


Рис. 6. Проявление разломов в геоэлектрическом разрезе по профилю «Гусиное 2» в Гусиноозерской впадине. Двумерная инверсия.

А – упрощенный фрагмент карты разломно-блокового строения земной коры Гусиноозерской впадины, где серой сплошной линией показаны достоверные разломы, серой пунктирной линией – предполагаемые разломы, сплошной черной линией и точками профиль и пункты ВЭЗ, соответственно. Б – геоэлектрический разрез

По Гусиноозерской впадине позднемезозойского возраста в качестве примера приведем один геоэлектрический разрез, который проходит по берегу озера Гусиное вдоль регионального разлома, обрамляющего впадину с северо-западного борта (рис. 6). По-видимому, отчасти с этим связано пониженное сопротивление слоев вдоль практически всего разреза до глубин 2500 м. На разрез нанесены все пересекающие его разрывные нарушения, откартированные с поверхности по геолого-структурным и морфотектоническим данным. Все они попадают в области резкого изменения простирания слоев с разными значениями УЭС.

ВЫВОДЫ

В результате комплексных геолого-структурных, тектонофизических и геоэлектрических исследований впадин Прибайкалья установлено, что верхняя часть осадочного наполнения кайнозойских и мезозойских впадин нарушена разрывными нарушениями, которые обнаруживаются при изучении и прослеживании деформационных структур типа трещин, конгломератов со следами скольжения, складок, кластических даек и сейсмитов, происхождение которых связано с импульсными или криповыми тектоническими процессами. Учет степени литификации неоген-четвертичных образований и характера распространения деформационных структур вместе с данными о зонах дробления, рассланцевания и трещиноватости в выступах коренных пород позволяет прослеживать активные разломы на значительном расстоянии и, следовательно, качественно картировать разломно-блоковую структуру территорий, перекрытых чехлом рыхлых и слабосцементированных отложений.Разломы, картируемые на земной поверхности во внутренних частях впадин, хорошо коррелируют с изменениями в глубинном строении осадочных слоев и поверхности кристаллического фундамента, проявляясь изгибами их кровли и подошвы, а также зонами более низких значений удельного электрического сопротивления.Хорошее соответствие полученных разными методами результатов, еще больше убеждает нас в правильности интерпретаций положения разломов на составленных ранее картах [Лунина, Гладков; 2004; 2007; 2008 и др.] и позволяет подтвердить тезис о том, что в строении приповерхностной части фундамента и осадочных слоях рифтовых впадин Прибайкалья основную роль играют именно разрывные структуры, а не складчатые. Последние могут быть вторичной деформацией, вызванной смещениями по разломам.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта СО РАН № 6.13, гранта Президента РФ № МК-1323.2007.5, проекта РФФИ № 08-05-98110-р_сибирь_а и Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

Лунина О.В. Гладков А.С. Активные разломы и поля напряжений северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 146-160.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура Тункинского рифта – отражение процесса косого растяжения // ДАН. 2004. Т. 398, № 4. С. 516-518.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и поля напряжений земной коры Баргузинского рифта в позднем кайнозое (Байкальский регион) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 773–787.

Неведрова Н.Н., Суродина И.В., Санчаа А.М. Трехмерное моделирование сложных геоэлектрических структур // Геофизика. 2007. № 1. С. 36-41.

Санчаа А.М., Неведрова Н.Н., Яковлев А.В. Особенности геоэлектрического строения Баргузинской и Тункинской впадин Байкальской рифтовой зоны / Сборник докладов международной научной конференции «Сейсмические исследования земной коры». Новосибирск: Институт Геофизики СО РАН. 2004. С. 465-470.

Эпов М.И., Неведрова Н.Н., Санчаа А.М. Геоэлектрическая модель Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 811-829.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА ДВУМЯ НЕЗАВИСИМЫМИ ГРУППАМИ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ

А.В. Маринин[1], *А. Сейнто* [2]

[1] – Институт физики Земли РАН, Москва, marinin@yandex.ru
[2]– Геологическая служба Норвегии, Тронхейм, aline.saintot@ngu.no

Складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа расположено на западном периклинальном окончании мегантиклинория Большого Кавказа. С севера оно граничит со Скифской плитой, а южнее располагается Закавказский массив (плита). В осевой части сооружение сложено древними палеозойскими и юрскими образованиями, смятыми в складки северо-западного простирания, а крылья слагают молодые отложения мела-палеогена, которые смяты в складки северо-западного и запад – северо-западного (до субширотного) простирания. Складчатые структуры осложнены многочисленными разрывными нарушениями, из которых наиболее выражены зоны северо-западного, субширотного и север – северо-западного простирания. Формирование основных складчатых и разрывных структур Северо-Западного Кавказа связывается с событиями в позднем эоцене, хотя ряд авторов полагают, что главные деформации соответствуют миоценовому времени. Края сооружения обрамляют отложения неогена-антропогена, маркирующие границу с молассовыми орогенными прогибами.

В последние десятилетия в пределах складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа были проведены полевые тектонофизические исследования, направленные на изучение условий формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа и на определение действовавших здесь палеонапряжений. Эти работы нашли отражение в публикациях двух групп исследователей, российской [*Расцветаев и др.*, 1998, 1999; *Маринин*, 2001, 2003] и французской [*Saintot,* 2000; *Saintot, Angelier,* 2002].

Исследования и сбор фактического материала проводились обеими группами по специальным методикам, направленным на определение знака и ориентировки древних и современных напряжений в литосфере. Эти методы используют геологические индикаторы тектонических напряжений (трещины отрыва, трещины скола, зеркала скольжения, стилолиты, жилы и т.д.). Российской группой исследователей был задействован структурно-парагенетический метод анализа «малых» дизъюнктивов [*Расцветаев*, 1987], использующий три категории геологических индикаторов тектонических напряжений: 1) дизъюнктивы раздвижения (трещины отрыва, жилы, дайки); 2) дизъюнктивы содвижения (плоскости рассланцевания и кливажа, стилолитовые швы); 3) дизъюнктивы сдвига в механическом смысле этого слова (трещины скола, сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги, шарьяжи). При этом индикаторы первой категории позволяют довольно уверенно находить положение оси растяжения и менее уверенно – оси сжатия. Вторая категория, напротив, более точно указывают положение оси сжатия. Суть парагенетического метода заключается в выявление характерных парагенезов разрывных структур, соответствующих определенному типу напряженно-деформированного состояния. Условием корректности полученных с помощью метода результатов является геологическая одновозрастность задействованных индикаторов и их принадлежность к структурным ансамблям одного ранга.

Французской группой исследователей был задействован метод Ж. Анжелье [*Angelier,* 1989], использующий в основном следы скольжения на поверхностях разломов и их взаимоотношения. В меньшей степени французские исследователи опираются на другие геологические индикаторы (отрывы, стилолиты и т.д.). Суть метода заключается в выделении совокупности трещин, близких в структурно-кинематическом отношении, которые связываются с разными этапами тектонических условий нагружения исследуемой территории.

Проведенные исследования разделяются на три основных этапа. На первом этапе обеими группами были получены данные по геологическим индикаторам (тектонической трещиноватости) в каждой конкретной точке наблюдения и, когда это было возможно, данные по их взаимоотношению между собой и положению в структуре более высокого ранга. Выбор точек наблюдения был обусловлен: а) пространственным положением (желательно было изучить все крупные структуры); б) обнаженностью участка (весомый фактор, так как в пределах Северо-Западного Кавказа хорошо обнаженные участки пригодные для сбора статистических данных по тектонической трещиноватости, – это преимущественно карьеры, выемки дорог или береговой клиф). Поэтому точки наблюдения располагаются не так равномерно, как это было бы необходимо в идеальном случае для реконструкции поля напряжения. Однако по основным складчатым и разрыв-

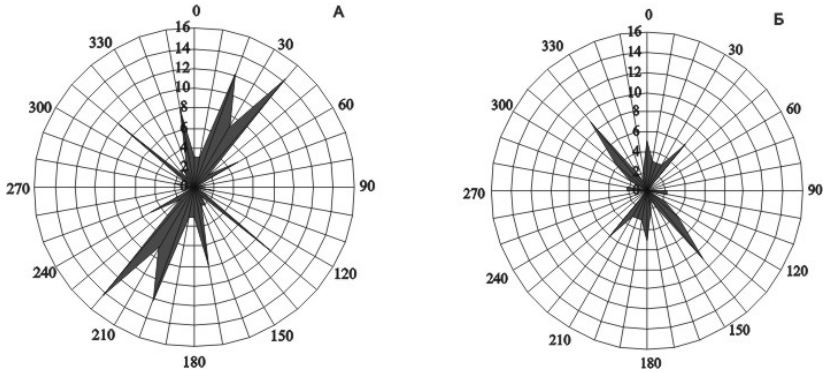


Рис. 1. Розы-диаграммы распределения азимутов простирания максимальных сжимающих напряжений в пределах Северо-Западного Кавказа: А – наиболее проявленных, Б – второстепенных (менее проявленных). На диаграммах показаны простирание азимутов данных напряжений и количество участков (точек наблюдения), где эти направления уверенно фиксируются (построены по материалам российской группы исследователей)

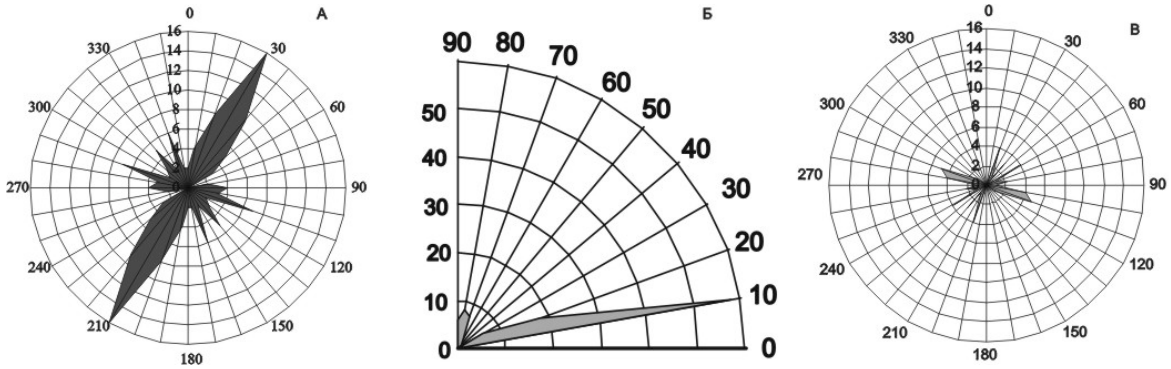


Рис. 2. Розы-диаграммы распределения азимутов простирания (А) и углов наклона к горизонту (Б) максимальных сжимающих напряжений, а также распределения азимутов простирания осей растяжения (В) в пределах Северо-Западного Кавказа. На диаграммах показаны азимуты простирания (или угол наклона для рисунка Б) данных напряжений и количество точек наблюдения, где эти направления фиксируются (построены по материалам [*Saintot, Angelier,* 2002])

ным тектоническим структурам Северо-Западного Кавказа были собраны хорошие полевые тектонофизические данные, позволяющие получить картину поля напряжений данного региона. При сборе полевых данных обе группы фиксировали все возможные (при визуальном изучении) данные по геологическим индикаторам: тип, элементы залегания, размер, направления и амплитуды перемещений, взаимоотношения между собой и элементами структуры и т.д.

На втором этапе исследований на основании полученных данных определялись ориентировка осей напряжения и тип напряженно-деформированного состояния. В результате первых двух этапов в каждой конкретной точке были определены параметры тензора поля напряжений, который можно назвать «локальным стресс-состоянием» (local stress state). Российская группа исследователей собрала данные по тектонической трещиноватости в 300 точках региона с общим количеством индикаторов напряжения свыше 4900. Европейскими исследователями в 58 точках были реконструированы 123 локальных стресс-состояния (по данным более 2000 индикаторов). Двумя группами по локальным стресс-состояниям были получены сходные результаты. На рис. 1 и 2 показаны диаграммы распределения азимутов простирания максимальных сжимающих напряжений в пределах Северо-Западного Кавказа по данным российских и французских исследователей соответственно. На этих розах-диаграммах показаны азимуты данных напряжений и количество участков (точек наблюдения), где эти направления уверенно фиксируются. Хорошо видно, что в целом для региона характерно преобладание северо-восточных (СВ 20-40º) субгоризонтальных ориентировок максимальных сжимающих напряжений. Это направление хорошо согласуется с запад – северо-западной ориентировкой простирания основных складчатых и разрывных структур региона. Обеими группами исследователей определены сходные дизъюнктивные системы на уровне тектонической трещиноватости, локальных и региональных разрывов. На Северо-Западном Кавказе преобладают разрывные системы запад – северо-западного простирания (сжатия) и северо-западного простирания (сжа-

тия и правого сдвига) с южной вергентностью, заметны в структуре и поперечные разломные зоны север – северо-восточного простирания. Двумя группами исследователей были получены близкие результаты по относительной хронологии поля напряжений с преобладанием ориентировок север – северо-западного сжатия, которое наиболее отчетливо проявлено на позднейшем (неоген-антропогеновом) этапе развития региона.

На третьем этапе полученные данные обобщались и интерпретировались. Интерпретация совокупности локальных стресс-состояний существенно зависит от подхода и выбранной модели деформирования региона. С точки зрения российской группы трудность выделения этапов развития полей напряжений определяется следующими факторами: 1) сложной блоковой структурой подвижных поясов, что искажает направления генерального стресса; 2) возможностью практически мгновенной по геологическим меркам сменой ориентации осей напряжения и типа напряженного состояния; 3) характером складчатых и разрывных нарушений, которые в разных зонах складчатого сооружения могут иметь разный возраст. Эти положения для российской группы послужили причиной, не позволяющей обосновать единую хронологию палеострессовых режимов.

Российской группой была установлена ведущая роль северо-восточного (до север - северо-восточного) сжатия, с действием которого парагенетически связано формирование основных складчатых и разрывных структур [*Расцветаев и др.*, 1998, 1999; *Маринин*, 2001, 2003]. Северо-западное сжатие хорошо проявлено в поперечных флексурно-разломных зонах Северо-Западного Кавказа, а также в районе между Туапсинской и Джанхотской (Геленджикской) флексурно-разломными зонами в пределах Афипского (Северско-Псекупского) блока [*Маринин*, 2003]. Наибольшее распространение имеют парагенезы, сформированные в условиях субгоризонтальных максимальных сжимающих напряжений. Реже фиксируются парагенезы, сформированные в условиях субвертикального сжатия (рис. 3). Распространенные на Северо-Западном Кавказе дизъюнктивные зоны северо-западного и субширотного простирания формировались в обстановке сжатия с существенным значением сдвиговой составляющей (правосторонней - в зонах северо-западного простирания, и левосторонней – в зонах субширотного простирания). Большинство дизъюнктивных парагенезов связывается с эпохой складкообразования, основная фаза которой, как нам представляется, приходится на эоценовое время. Поле напряжений с преобладанием ориентировок север - северо-западного сжатия, наиболее отчетливо было проявлено на позднейшем этапе развития региона (миоцен-антропоген).

Распространенные на Северо-Западном Кавказе дизъюнктивные зоны северо-западного и субширотного простирания формировались в обстановке сжатия с существенным значением сдвиговой составляющей (правосторонней - в зонах северо-западного простирания, и левосторонней – в зонах субширотного простирания). Большинство дизъюнктивных парагенезов связывается с эпохой складкообразования, основная фаза которой, как нам представляется, приходится на эоценовое время. Поле напряжений с преобладанием ориентировок север - северо-западного сжатия, наиболее отчетливо было проявлено на позднейшем этапе развития региона (миоцен-антропоген). Французские исследователи группировали полученные локальные стресс-состояния для всего региона с одинаковыми характеристиками (ориентировка осей напряжения) и согласно данным по взаимоотношениям разных индикаторов в отдельных точках. Итогом такого объединения становится выделение для всего исследуемого региона достаточно однородного поля палеонапряжений (рис. 4). Для этого поля подбирается определенная тектоническая обстановка, которая известна по палеотектоническим построениям, либо моделируется на основе представлений авторов. Для этой тектонической обстановки исследователи устанавливают общие генеральные ориентировки напряжений (общий стресс-режим с одинаковыми ориентировками осей напряжения), общий тип напряженно-деформированного состояния и единое время формирования. При данных допущениях французскими исследователями было выделено десять полей палеонапряжений для всего региона Северо-Западного Кавказа. Эти поля связываются с семью основными тектоническими событиями в эволюции Северо-Западного Кавказа (начиная с позднемелового времени), которые исследователи выделили по результатам своих палеотектонических построений.

Первые три поля палеонапряжений с разными геологическими типами (сдвиговым и сбросовым) и направлениями соответствуют хрупким деформациям (допозднеэоценовым), предшествовавшие наклону плоскостей залегания. Хронологически наиболее древним определен сдвиговый режим с осью максимального сжимающего напряжения с субширотной (до северо-западной) ориентировкой. Вторым выделяется поле палеонапряжений с осью растяжения северо-восточной (до субширотной) ориентировки. Следующим выделяется режим растяжения запад – северо-западного направления.

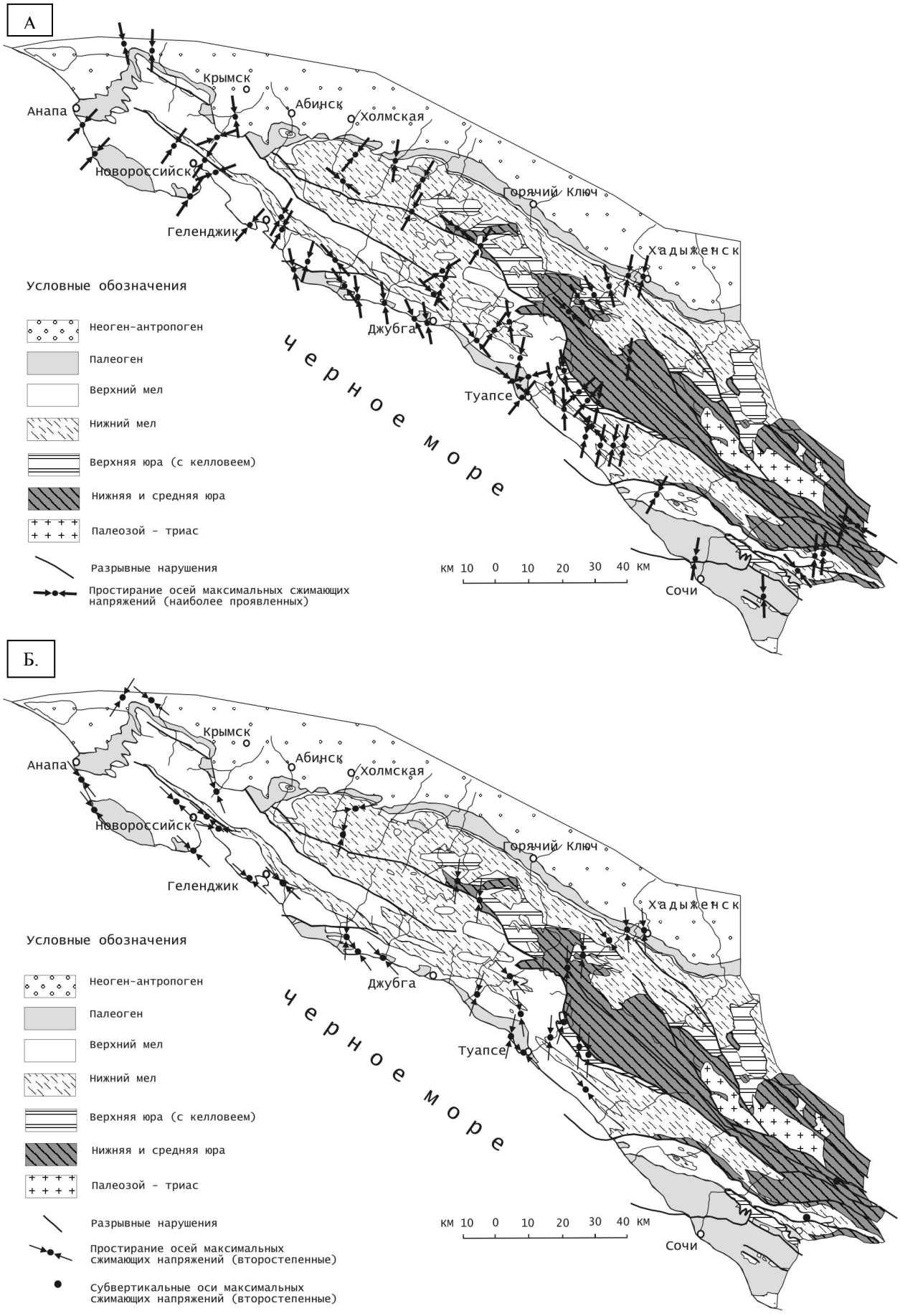


Рис. 3. Схема ориентировки максимальных сжимающих напряжений (σ_3) в пределах Северо-Западного Кавказа: А - наиболее проявленных или доминантных; Б - менее проявленных или второстепенных (по материалам российской группы исследователей)

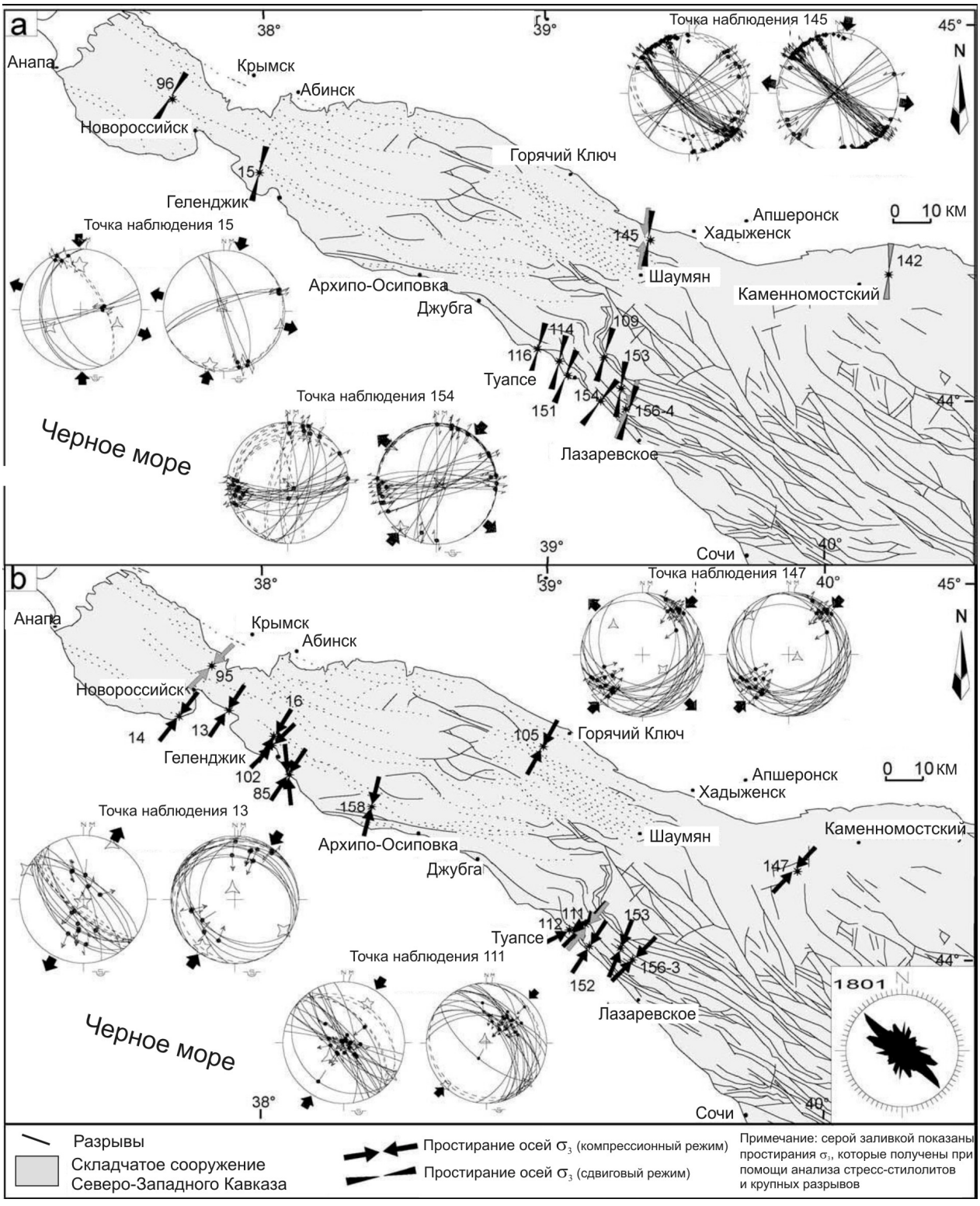


Рис. 4. Распределение локальных стресс-состояний, связанных (a) со сдвиговым полем напряжения с северо-восточной (до север – северо-восточной) ориентировкой оси сжатия и (b) с северо-восточным (до север – северо-восточного) компрессионным событием. Эти поля напряжения связаны с позднеэоценовой тектонической фазой, но до наклонения пластов (доскладчатые). В нижнем правом углу на (b): роза-диаграмма азимутов простирания миниразломов, наблюденных в поле (всего 1801 измерение) (по [*Saintot, Angelier,* 2002])

Таким образом, складко- и надвигообразованию позднеэоценового времени на Северо-Западном Кавказе предшествовало растяжение, которое характеризуется тремя направлениями растяжения. Поскольку не существует геологических данных для интерпретации этих направлений как выражения независимых событий растяжения, французские исследователи полагают, что более разумно объяснить это как эпизоды продолжительного периода обстановки горизон-

тального растяжения. Позднеэоценовые палеострессовые поля рассматриваются как части главного события – позднеэоценовой компрессионной деформации по всей длине пояса (рис. 4). Для постэоценовых полей предлагаются следующие варианты интерпретации. Север – северо-восточное растяжение связывается с развитием прогибов по краям складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа. Поле запад – северо-западного сжатия связывается с латеральным давлением со стороны Центрального Кавказа. На позднейшем этапе развития региона выявлено север - северо-западное (субмеридиональное) сжатие, которое связывается с коллизией (начиная с сарматского времени) Арабской плиты с Кавказским синтаксисом.

В целом, можно отметить, что подавляющая часть определенных двумя группами исследователей локальных стресс-состояний связана с эоценовой компрессионной фазой складчатости. С точки зрения российской группы исследователей, интерпретация и объединение локальных стресс-состояний обусловлены выбором модели и количеством наблюдений. Так, при использовании иной (многоблоковой) модели эти направления стресса укладываются в единое поле напряжений со значительными вариациями направлений максимальных сжимающих напряжений в пределах разных блоков [*Маринин*, 2003]. Кроме того, индикаторы разных (с точки зрения французских исследователей) полей напряжения могут быть объединены в рамках единого поля. Например, индикаторы поля северо-восточного сжатия, связанного с основным этапом складкообразования, часто образуют единые парагенезы со структурами запад – северо-западного растяжения [*Расцветаев и др.*, 1998, 1999]. В то время как в работах французских исследователей поле запад – северо-западного растяжения выделено в отдельное поле палеонапряжения [*Saintot,* 2000; *Saintot, Angelier,* 2002]. Помимо всего сказанного, нужно принимать во внимание, что до сих пор нет достоверных решений по некоторым вопросам стратиграфии, истории геологического развития и тектоники Северо-Западного Кавказа. Без решения этих вопросов интерпретация данных тектонофизических исследований может значительно варьировать в зависимости от используемой авторами модели.

Выводы по анализу тектонической трещиноватости и тектодинамики региона, которые были получены независимо двумя группами исследователей, и соответствуют, как представляется, реальному природному процессу, следующие:

1) Северо-западное и запад – северо-западное направления простирания дизъюнктивных (разрывных) зон являются наиболее проявленными и представляют собой взбросы, надвиги и зоны сжатия с существенной сдвиговой составляющей (преимущественно правосторонней) как на уровне тектонической трещиноватости, так и крупных разломов Северо-Западного Кавказа.

2) В пределах складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа преобладают субгоризонтальные ориентировки максимальных сжимающих напряжений.

3) Наиболее проявлено и часто фиксируется северо-восточное (до север-северо-восточного) направление максимального сжимающего напряжения, с действием которого связано формирование основных позднеальпийских структур Северо-Западного Кавказа.

4) Поле напряжений, связанное с север – северо-западным сжатием, было проявлено на позднейшем этапе развития региона.

Важный методический вывод заключается в том, что для понимания степени достоверности результата и границ его применения важно иметь полную информацию о принимаемых допущениях и использованных моделях. Эти аспекты должны быть достаточно полно отражены в публикациях по анализу полей напряжений.

ЛИТЕРАТУРА

Маринин А.В. Некоторые особенности позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV-го Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 16-19.

Маринин А.В. Особенности тектонического строения Северской и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2003. № 2. С.22-24.

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

Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Маринин А.В. Альпийская кинематика и динамика формирования складчатых и разрывных структур Северо-Западного Кавказа // Проблемы региональной геологии и тектоники. Тез. докл. на науч. чтениях, посв. 90-летию проф. М.В. Муратова. М.: МГГА. 1998. С. 30.

Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа. //

Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск: 1999. С. 69-73.

Angelier J. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data // J. Struct. Geol. 1989. No 11. P.37-50.

Saintot A. Reconstruction des champs de paleocontraites dela Crimea an Caucase nord-occidental, relations avec le developpement des structures majeures // Apport de la teledetection l'analyse structurale. Academie de Paris. 2000. P. .536

Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. V. 357. 2002. P. 1-31.

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ В НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОМ СОСТОЯНИИ БОЛЬШИХ БЕТОННЫХ ПЛОТИН

А.Н. Марчук

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, marchuka@mail.ru

Натурные наблюдения на плотинах Чиркейской, Миатлинской, Токтогульской, Зейской и Саяно-Шушенской ГЭС показали непроектное напряженно-деформированное состояние сооружений, иногда с точностью «до наоборот» по некоторым параметрам. Попытки объяснить это ошибками измерений, температурными влияниями, структурными изменениями бетона и другими причинами не дают удовлетворительных результатов.

В октябре 2008 года в Институте физики земли РАН прошла Всероссийская конференция «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» с широким международным участием. Доложенные результаты последних тектонофизических исследований представляют большой интерес для анализа взаимодействия в системах «плотина-основание-водохранилище». Напомним, что тектонофизика как часть геодинамики изучает физические основы генерации природных тектонических напряжений, разломообразование, измерение природных напряжений и деформаций в массивах горных пород, в тектонических нарушениях, в разрывных и складчатых структурах.

Методы тектонофизики позволяют получить данные не только по ориентации осей главных тектонических напряжений, но и данные о всех компанентах тензора напряжений и о параметрах прочности пород в горных массивах [Ребецкий, 2007]. Одним из важных наблюдений экспериментаторов – тектонофизиков является установленная закономерность превосходства горизонтальных напряжений над вертикальными. По данным опытных определений в породах кристаллического и складчатого фундамента горизонтальные напряжения превышают вертикальные в 60% случаев, в осадочных породах – в 15-20%. Причем это превышение может достигать до 5-10 раз [Козырев, Савченко, 2008]. По данным Айтматова [Кулаков, Устюгов, 2008] в большинстве случаев горизонтальные напряжения по своим значениям превосходят вертикальные в 1.5-3 раза. В некоторых зонах горизонтальные и субгоризонтальные напряжения имеют значения в 5-6 раз выше, чем средний уровень нормальных горизонтальных напряжений на равных глубинах.

Феномен превосходства горизонтальных напряжений над вертикальными объясняется отсутствием необходимости преодолевать силы гравитации, влиянием флюидов (в нашем случае воды), снижающими фрикционные силы и вызывающими эффект Ребиндера, а также остаточными (унаследованными) напряжениями орогенеза.

Весьма показательным в смысле темпов роста и высоких значений напряжений сжатия в породе с прочностью 120-130 МПа Алтае-Саянской сейсмической зоны в пределах выработки Таштогольского рудника на глубине 760 м от поверхности является эксперимент по измерению напряжений в тюбинговой крепи выработки (рис. 1). Линии, соединяющие конец 1985 г. и 1988 г. показаны прямыми условно, т.к. между этими точками наблюдалось и уменьшение напряжений в процессе их активного роста. Последующий анализ показал, что датчики реагировали на изменения напряжений в окрестностях Таштогольского рудника во время землетрясений при эпицентральных расстояниях до 250 км. Равным образом измерительные системы плотины Саяно-Шушенской ГЭС реагируют на взрывы в Таштаголе, где величина зарядов достигает 700 т.ВВ.

Опыт наших исследований показывает [Марчук, Марчук, 2006], что почти в каждой высоконапорной бетонной плотине, расположенной в тектонически нестабильной области можно обнаружить последствия описанных тектонофизических эффектов, являющихся проявлением геодинамического влияния. К сожалению, предпроектными изысканиями на створах ГЭС отнюдь не всегда изучаются локальные поля тектонических напряжений. Природные тектонические напряжения не учитываются при физическом и математическом моделировании, т.к. ранее действовавшими нормативными документами это не было предусмотрено. Изменения этих напряжений в период эксплуатации плотин практически не изучаются. По отношению к гравитационным и контрфорсным плотинам, рассчитанным по плоской задаче, это не имеет существенного значения, однако для арочных и распорных плотин в объемном напряженном состоянии напряжения и деформации в примыканиях имеют решающее значение. Природные тектонические напряжения значительно изменяются под воздействием водохранилища. Вертикальные напряжения уменьшаются взвешиванием, параметры сопротивления пород сдвигу снижаются из-за уменьшения сил трения и сцепления, возникновения эффекта

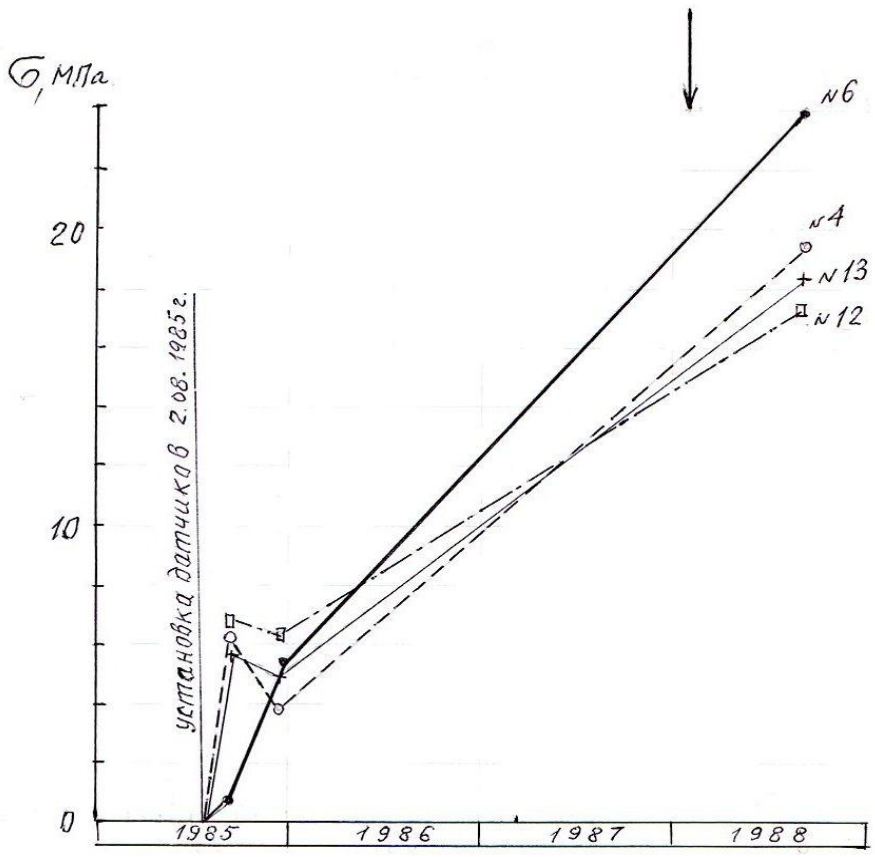


Рис. 1. Рост напряжений в тюбинговой крепи выработки на Таштагольском руднике на глубине 760 м (по Кулакову Г.И. и Устюгову М.Г.). Стрелкой обозначено землетрясение 3.02.1988 г. K = 11, R = 4.5 км

Ребиндера, возбужденной сейсмичности, проявления унаследованных движений.

Впервые природные тектонические напряжения изучались при выборе створа Саяно-Шушенской ГЭС [Кутепов, 1965]. По исследованиям МГУ в штольне левого берега вертикальные напряжения имели значения 24.5-48 МПа, горизонтальные 24-36 МПа. На правом берегу соответственно 14.8-32.5 МПа, и 10.2-21.7 МПа. Такое нехарактерное соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений объясняется вероятно особенностями орогенеза Джебашско-джойского антиклинория Западного Саяна, в пределах которого расположен створ плотины. Круто воздымающееся интрузивное ядро гранитов, прорвавшее толщу сланцев, испытавших метаморфизм, очевидно сохранило остаточные субвертикальные напряжения. Однако наиболее существенным для плотины обстоятельством является ориентация главных осей локального поля тектонических напряжений сжатия вдоль створа плотины (рис. 2). Это обстоятельство априори означает, что при разгрузке горизонтальных природных напряжений и соответствующих подвижках, они будут дополнительно сжимать арочную плотину, что и происходит.

Первые прямые эксперименты по изменению влияния поля локальных тектонических напряжений в береговых массивах примыкания арочно-гравитационной плотины Саяно-Шушенской ГЭС были выполнены Новосибирским институтом горного дела СО РАН [Марчук, Барышников, 1999].

Опыты ИГД СО РАН по изменению длины береговых штолен на трех отметках по высоте выполнены в 1995-1996 гг., на 5 лет позже возникновения полной гидростатической нагрузки на плотину (H = 230 м). Было отмечено, что в верхней половине плотины (в отм. 467 и 413 м), где преобладает сжатие от гидростатической нагрузки, длина штолен уменьшалась с большей интенсивностью на левом берегу, тогда как в нижней части плотины (отм. 344) отмечено сжатие, сокращение длин штолен, вызванное очевидно, превосходящими горизонтальными тектоническими напряжениями. Этими же исследованиями установлено сокращение длин продольных галерей в плотине на тех же трех ярусах отметок по высоте.

Но главным доказательством горизонтальных подвижек вмещающей геологической среды является снижение горизонтальных тектонических напряжений (рис. 3) и постоянный рост продольных (арочных) напряжений сжатия в плотине при квази постоянных остальных внешних нагрузках (гидростатическое давление, температу-

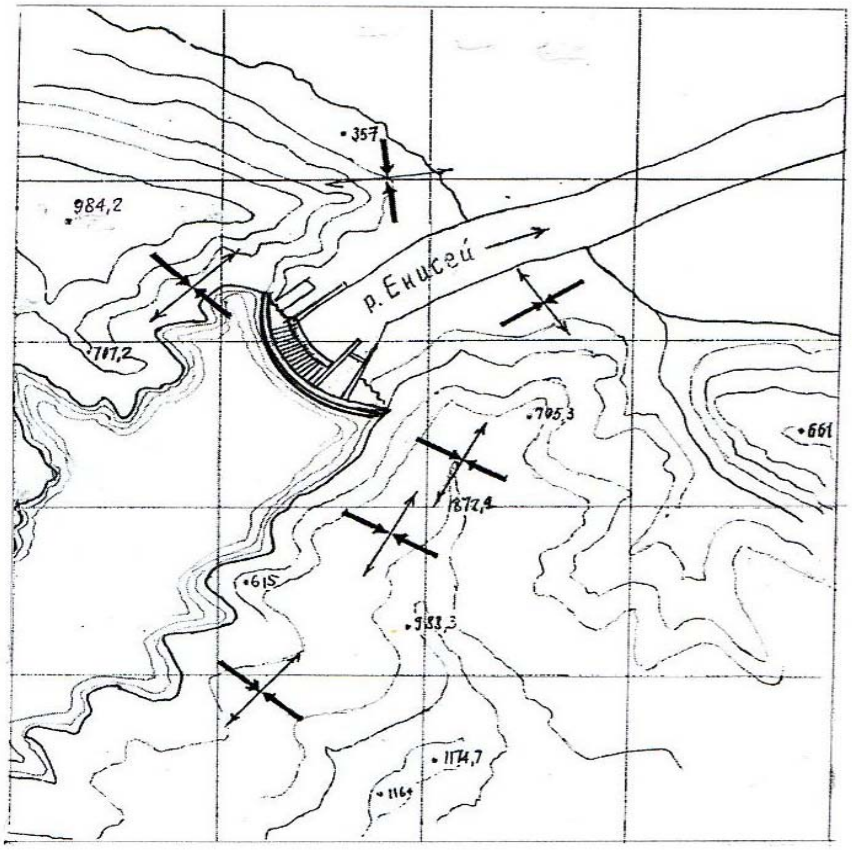


Рис. 2. Схема главных осей локального поля тектонических напряжений в районе створа Саяно-Шушенской ГЭС по данным Института земной коры и геофизики СО РАН

ра воздуха) (рис. 4). Более того, в 1996 году было принято решение о снижении нормального подпорного уровня водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС на 1 метр, однако процесс роста арочных напряжений не прекратился.

С точки зрения тектонофизики представляет интерес эволюция осадок плотин, которая после первого периода эксплуатации начинает восстанавливаться. Особенно ярко этот процесс проявляется при измерении осадок Миатлинской плотины в галерее на отм. 113.5 (рис. 5), где за 9 лет осадка уменьшилась на 5.5 мм, а с 2006 года приобрела знакопеременный график (сжатие в «гармошку»). Такую эволюцию осадки трудно объяснить чем-либо иным, кроме сжатия между берегами. Наиболее убедительным доказательством этой концепции являются показания сдвигомеров в основании плотины Саяно-Шущенской ГЭС и рост сжимающих арочных напряжений в приконтактной части плотины. Например, в 2007 г. в основании низовой грани секции 18 плотины СШГЭС эти напряжения увеличились с 5 МПа в 1997 году до 8.29 МПа в 2007 году, в секции 45 с 4.9 МПа в 2001 г. до 5.36 МПа в 2007 году. А в основании напорной грани с. 33 рост арочного сжатия увеличился с 1.7 МПа в 1997 году до 5.54 МПа в 2007 году; в основании с. 45 с 3.4 МПа в 2001 г. до 5 МПа в 2007 году.*) Одновременно существенно сократились фильтрационные расходы в зоне руслового разрывного нарушения.

Аналогичный процесс наблюдается и в нижней части арочной плотины Чиркейской ГЭС на р. Сулак в Дагестане, где с 1979 года по 1990 год сжимающие напряжения увеличились с 2.7-2.9 МПа до 4.9-5.1 МПа при квазипостоянной гидростатической нагрузке и температуре воздуха.

Рост арочных напряжений и сокращение длины хорды на отм.265 м отмечено на плотине Чиркейской ГЭС. С 1979 года до 2007 года она сократилась в среднем на 7-8 мм (рис. 6). Арочные напряжения за 30 лет эксплуатации увеличились с 7 до 12 МПа.

Продольное сжатие обнаружено в плотинах Токтогульской, Курпсайской, Зейской ГЭС. В объемном напряженном состоянии находится даже плотина Братской ГЭС на Ангаре, построенная на диабазах Сибирской платформы. Плотина, рассчитанная по плоской задаче имеет поперечные смещения секций вдоль створа, выпор битумных шпонок в межсекционных швах, закрытие этих швов и вертикальных трещин.

Нашими многолетними исследованиями [Мар-

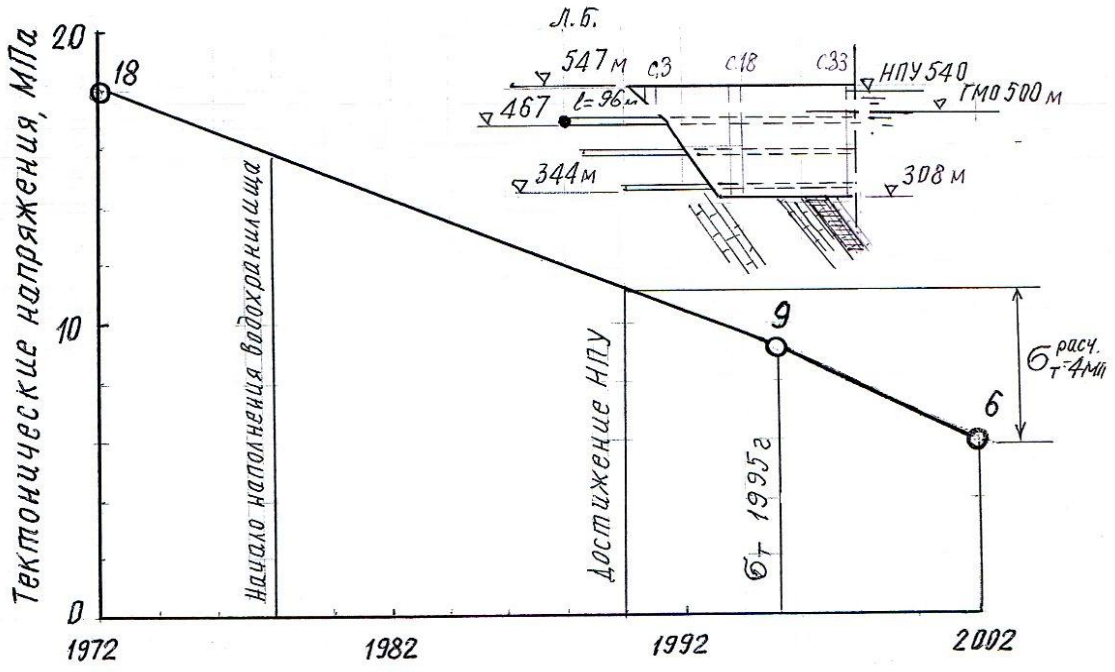


Рис. 3. Изменение собственных тектонических напряжений в массиве левобережного примыкания плотины Саяно-Шушенской ГЭС, определенное в 1995 и в 2002 гг. методом гидроразрыва в торце штольни на отм. 467 м (данные ЦСГНЭО)

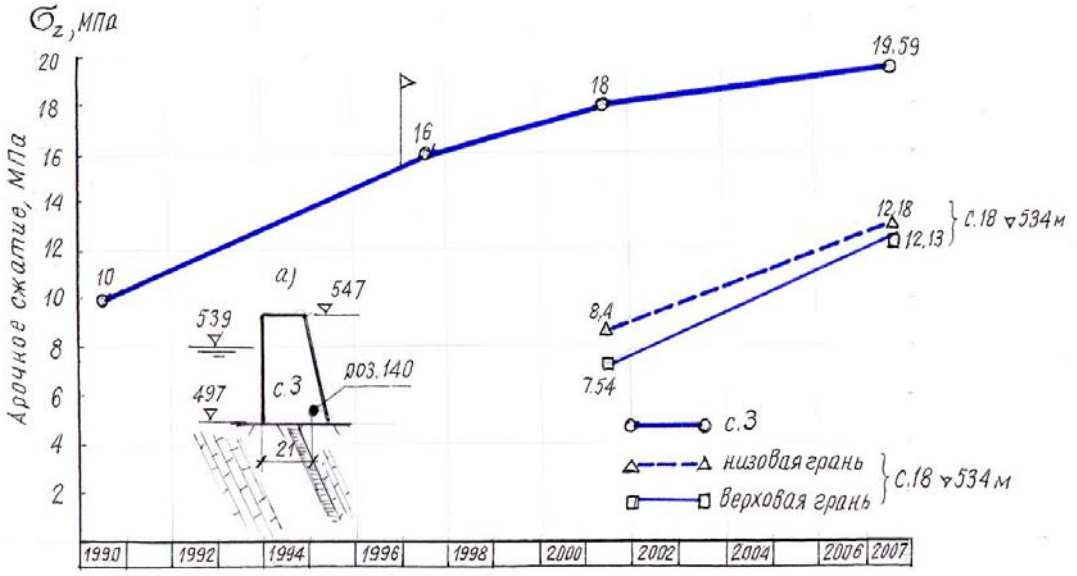


Рис. 4. Рост арочных напряжений сжатия в период эксплуатации плотины Саяно-Шушенской ГЭС в левобережных секциях № 3 и № 18. Флажком отмечен год снижения нормального подпорного уровня на плотину на 1 м.

а) схема расположения измерительной точки в секции № 3

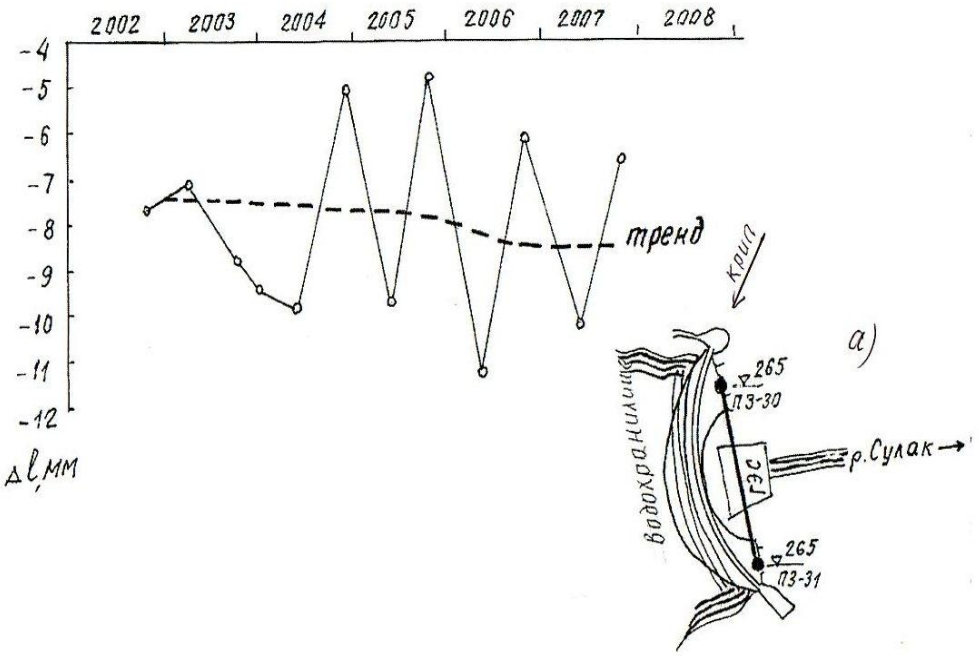


Рис. 5. Сокращение длины хорды плотины Чиркейской ГЭС на отм. 265 м. под действием крипового давления с левого берега за период с 1979 по 2000 гг.

а) схематический план плотины, ПЗ-30 и ПЗ-31 – точки измерения хорды

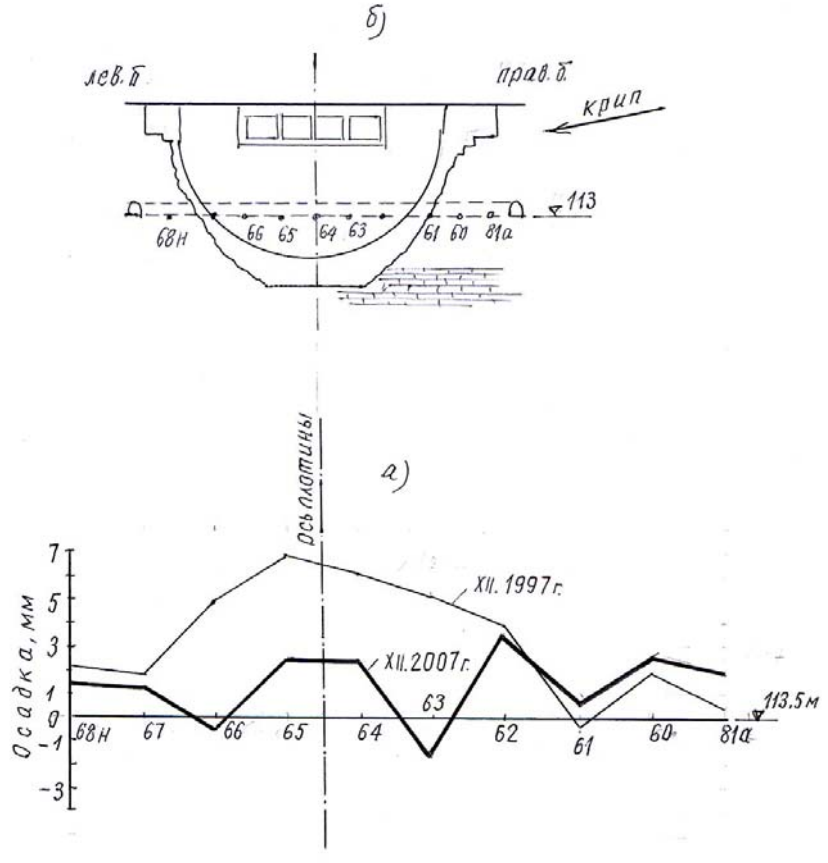


Рис. 6. Изменение характера осадок в плотине Миатлинской ГЭС за период 1997-2007 гг. под влиянием правобережного оползня (*а*), схема плотины и расположение марок (*б*)

чук, Марчук, 2006] доказана «теорема существования» геодинамического воздействия на высоконапорные бетонные плотины в тектонически нестабильных регионах. Возникает естественный вопрос об оценке и учете такого влияния в проектах и эксплуатации уникальных гидротехнических сооружений. На существующем уровне знаний по этим вопросам можно высказать только предварительные соображения.

Прежде всего – это сбор, обобщение и анализ данных натурных наблюдений на существующих плотинах в орогенных областях с целью определения тектонофизической (геодинамической) компоненты в напряженно-деформированном состоянии плотины. Необходимо провести серию исследований величины тектонических напряжений в массивах пород береговых примыканий плотин и характера их изменений во времени. Количественные характеристики тектонофизических сил, действующих на сооружение следует сравнить с нормативными расчетными нагрузками. Если эти силы одного порядка, их следует учитывать в математических моделях и поверочных расчетах плотин, вводить в перечень нормативных нагрузок и воздействий.

Для вновь проектируемых сооружений необходимо включить в программу изысканий обязательные измерения тектонических напряжений и неотектонических движений в ближайших разломах.

ВЫВОДЫ

1. Помимо регламентируемых в нормативных документах нагрузках и воздействиях на гидротехнические сооружения в тектонически нестабильных областях существует активное воздействие на плотины со стороны вмещающих горных пород. Величина геодинамических сил зависит от вида пород и сложности геологической структуры вмещающего геоблока и может быть определена тектонофизическими методами.

2. Для высоконапорных бетонных плотин в орогенных областях следует признать обязательным определение величины собственных тектонических напряжний в массиве в районе створа с определением ориентации осей главных напряжений.

3. Необходимо совершенствовать геодезические и тензометрические наблюдения в береговых примыканиях плотин Саяно-Шушенской, Чиркейской, Зейской, Миатлинской и Гунибской ГЭС по напряжениям, деформациям и смещениям.

4. Высоконапорные бетонные плотины статически неопределимых систем (арочные, арочно-гравитационные, распорные) с их развитыми измерительными системами могут служить интересам экспериментальной тектонофизики.

ЛИТЕРАТУРА

Козырев А.А., Савченко С.Н. Дифференциация тектонических напряжений в верхней части земной коры с учетом влияния природных и техногенных факторов. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тезисы докладов Всероссийской конференции. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 50-52.

Кулаков Г.И., Устюгов М.Б. Экспериментальное исследование геодинамических напряжений в массиве горных пород Алтае-Саянской сейсмической зона. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Тезисы докладов Всероссийской конференции. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 59-60.

Кутепов В.М. Опыт определения напряженного состояния в массиве метаморфических пород створа Саяно-Шушенской ГЭС. Гидротехническое строительство. 1965. № 2.

Марчук А.Н., Барышников В.Д. Влияние геодинамических процессов на характер в системе «плотина-основание-водохранилище». Труды международной конференции «Геодинамика и напряженное состояние земных недр». Новосибирск: 1999. С. 408-414.

Марчук А.Н., Марчук Н.А. Плотины и геодинамика. М.: ИФЗ РАН. 2006. С. 219.

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

БОЛЬШИЕ ПЛОТИНЫ КАК СЕНСОРЫ ОПАСНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

А.Н. Марчук, Н.А. Марчук

Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, marchuka@mail.ru

По мере роста сейсмической активности на Земле в последние годы все более актуальной становится проблема прогноза опасных геодинамических процессов. В Российской Федерации и в странах СНГ с момента вступления в действие новой карты сейсмического районирования ОСР-97 в районах с повышенной сейсмической опасностью оказались около 100 крупных гидроузлов. Поверочные расчеты устойчивости и прочности плотин с напорами 80-100 м показали удовлетворительную степень надежности сооружений под действием сейсмической нагрузки, увеличенной на 2-3 балла.

При этом были учтены все резервы фактической прочности бетона и коэффициентов запаса устойчивости на сдвиг по контактам и по трещинам во вмещающей геологической среде. Вместе с тем, отдельные части сооружений, находящиеся в предельном состоянии, электросиловое, электротехническое и гидромеханическое оборудование этих ГЭС, линии электропередачи, а также поселки эксплуатационного персонала не отвечают повышенным требованиям сейсмостойкости. Если учесть старение сооружений, наличие возбужденной сейсмичности в районах расположения некоторых объектов, то необходимость раннего предупреждения геодинамических, в частности сейсмических опасностей становится очевидной. По этой причине ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН в содружестве с эксплуатационным персоналом ряда крупных ГЭС с высоконапорными плотинами с 1992 года ведет исследования геодинамического влияния на плотины с прогностическими целями.

Неразрешимая в сейсмологии проблема оперативного, краткосрочного прогноза землетрясений может быть успешно решена с помощью измерительных систем больших плотин по следующим причинам:

– район расположения створа плотины и водохранилища хорошо изучен в период предпроектных изысканий в геологическом, сейсмотектоническом, гидрогеологическом отношении;

– высокие градиенты напора, напряжений, температур и других геофизических полей в районе створа плотины усиляют геодинамические сигналы, которые легко идентифицировать на фоне известных зависимостей измеряемых параметров от действующего напора и температуры;

– стандартные средства измерений определяют воспроизводимость методики и экспериментов во всем мире;

– большое количество возбужденных землетрясений, длинные ряды наблюдений позволяют получать надежные корреляции между параметрами предвестников и параметрами землетрясений, калибровать зависимости между этими параметрами;

– измерительные системы плотин позволяют одновременно распознавать целый комплекс предвестников, известных в сейсмологии, что является главным условием успешного прогнозирования. При наличии каскада плотин эти возможности расширяются.

Развитые многофункциональные измерительные системы плотин позволяют контролировать изменения состояния геофизических полей во вмещающем геоблоке и в обширном приводохранилищном районе. Наибольшей чувствительностью обладают высоконапорные бетонные плотины статически неопределимых систем – арочные, распорные, гравитационные в объемном напряженном состоянии, которые под гидростатической нагрузкой включаются в поле тектонических напряжений, обладая мощным метрологическим потенциалом. Например, в арочно-гравитационной плотине Саяно-Шушенской ГЭС на р. Енисей высотой 245 м с объемом бетона 9.6 млн. $м^3$ установлено более 13 тыс. датчиков различного назначения. Дренажная сеть в основании и в берегах включает около 700 скважин глубиной до 80 м.

Штатная программа натурных наблюдений на любой плотине 1 класса капитальности включает измерения уровней водохранилища, нивелировки воронки оседания, подвижки в ближайших разломах, напряжения, смещения, деформации сооружения и основания, параметры фильтрационного режима, сейсмологические и метеорологические условия района расположения гидроузла.

В гидротехнике хорошо известны зависимости всех измеряемых параметров от расчетных нагрузок – гидростатического давления и температуры наружного воздуха, коэффициента фильтрации и сдвиговых характеристик горных пород основания. Всякие нарушения этих известных зависимостей как правило являются признаками геодинамического влияния, предвестниками подготовки землетрясения. Исследованиями на Токтогульской, Курпсайской, Чиркейской, Миат-

линской, Саяно-Шушенской ГЭС с ретроспективным анализом многолетних наблюдений на 11 плотинах крупных гидроэлектростанций стран СНГ установлено, что аномалии в измеряемых параметрах появляются задолго до наступления сейсмических событий. Долговременным предвестником является возникновение движения в ближайшем к плотине разломе, проявляющееся за 2-4 года до сильного землетрясения [Марчук, 1996]. Примером могут служить подвижки в разломе Калудалкал, расположенном на расстоянии 500 м от плотины в нижнем бьефе Чиркейской ГЭС на р. Сулак (рис. 1). Наблюдения за подвижками в этом разломе по смещению геодезических марок на противоположных его бортах позволили в 2006 году предсказать сильное землетрясение на Северном Кавказе в 2008 году. Для поиска среднесрочных предвестников были использованы более частые наблюдения за движениями в этом разломе, геодезические наблюдения за движением правобережного оползня в створе Миатлинской ГЭС, расположенной в 15 км ниже Чиркейской ГЭС, наблюдения за отвесами на этих двух плотинах, измерения параметров фильтрационного режима. Прогноз был составлен за 16 суток до толчка и оказался удачным. Землетрясение произошло 11 октября 2008 г. с магнитудой M = 5.6 на территории Чечни.

По опыту многолетних наблюдений на Чиркейской, Зейской, Саяно-Шушенской, Токтогульской и Курпсайской ГЭС сделан вывод, что наиболее надежными краткосрочными предвестниками являются параметры фильтрационного режима – гидрогеодинамические (ГГД) предвестники. Они предшествовали всем сильным землетрясениям в районах расположения крупных гидроузлов и зафиксированы их измерительными системами. Перед Черногорским землетрясением 28 декабря 1976 года M = 6.4 пьезометры в левобережном примыкании плотины Чиркейской ГЭС, ближайшие к тектонической трещине за 30-40 суток до толчка показали скачкообразное повышение уровня на 50-120 м. За 30 суток до Рачинского землетрясения 15.06.1991 г. M = 7.1 пьезометры в основании наиболее высокой секции плотины Ингури ГЭС показали аномальное падение уровня на 20-30 м и затем скачок на 60 м. Сусамырское землетрясение 19.08.1992 г. в Киргизии предварялось за 45-48 суток аномальным, двукратным ростом фильтрационных расходов в мерных водосливах Токтогульской и Курпсайской плотин. По этому же предвестнику за 7 суток до толчка нами был предсказан сильный афтершок Сусамырского землетрясения 18.10.1992 г. M = 5.1 на расстоянии 106 км от плотины. Подготовка Кизилюртских землетрясений в Дагестане 31 января и 21 февраля 1999 г. K = 14.8 и K = 13.5 соответственно отмечена аномалиями фильтрационных расходов, показаниях обратных отвесов и подвижками в ближайшем разломе. Алтайское землетрясение 27.09.2003 г. M = 6.6 на расстоянии 390 км от Саяно-Шушенской ГЭС предварялось заметными предвестниками в дренажной сети плотины: при постоянном УВБ за 40 суток до события возрос дебит дрен в основании секций плотины левого берега, появились аномальные флуктуации в показаниях пьезометров и автоматизированных обратных отвесов (рис. 2).

ГГД – предвестники отличаются высокой чувствительностью к далеким землетрясениям из-за несжимаемости воды. Так, автоматизированные пьезометры в основании плотины Бурейской ГЭС на р. Бурее записывают Курильские землетрясения с амплитудой колебаний до 70 см (рис. 3).

В основании плотины Братской ГЭС 15-22 июля 1995 года были зафиксированы существенные флуктуации пьезометрических уровней и дебита дрен, которые предшествовали Иркутскому землетрясению 26 июля 1995 года интенсивностью 6 баллов.

Второе место по чувствительности в измерительных системах плотин занимают прямые и обратные отвесы (рис. 4). Этот важный вид геодезических наблюдений успешно автоматизируется индукционными или оптическими датчиками, что позволяет синхронизировать их показания с сейсмометрическим контролем. Примером может служить отклик обратных отвесов плотины Саяно-Шушенской ГЭС на Алтайское землетрясение и показания левобережного отвеса ОО-10 Чиркейской ГЭС перед Кизилюртовским землетрясением 31 января 1999 г. (рис. 5).

Наиболее массовыми приборами в бетонных плотинах являются струнные преобразователи линейных деформаций (ПЛДС) и перемещений (ПЛПС). Они созданы для измерения характеристик статической работы бетонных плотин по напряжениям и перемещениям, а их метрологические способности по отношению к динамическим нагрузкам долгое время не изучались.

В 2007 году в связи со строительством правобережного водосброса вблизи от плотины Саяно-Шушенской ГЭС был организован частый автоматизированный опрос таких датчиков по 2-3 раза в сутки для определения отклика плотины на промышленные взрывы. Принцип действия струнных приборов основан на свойстве идеальной струны однозначно изменять частоту колебаний f при изменении напряжения $\Delta\sigma$:

$$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1 = 4\rho l^2 (f_2^2 - f_1^2),$$

где l –длина струны, ρ –плотность материала

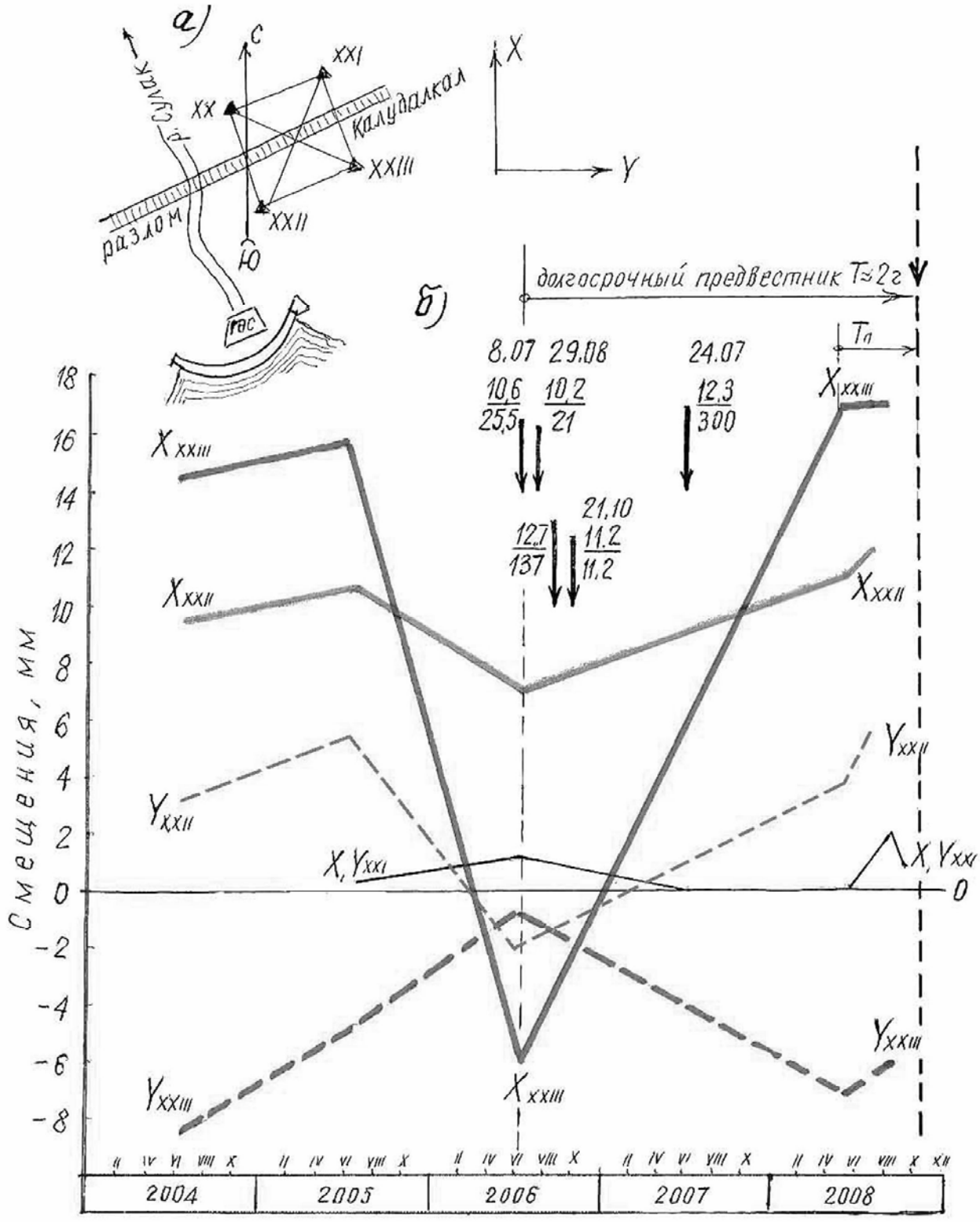


Рис. 1. Геодезический контроль за подвижками в разломе Калудалкал (долгосрочный предвестник) для определения начала отсчета прогнозного времени Тп (*б*). Схема расположения геодезических знаков на бортах разлома (*а*)

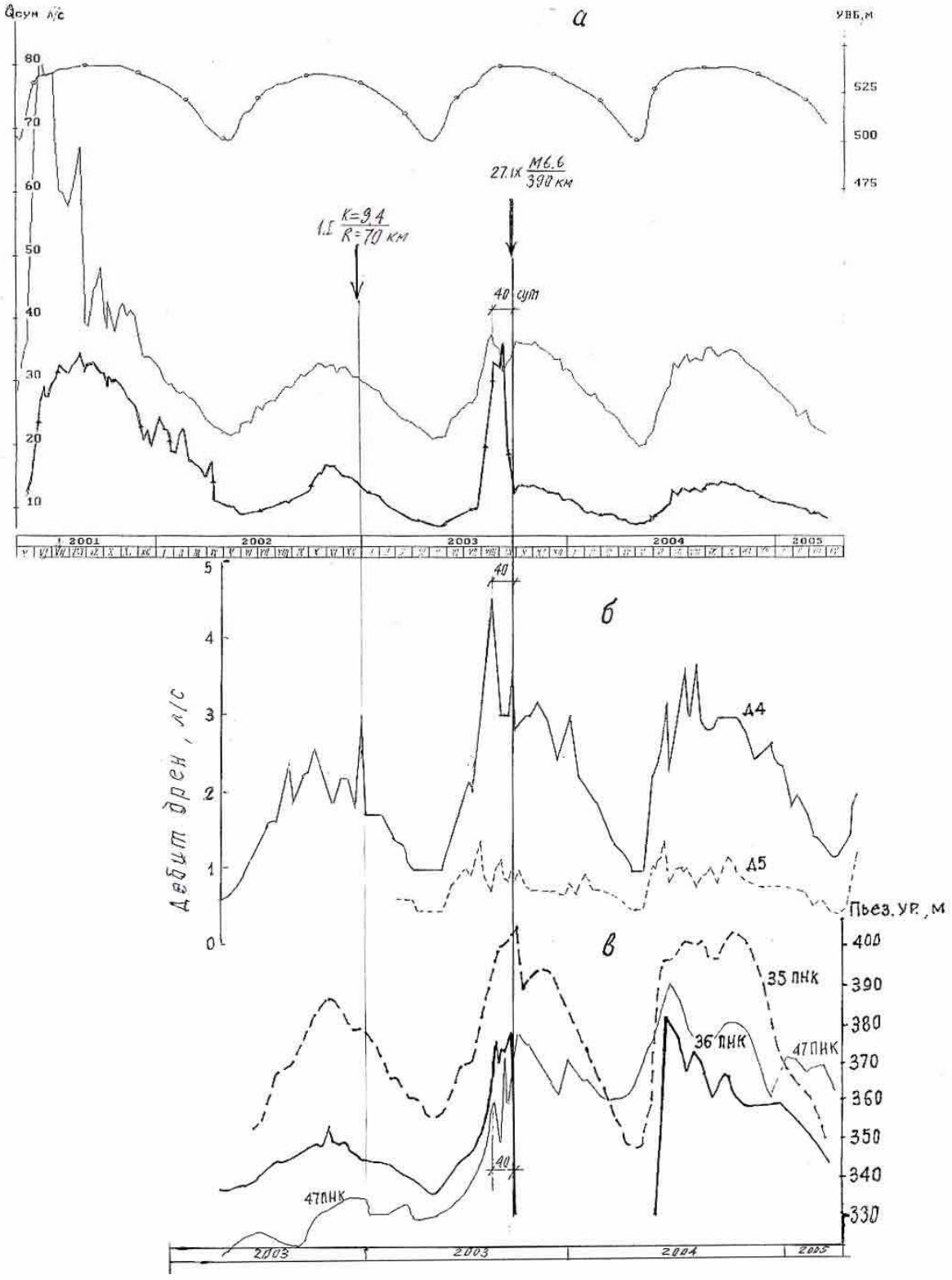


Рис. 2. Отклик дренажной системы плотины Саяно-Шушенской ГЭС на Горно-Алтайское землетрясение 27.03.2003 г. *а*) изменения уровня водохранилища и суммарные фильтрационные расходы в левобережных штольнях; *б*) дебит дрен в основании секции 14 у левого берега; *в*) реакция контактных пьезометров в основании русловой секции 35, 36, 47

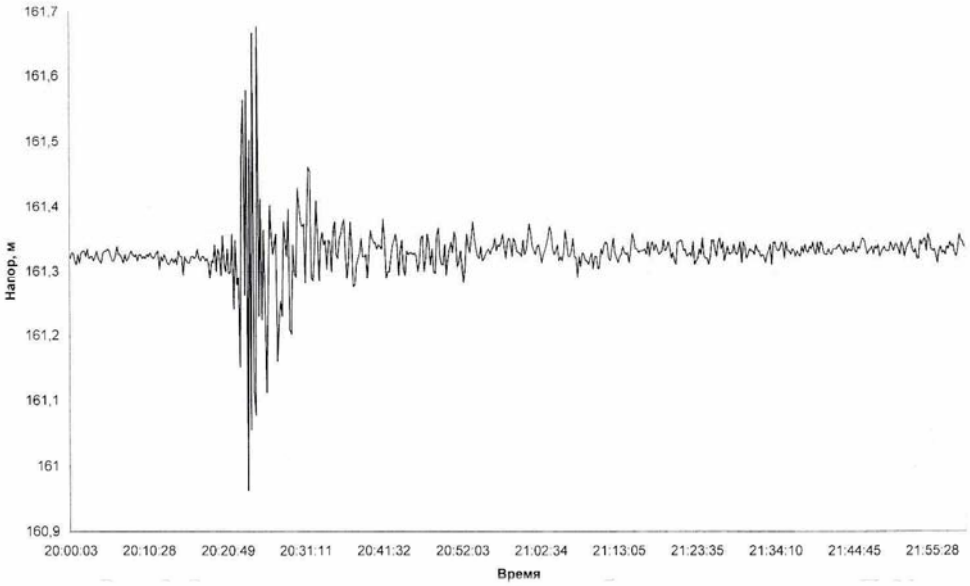


Рис. 3. Запись автоматизированного глубинного пьезометра П-21 в основании плотины Бурейской ГЭС в период Курильского землетрясения 15.11.06, М = 8.2. Время летнее, частота дискретизации 12-15 сек

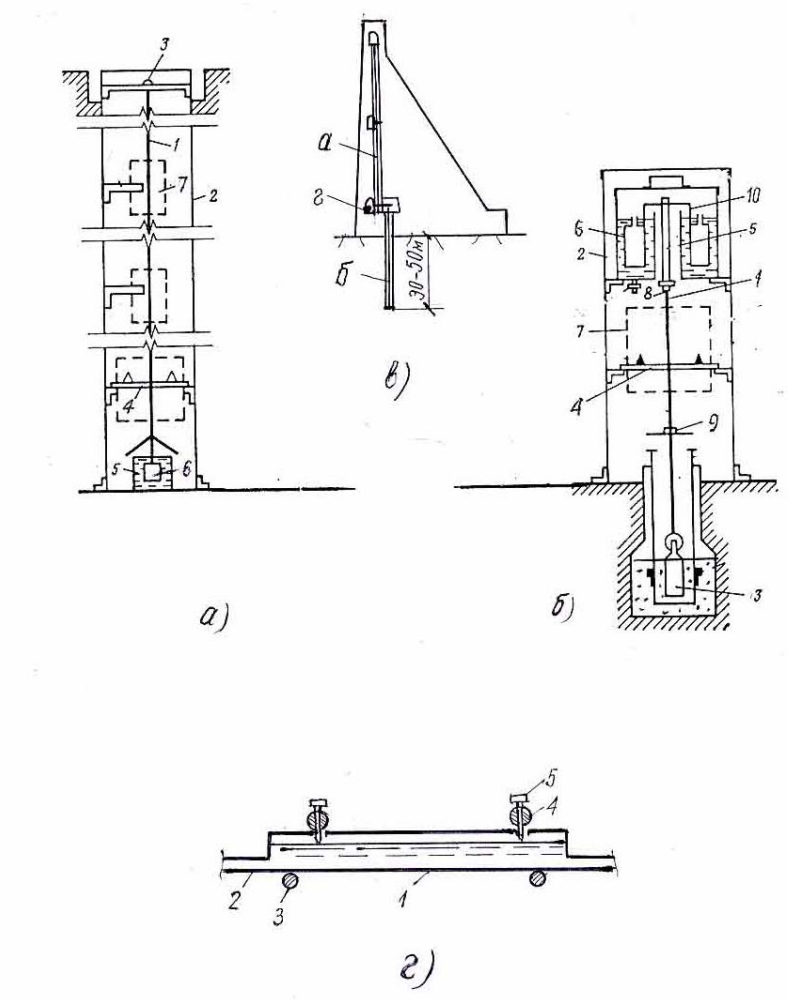


Рис. 4. Схемы прямого (а) и обратного (б) отвесов, их размещения в плотине и основании (в).

1 – проволока 0.8–1.2 мм, *2* – защитная труба, *3* – точка крепления, *4* – столик координатомера, *5* – поплавковая камера, *6* – поплавок, *7* – помещение с промежуточным зацепом, *8* – регулировочное устройство, *9* – предохранительная вилка, *10* – крестовина.

г) Гидростатическая система: *1* – труба, *2* – шланг с ниппелем, *3* – анкер, *4* – марка, *5* – микрометр

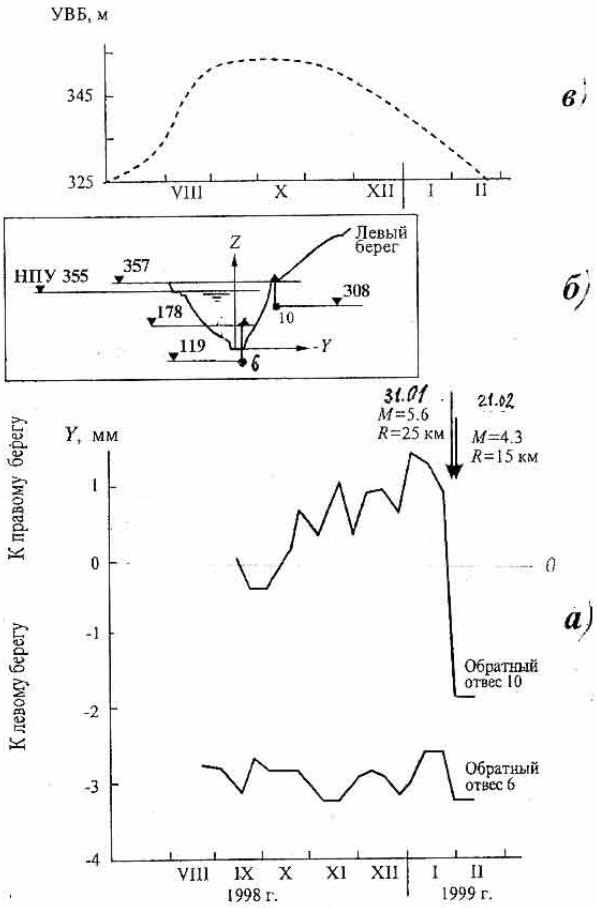


Рис. 5. Реакция обратных отвесов (*а*) плотины Чиркейской ГЭС на землетрясения 31 января и 21 февраля 1999 г., схема их расположения (*б*, НПУ – нормальный подпорный уровень), изменение УВБ (*в*)

струны. Через величину Δσ и соответствие модулей упругости струны и бетона определяются напряжения в бетоне.

Уникальный эксперимент с частым опросом ПЛДС на плотине Саяно-Шушенской ГЭС выявил замечательное свойство этих датчиков реагировать на импульсные нагрузки и удерживать некоторое время пиковое значение изменений напряжений в бетоне. Это позволило сделать важный вывод о влиянии взрывов на развитие трещинообразования в напорной грани плотины (рис. 6) и необходимости автоматизации измерительных систем при действии динамических нагрузок.

Конечной целью исследований является выход на практическое инструментальное краткосрочное прогнозирование сильных землетрясений с помощью измерительных систем плотин. До 2008 года проведено 12 экспериментальных прогнозов на Токтогульской, Курпсайской, Чиркейской и Саяно-Шушенской ГЭС. Успешными были 10 прогнозов на сейсмособытия не выше энергетического класса K = 13. Большинство из них были толчками возбужденной сейсмичности.

В 2006 году был начат контроль за подготовкой сильного землетрясения на Северном Кавказе. Предвестником послужила обнаруженная геодезическими наблюдениями подвижка в разломе Калудалкал вблизи Чиркейской ГЭС.

Было принято решение об усилении геодезического контроля за движениями в разломе, о ежедневных измерениях фильтрационных расходов в коллекторах № 1 и № 2, собирающих дебит нисходящих и восходящих скважин, участились измерения по отвесу 00-10 на левом берегу. Аналогичные меры были приняты по наблюдениям на Миатлинской ГЭС с акцентом на подвижки правобережного оползня. Измерения в марте и июне 2008 г. показали продолжение движения в разломе с нарастающей интенсивностью. В сентябре движения прекратились (рис. 1).

В совокупности с другими предвестниками – повышением температуры дренажных вод, падением фильтрационных расходов, отклонениями отвесов, ускорением движения правобережного оползня, ростом сейсмической активности в регионе было принято решение по объявлению сейсмической тревоги. Решение было согласовано и поддержано Дагестанским филиалом Геофизической службы РАН и оглашено 25 сентября 2008 г. на совещании в Дагестанском филиале ОАО «РусГИДРО».

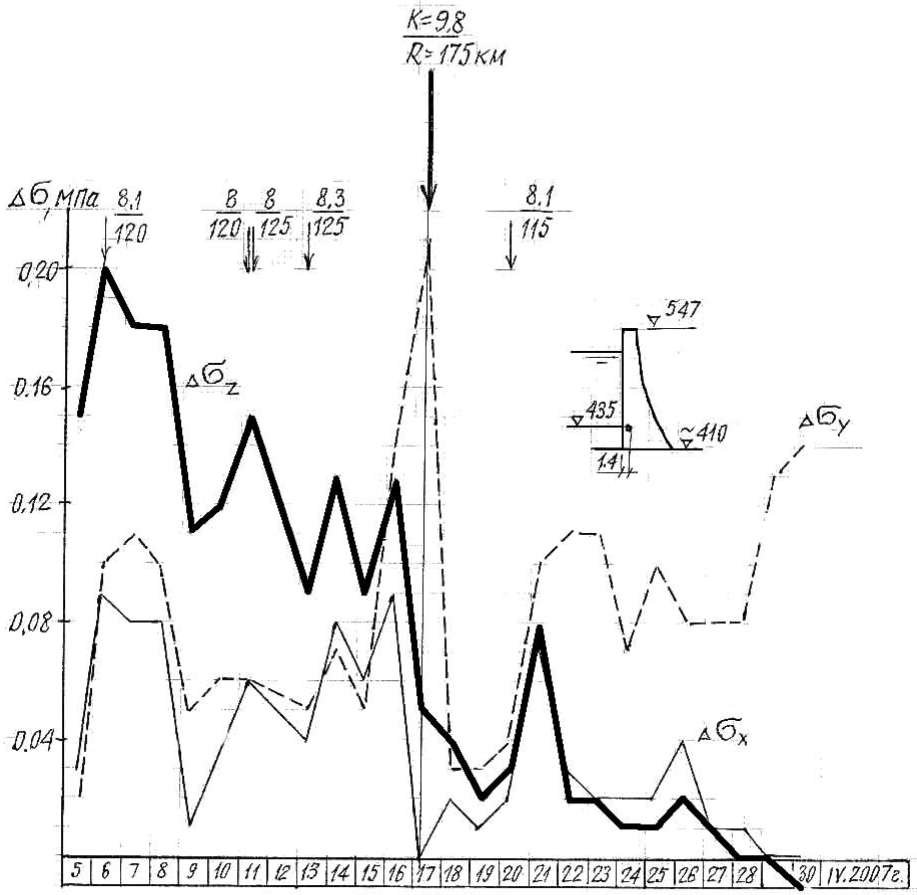


Рис. 6. Приращение напряжений на напорной грани секции 10 Саяно-Шушенской ГЭС под влиянием землетрясения 17.04.07 K=9.8 и взрывов K≥8 (тонкие стрелки)

Землетрясение произошло 11 октября 2008 г. с эпицентром в координатах N = 43.47, E = 46.34 с M = 5.6.

Возникновение крупных водохранилищ и насыщение флюида вмещающего геоблока оказывает существенное влияние на геодинамику приводохранилищного региона. Из-за снижения сопротивления пород сдвигу и проявления эффекта Ребиндера (адгезионное снижение прочности) активизируются разломы, унаследованные движения, возникают горизонтальные подвижки, сдвиги и надвиги пород по тектоническим трещинам, движения оползней, образуются потенциально неустойчивые массивы, крип. Указанные медленные движения фиксируются сдвигомерами СГС с глубокими якорями в основании, щелемерами на контактах с береговыми примыканиями, и в межсекционных швах плотины, измерениями длин хорд арочных плотин. Так, под влиянием крипового давления со стороны более высокого, потенциально неустойчивого левобережного примыкания хорда плотины Чиркейской ГЭС на отм. 265 м с 1979 года сократила свою длину на 7 мм, а в период подготовки землетрясения 11.10.08 г. с 2006 по 2008 гг. до 8.5 мм (рис. 7). Таким образом, измерительные системы плотин позволяют контролировать и быстрые и медленные движения земной коры.

ВЫВОДЫ

1. Метрологический потенциал больших бетонных плотин, расположенных в тектонически нестабильных регионах кроме решения задач собственной безопасности может быть с успехом использован в интересах наук о Земле, в частности, в целях раннего предупреждения опасных геодинамических процессов, исследования механизма возбужденных землетрясений и влияния водохранилищ на неотектонику региона.

2. Многофункциональные измерительные системы плотин позволяют одновременно идентифицировать целый комплекс предвестников землетрясений – деформационных, гидрогеодинамических, геохимических, температурных, сейсмологических и других, что делает прогноз контролируемым и надежным.

3. Имеющиеся многолетние ряды наблюдений на больших плотинах (30-40 лет), большое число

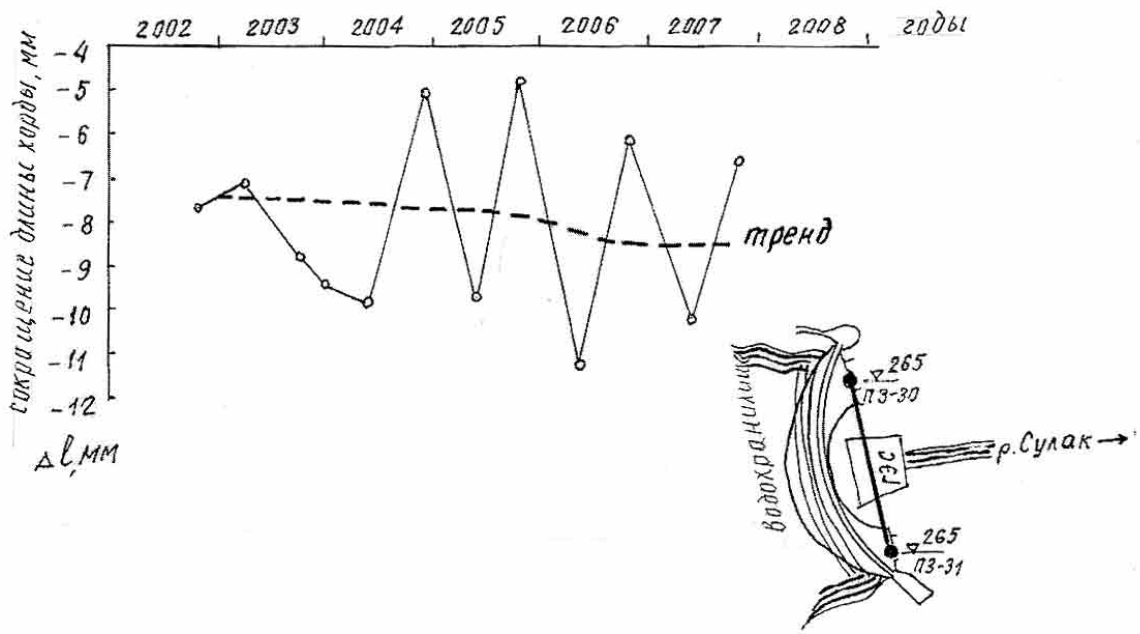


Рис. 7. Сокращение длины хорды плотины Чиркейской ГЭС на отм. 265 м под действием крипового давления со стороны левого берега относительно 1979 г. Данные А.М. Курахмаева

перенесенных землетрясений позволяют построить надежные корреляционные связи между измеряемыми параметрами и характеристиками перенесенных землетрясений, а также с характеристиками подготовительного периода, что важно для достижения прогностических целей.

4. Измерительные системы плотин позволяют осуществлять поэтапное прогнозирование: долгосрочное (годы) по движениям ближайших разломов, среднесрочное – по изменению поля напряжений во вмещающем геоблоке и оперативное, краткосрочное по ГГД-предвестникам в дренажных системах и по показаниям отвесов.

5. Исследования геодинамического влияния на высоконапорные плотины позволит усовершенствовать методы расчета этих уникальных сооружений, математическое и физическое их моделирование.

ЛИТЕРАТУРА

Марчук А.Н., Дурчева В.Н., Савич А.И., Малышев Л.И., Радкевич Д.Б. Способ прогноза землетрясений // Патент РФ № 2068185, 1996 г.

Марчук А.Н., Дурчева В.Н., Савич А.И., Малышев Л.И., Радкевич Д.Б. Способ регистрации современных тектонических движений // Патент РФ № 2067303, 1996 г.

БУДИНИРОВАНИЕ, МЕЛАНЖИРОВАНИЕ И РАССЛАНЦЕВАНИЕ – ЗВЕНЬЯ ОДНОЙ ЦЕПИ?

Милеев В.С.

Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова, mileev@geol.msu.ru

Связь всех трех тектонических процессов хорошо прослеживается на примере хетоламбинского структурно-вещественного комплекса архейской Беломорской зоны в районе структурно-петрологического полигона с. Гридино. Ранее эти образования рассматривались как стратифицированные [Горлов, 1967; Геология СССР, 1960 и др.], позднее стратификацию беломорской серии подвергли пересмотру [Минц, 1993; Миллер, Милькевич, 1995; Леонов, Колодяжный, Кунина, 2000; Колодяжный, 2006; 2007 и др.]. Нами принята схема субдукции архейской базитовой коры под Карельский блок, возможно, в сочетании с архейской коллизией, и с насыщением гранитоидами (мигматитами).

Хетоламбинский комплекс имеет контрастное бинарное строение и представлен меланократовыми породами – амфиболитами и лейкократовыми – мигматитами и гнейсами.

В структурном отношении в районе Гридино наблюдаются в разной степени деформированные амфиболиты, местами биотитизипрованными, и гнейсы, образующие протяженные моноклинали, местами смятыми в складки, часто изоклинальные (рис. 1.6). Структура представляет собой тектонические потоки – термин Е.И. Паталахи [Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974], состоящие из отдельных струй, разделенных вязкими разломами (рис. 1.1). *Гнейсы* – тонко полосчатое (1-3, реже до 10-15 мм) чередование меланократовых (апобазитовых, часто биотитизированных) и лейкократовых (мигматитовых?) слойков – *рассланцованные породы* (рис. 1.1, 1.2, 1.7). В *меланжированных образованиях* кластолиты представлены амфиболитами (вероятно, по архейским силлам метабазитов), а матриксом являются мигматиты и гнейсы (рис. 1.2, 1.3, 1.4, 1.5). В отдельных струях потока по простиранию меланж сменяется гнейсами или мигматитами на интервалах 10-15 м. В архейском комплексе также проявляется и *будинаж*, вероятно, архейских силлов амфиболитов апобазитового состава, но эллипсообразные будины амфиболитов сильно разобщены так, что соседние будины оказываются за пределами даже крупных обнажений, при этом амфиболиты будин часто подвергаются меланжированию (рис. 1.2; 1.5). Обращают на себя внимание высокие градиенты деформации – смена по простиранию на коротких расстояниях в отдельных струях меланжированных пород гнейсами или мигматитами. Более резкие градиенты деформации на границах струй, разделенных конформными вязкими разрывами, зоны которых представлены гнейсами или мигматитами (рис. 1.1). Здесь смена меланжа гнейсами происходит на расстояниях до 50 см. Все это свидетельствует о крайне неоднородных мозаичных полях напряжений и деформаций в тектоническом потоке. На архейском этапе имели место несколько, по крайней мере, два, циклов диастрофизма (деформаций). На одних участках повторные деформации имели конформный характер и усиливали предшествующие, на других – дисконформный. На этих участках развивается секущая сланцеватость или гнейсовидность и конформные им мигматиты и шевронная складчатость.

Однако более четко и ярко *будинаж* проявлен в разобщении даек палеопротерозойских габбро-норитов (2.4 млрд. л.) и габбро (1.8 млрд. л.). Эти дайки при сфекофенской ремобилизации архейской рамы деформированы в складки (рис. 1.7, 1.8,) размерами от первых метров (габбро) до 200-300 м (габбро-нориты) и будинируются, приобретая эллипсоидальную форму (1.3, 1.4, 1.6). Отмечены развороты будин (габбро) и их фрагментов (габбро-норитов) в направлении их простирания – направления тектонического течения (1.3).

Очевидно, что при деформации архейские амфиболиты и палеопротерозойские дайки характеризовались большей вязкостью, чем матрикс – гнейсы и мигматиты.

Здесь выделяются две структурные единицы. Нижняя единица (тектонический поток) – разноориентированые крутозалегающие все эти образования и верхняя (тектонический поток) – пологозалегающие тонкополосчатые образова

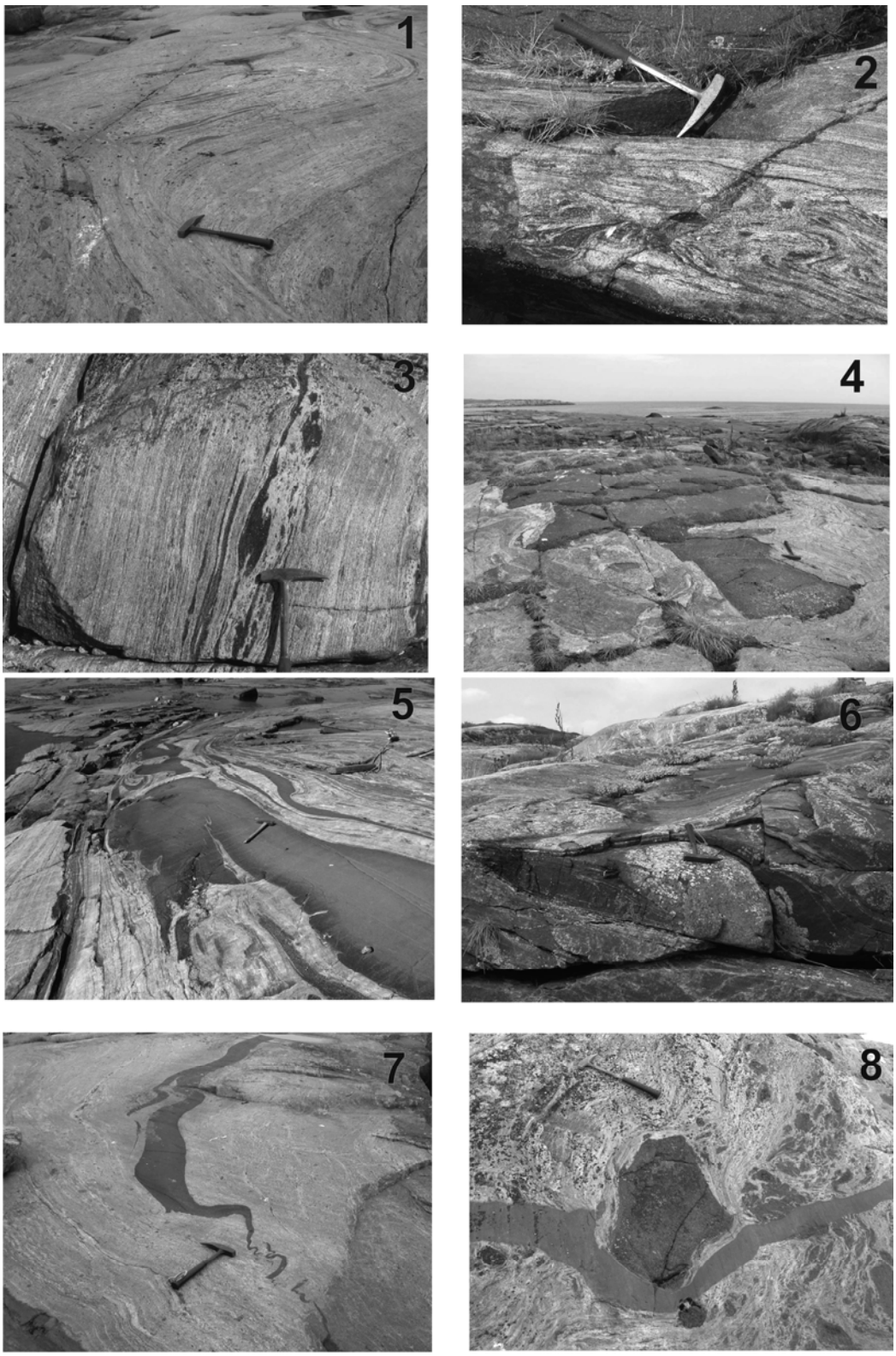


Рис.1. Основные типы структур хетоламбинского комплекса.
1. Струи тонкополосчатых гнейсов, нарушенные секущим вязким разломом, зона которого также представлена гнейсами, нижняя структурная единица. 2. Меланжированная будина силла архейских амфиболитов в гнейсах, нижняя структурная единица. 3. Фрагментированная при будинаже палеопротерозойская дайка габбро-норитов в матриксе архейского меланжированного и рассланцованного комплекса, нижняя структурная единица. На переднем плане развернутая будина. 4. Деформированная эллипсоидальная будина силла габбро-норитов в горизонтально залегающих гнейсах верхней структурной единицы. 5. Меланжированная будина силла архейских амфиболитов в гнейсовом матриксе, нижняя структурная единица. 6. Будина габбро-норитов в матриксе гнейсов, смятых в изоклинальные складки, верхняя структурная единица. 7, 8. Дайки палеопротерозойских габбро, смятые в складки: 7 – в гнейсовом матриксе, 8 – в меланжево-гнейсовом матриксе

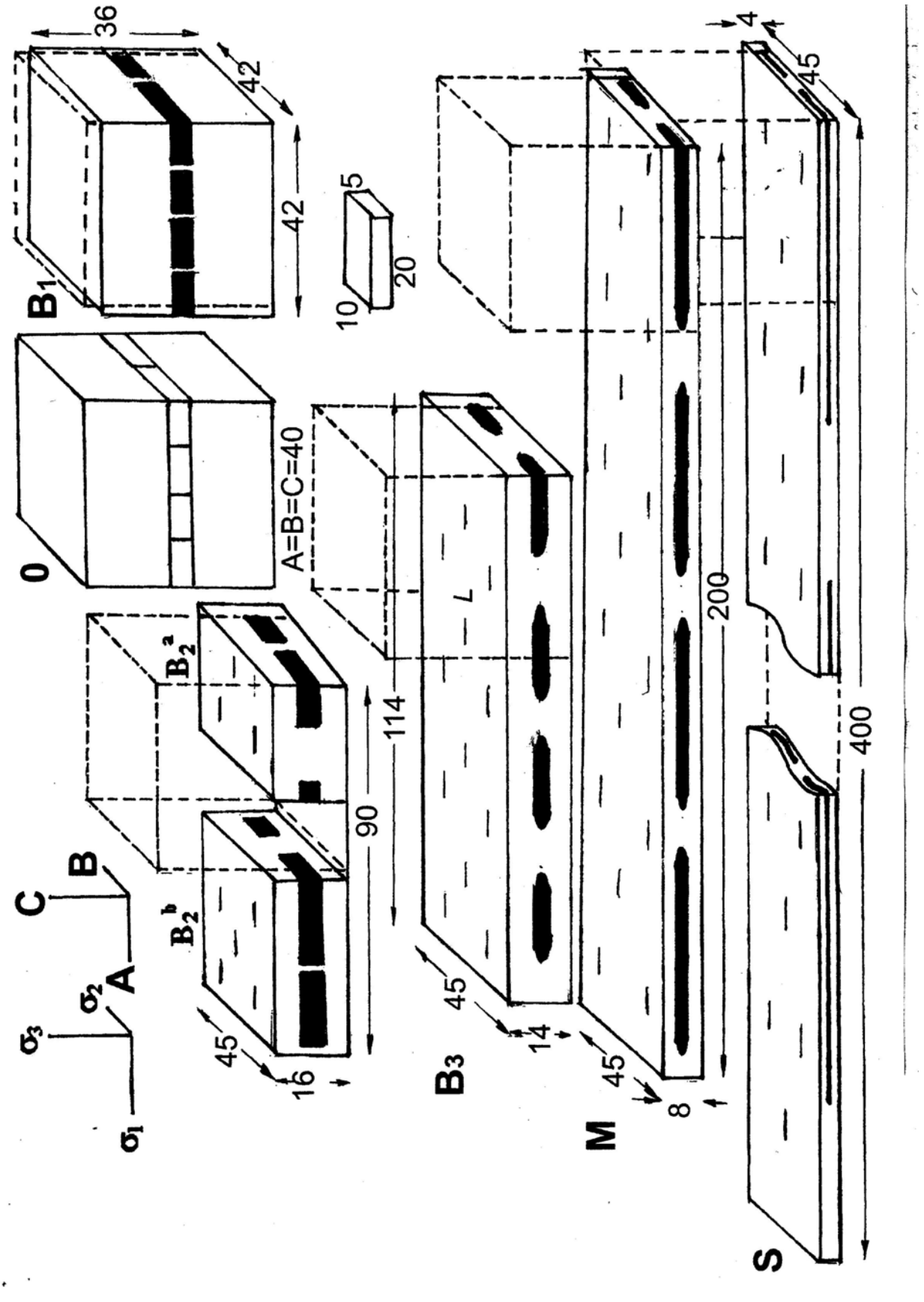


Рис. 2. Результаты расчетно-графического эксперимента по данным таблицы. Один вязкий слой, имеющий 12,5% от исходного объема.

0 – исходный объем с разделением вязкого слоя на будущие будины; этап будинирования: $\mathbf{B_1}$ **–** начальная стадия – разделение вязкого на будины, $\mathbf{B_2^a}$ – стадия достижения поворота будин в плоскости слоя (b ‖ L), $\mathbf{B_2^b}$ – стадия после поворота будин на 90° (a ‖ L), $\mathbf{B_3}$ **–** стадия деформации будин**; M –** этап меланжирования, **S –** этап рассланцевания

ния (гнейсы) с будинированными и деформированными телами габбро-норитов и габбро. Первая, возможно, является результатом коллизии, а вторая – субдукции или обдукции. Не вызывает сомнения, что все эти образования являются разновременными, но одновременно очевидно, что в деформационном плане они образуют единый ряд, последовательно сменяющих процессов: будинирование → меланжирование → рассланцевание. Установление реальности этой эволюционной структурной последовательности – задача будущего, требующая большого объема дорогих и трудоемких детальных структурных, петрографических, петрологических, петрофизических и геохронологических работ.

Для иллюстрации этой схемы произведен расчет и построены блок диаграммы (рис. 2) изменения соотношений между относительно маловязким матриксом и вязким прослоем зависимости от степени деформации (таблица, результаты округлены).

При этом были приняты следующие ограничительные условия:

1. Деформация происходит в условиях текучести и несжимаемости материала – $(1+\varepsilon_1)(1+\varepsilon_2)(1+\varepsilon_3)=1$.

2. Размеры исходного объема 40x40x40 условных единиц.

3. Вязкий слой – один мощностью 5 единиц – 12,5% исходного объема.

4. Исходные размеры будины имеют соотношения – $a:b:c = 20:10:5$.

5. Размеры исходного рассматриваемого объема и будин постоянны.

6. Деформация происходит в условиях однонаправленного тектонического потока по оси A ($+\varepsilon_1$) с поперечным расширением по оси B ($+\varepsilon_2$) до 0,08, что обеспечивает возможность поворота будин в плоскости гнейсовидности и тела на 90°, и сокращения мощности струи по оси C ($-\varepsilon_3$).

7. Вязкости будинированного тела приняты за 1.1, а матрикса – 1, что приблизительно соответствует соотношениям текучести амфиболитов и гранито-гнейсов Кольской ГС [Физические свойства…, 1988]. При формировании мигматитов это соотношение резко увеличивается.

Ранее нами было показано, что деформационная линейность ориентирована по растяжению и направлению тектонического транспорта [Милеев, 1970, 1976b и др.], а будинаж, будучи одной из разновидностей деформационной линейности [Клоос, 1958], развивается в два этапа [Милеев, 1976a,b и др.]. Первый этап (**B_1**) – разделение вязкого тела на будины при ориентировке оси будины *b* по оси A (σ_1), а оси *a* – по оси B (σ_2) [Белоусов, 1985; Милеев, 1976a,b и др.]. На 2 этапе, при дальнейшем развитии деформации, формируется минеральная линейность, достигаются условия поворота будин в плоскости гнейсовидности на 90^o(**B_2^a**) и происходит разворот будин – *a* ‖ L ‖ A (**B_2^b**). Далее деформируются сами будины (**B_3**), приобретая эллипсоидальную форму. В.В.Белоусов [1985 и др.] отмечал, что при будинировании при относительно низких значениях термодинамических условий будины разделяются отрывами, а при высоких, при инверсии прочностей – сколами, что исходно придает будинам эллипсообразную форму, которая усиливается при их деформации. Этап меланжирования (**M**) выражается в дезинтеграции (меланжировании) будин, когда будины и матрикс существенно уплощаются, причем матриксом служат мигматиты, реже – гнейсы. Такие меланжированные образования Н.Г.Судовиков [1955 и др.] считал мигматитами, относя их к агматитам, или это – очковая текстура мигматитов, по К.Менерту [1971]. Завершается процесс при усилении деформации, выражающейся в сильном уплощении всех тел и превращением в рассланцованный комплекс (**S**).

Произведенный расчет подтверждает возможность реализации предложенной схемы эволюции даже при незначительном первоначальном насыщении матрикса вязкими телами (12,5%), а при большем их количестве и объеме вязких прослоев картина только усиливается.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра. 1985. 207 с.

Горлов Н.В. Структура беломорид. Л.: Наука.1967. 111 с.

Геология СССР. Т.37. Карельская АССР. М.: Недра. 1960. 740 с.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М.: ГЕОС. 2006. 332 с.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические особенности эволюции центральной части Беломоро-Лапландского пояса в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 3. С. 46-68.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: струк-

турно-вещественный аспект. М.: ГЕОС. 2000. 202 с.

Клоос Э. Линейность // Вопросы структурной геологии. М.: ИЛ. 1958. С. 7-95.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир. 1971. 328 с.

Милеев В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, № 4. С. 869-872.

Милеев В.С. Нахождение по будинажу тензора главных деформаций // Докл. АН СССР. 1976a . Т. 230, № 4. С. 920-923.

Милеев В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтюбинского антиклинория // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана / Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 11. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1976b . С. 181-354.

Минц М.В. Палеотектонические реконструкции раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1993. № 1. С. 39-56.

Паталаха Е.И., Смирнов А.И, Поляков А.В. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата: Наука КазССР. 1974. 207 с.

Судовиков Н.Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения // Тр. лаб. геол. докембрия. Вып. 5. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 97-174.

Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М.: 1988. 255 с.

«ЭКЗОКЛИВАЖ» В УГОЛЬНЫХ ПЛАСТАХ ЗАПАДНОГО ЗАМЫКАНИЯ ГЛАВНОЙ АНТИКЛИНАЛИ ДОНБАССА (особенности и механизм образования)

И.О. Павлов, В.А. Корчемагин

[1] – Донецкий национальный технический университет МОН Украины, Донецк, geolog@dgtu. donetsk.ua

Одна из первых генетических классификаций трещин в каменных углях была предложена Г.А. Ивановым в1939 г [Аммосов, Ерёмин, 1961]. Все трещины в углях он разделил на две основные группы (экзогенные и эндогенные), дал им подробную характеристику и рассмотрел условия их образования. Тогда же им для обозначения явления образования всех этих трещин был предложен уже существующий термин «кливаж», хотя морфологически эти образования мало напоминают классические трещины кливажа. Основными геологическими факторами, вызывающими образование трещин «эндокливажа» (первичного кливажа) Г.А.Иванов считал диагенез и метаморфизм пород угленосной толщи, а трещин «экзокливажа» – тектонические процессы. Аналогичных взглядов придерживались в последующем и все остальные исследователи [Аммосов, 1961; Эз, 1956, 1962]. «Определяющим фактором в развитии экзогенных трещин является тектоника» [Аммосов, 1961, с. 16]. Некоторые разногласия касались лишь механизмов образования различных систем трещин в углях и правомерности употребления термина «кливаж». При этом под «экзокливажем» понимается вся совокупность трещин, которые образовались в результате эндогенных процессов – и обычные тектонические, и весьма своеобразные, т.н. трещины «со струйчатыми поверхностями». Одни из исследователей (Эз В.В., Аммосов Н.И., Еремин И.В.) считали последние одной из разновидностей тектонических сколов, образованных в результате действия максимальных касательных напряжений, другие (Йейте Е.С.) выделяли их в самостоятельный класс.

Трещины со струйчатыми поверхностями стоят особняком среди всего многообразия экзогенных трещин в углях. Они отличаются как от первичных («эндокливажа»), так и от типичных тектонических трещин. На участках с интенсивным развитием трещин со «струйчатостью» первичная (эндогенная) трещиноватость практически полностью перерабатывается и сохраняется лишь в небольших фрагментах. В то же время трещины со «струйчатостью» в интенсивно дислоцированных пластах угля в свою очередь, перерабатываются обычными тектоническими трещинами с зеркалами скольжения, штрихами и бороздами.

В морфологическом отношении трещины со струйчатыми поверхностями похожи на обычные сколовые трещины: имеют сравнительно ровные поверхности, на которых отчётливо видны морфологические элементы («струйчатость») – характерные тонкие штрихи, бороздки и валики, часто сходящиеся под острым углом (угол может колебаться от 5 до 20°) (рис. 1). Вследствие густой штриховки, поверхности трещин никогда не бывают идеально гладкими и блестящими. Перетёртого угля вдоль них не отмечается, впрочем, как и каких-либо заметных смещений элементов угольных пластов.

Рис. 1. Вид поверхности трещин «эндо-» и «экзокливажа» в угле

Обычно эти трещины фиксируются лишь в углях средних стадий метаморфизма. Они появляются в углях марок переходных от Г к Ж, наиболее многочисленны в углях марок Ж, К, ОС и исчезают в углях переходных от Т к А. Устанавливается определённая связь этих трещин с петрографическим составом углей. Они распространены в пластах сложенных преимущественно гелефицированными компонентами – клареном и витреном. В углях содержащих значительное количество фюзена, дюрена и близких к ним по содержанию окисленной органической массы компонентов – эти трещины отсутствуют. Подобная избирательность обусловлена, скорее всего, физико-механическими свойствами углей различных марок и петрографического состава: прочностные свойства (микротвёрдость, крепость) гелефицированных компонентов и, в целом, углей средних стадий метаморфизма в 1.5-2 раза ниже, чем у углей остальных марок и типов.

Это значит, что трещины со «струйчатостью» возникли уже после того, как эти различия в физико-механических свойствах полностью сформировались, т.е. после завершения процессов регионального метаморфизма. Следовательно, они моложе первичных (нормальносекущих) трещин и их образование связано с определёнными тектоническими процессами.

В.В. Эз [1962], анализируя ориентировку этих трещин в пределах Главной антиклинали (Центральный геолого-промышленный район), установил, что они ориентированы под углом 18-35° к оси этой структуры (рис. 2, Б). На стереограмме полюса этих трещин формируют конус, ось которого совпадает с осью Главной антиклинали. Отождествляя этот структурный рисунок с конусом скалывания, В.В. Эз предположил, что на определённой стадии развития ось тектонического сжатия σ_3 была ориентирована вдоль оси антиклинали.

Аналогичный структурный рисунок был получен авторами при изучении трещин этого класса в углях Донецко-Макеевского района. При этом помимо ориентировки самих трещин замерялась ориентировка «струйчатости» на их поверхностях. Было установлено, что «струйчатость» (линии скольжения) на стенках трещин любой ориентировки субпараллельны (т.е. их кинематические плоскости коллинеарны) и пересекаются вдоль единой оси (аз. пр.300-305°), совпадающей с осью конических поверхностей симметрии. Полюса этих трещин на стереограмме формируют пояса, также симметричные этой оси (рис. 3).

Полученный структурный рисунок можно охарактеризовать, как «пояс течения». Подобный пояс (твёрдо-вязкое течение) возникает при угле разрушения близком к 0°, что приводит к образованию системы коллинеарных плоскостей и скольжению по ним в одном направлении вдоль линии (оси) их пересечения [Расцветаев, 1987, 1991].

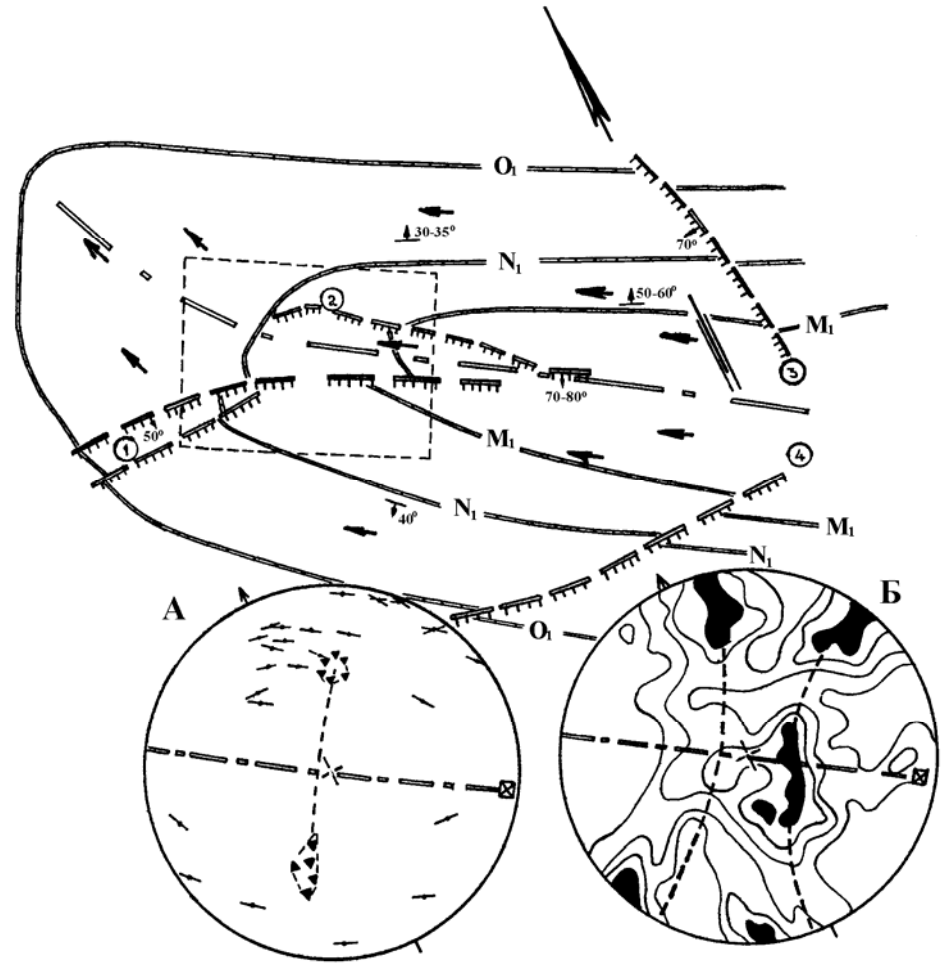


Рис. 2. Схематическая геологическая карта западного замыкания Главной антиклинали.

А – кинематическая стереограмма ориентировки «струйчатости» в крыльях антиклинали (поля шх. «Торецкая» и им. Ф.Э. Дзержинского); *Б* – распределение полюсов трещин со «струйчатостью» для Центрального Донбасса (по [Эз, 1962]). Основные надвиги: *1* – Главный; *2* – Осевой; *3* – Дылеевский; *4* – Артемовский.

Условные обозначения на рис. 3, 4

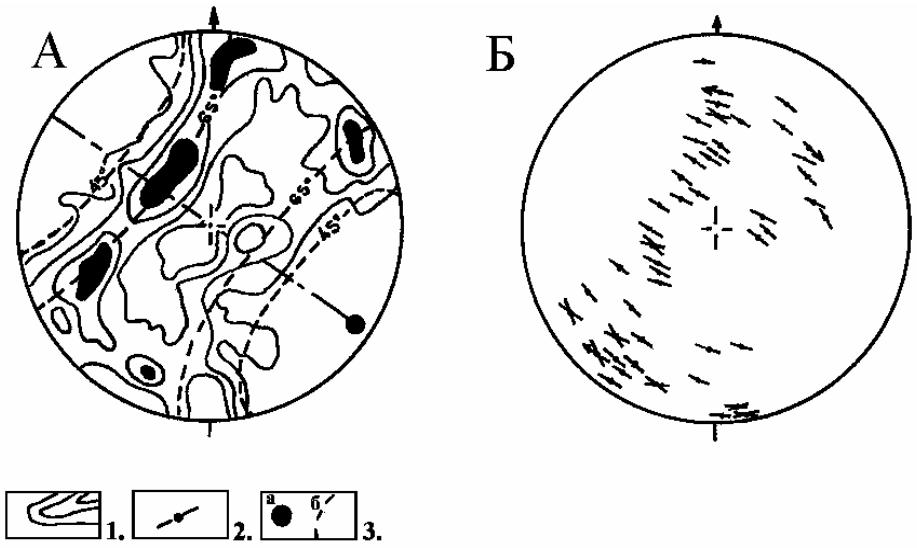


Рис. 3. «Экзокливаж» в углях Донецко-Макеевского района.

А – суммарная (для всего района) плотностная стереограмма полюсов трещин (> 500 замеров); *Б* – кинематическая стереограмма (поле шх. «Холодная Балка», пл.h_{10}).

1 – изолинии плотности распределения полюсов трещин; *2* – полюс трещины с фрагментом кинематической плоскости; *3* – ось (*а*) симметрии и конические (*б*) поверхности симметрии

В последующем были выполнены замеры трещин и «струйчатости» в зоне западного замыкания Главной антиклинали Донбасса. На участке, где складка ещё сохраняет цилиндрическую геометрию (поля шахт «Торецкая» и им.Ф.Э.Дзержинского), «струйчатость» параллельна оси складки (рис. 2, А), что в сочетании с данными В.В. Эза даёт всё тот же «пояс течения» вдоль оси, совпадающей с осью Главной антиклинали.

На самой переклинали (поле шахты «Ново-Дзержинская») картина усложняется. На стереограмме полюсов плоскостей напластования чётко фиксируется конический характер складки на этом участке (рис. 4, в). Вследствие дополнительных деформаций в пределах шахтного поля ось Главной антиклинали отклоняется от генерального северо-западного простирания к широтному (рис. 4).

Основные геометрические элементы складки характеризуются следующими элементами залегания: шарнир – аз. пад.275°∠ 20°; осевая плоскость – аз. пад.188°∠ 82°. Породы в крыльях имеют следующие усреднённые элементы залегания: аз. пад.347°∠ 34° (для северного) и 267°∠ 18° (для юго-западного). В распределении трещин со «струйчатостью» сохраняется определённая симметрия относительно структурных элементов. В данном случае это уже не ось (шарнир) складки, а плоскости напластования. Так на сводной стереограмме полюсов трещин «экзокливажа» для северного крыла выделяется ось симметрии с элементами залегания аз. пад.285°∠ 20° (рис. 4, а, б). Ось лежит в усреднённой плоскости напластования этого блока. Сама «струйчатость» субпараллельна этой оси и продольна к напластованию (основные максимумы ориентировок: аз. пад.255°∠ 15°; 300°∠ 20°; 168°∠ 10°; 355°∠ 20°; 340°∠ 15°) (рис. 5, а). Для юго-западного крыла полюса трещин на стереограмме рассеиваются по коническим поверхностям. Ось вращения (симметрии) этих конических поверхностей так же лежит в плоскости напластования (для юго-западного блока) и характеризуется элементами залегания: аз. пад.335°∠ 8° (рис. 4, г, д). «Струйчатость» и здесь субпараллельна оси симметрии и продольна к напластованию (основные ориентировки: аз. пад.200°∠ 15°; 165°∠ 15°; 140°∠ 15° 10°∠ 25°; 305°∠ 10°) (рис. 5, б). Т.о. с учётом кинематических характеристик трещин (ориентировки «струйчатости») полученный структурный рисунок можно охарактеризовать так же, как «пояс течения». Но здесь, в условиях переклинали оси поясов в противоположных крыльях сходятся под углом 25° к оси антиклинали (аз. пр.310°).

Установленная упорядоченная ориентировка линейных элементов («струйчатости») отражает линейную направленность движения материальных частиц. При этом перемещение материала угольных пластов происходит в плоскости пластов по системе разноориентированных трещин в одном направлении вдоль оси складки. Выдержанность ориентировки «струйчатости» в пространстве на значительной площади свидетельствует о региональном характере этого процесса. Симметричность всех выделенных деформационных элементов складчатой структуре позволяет предположить их генетическую связь, т.е. то,

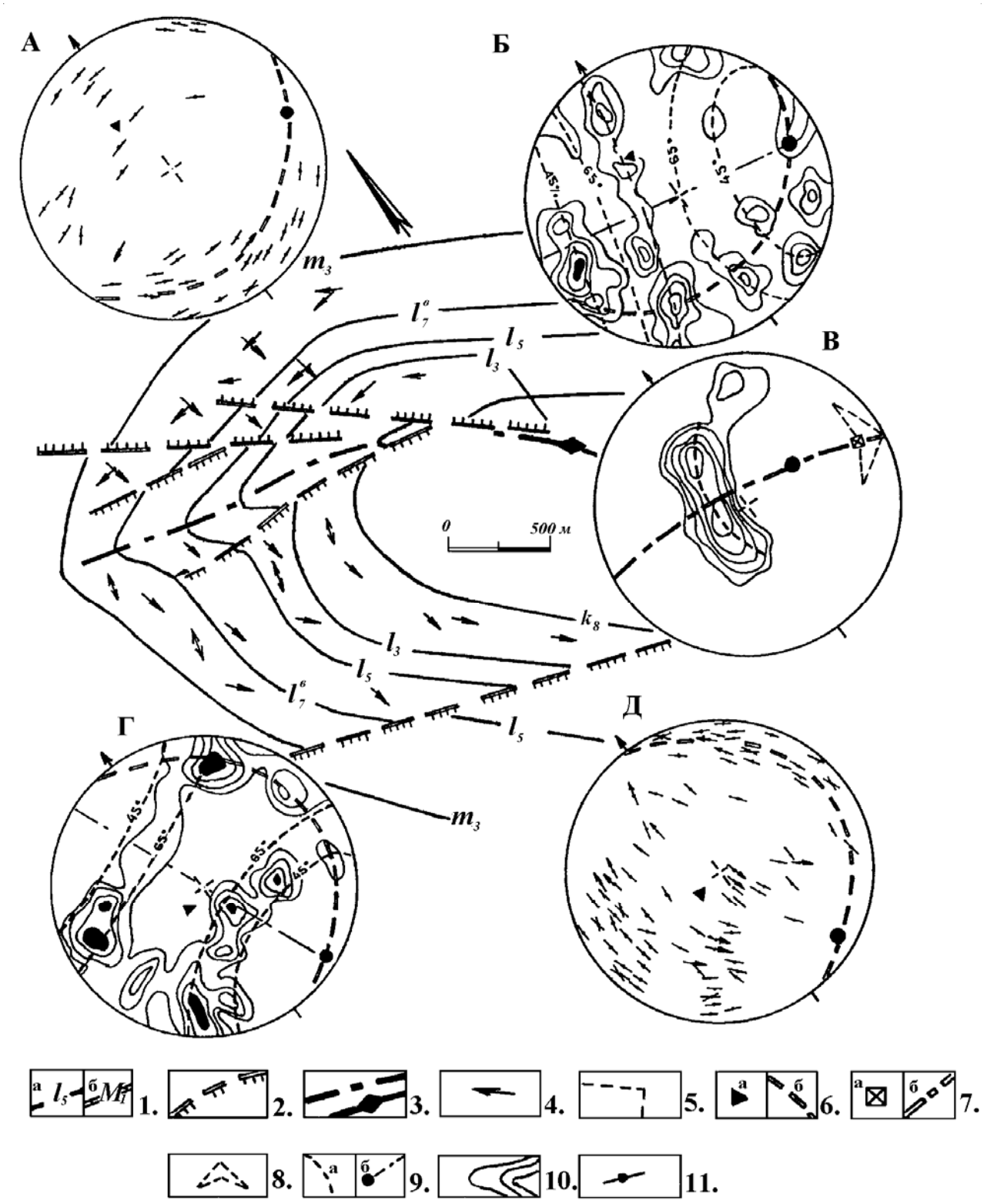


Рис. 4. Западное замыкание Главной антиклинали. Геолого-структурный план гор.452 м (шх. «Ново-Дзержинская). На стереограммах: *А*, *Б* – «экзокливаж» в северном крыле Главной антиклинали (кинематическая (*А*) и плотностная (*Б*) стереограммы); *Г*, *Д* – то же, в юго-западном; *В* – распределение полюсов напластования

1 – маркирующие горизонты: угольные пласты (*а*), известняки (*б*); *2* – тектонические разрывы; *3* – осевая линия антиклинали; *4* – ориентировка струйчатости в плане; *5* – границы шахтного поля; на стереограммах: *6* – полюс (*а*) и плоскость напластования; *7* – шарнир (*а*) и осевая плоскость складки (*б*); *8* – треугольник «β»-пересечений; *9* – пояс (поверхность) (*а*) и ось (*б*) симметрии; *10* – изолинии плотности распределения полюсов; *11* – полюс трещины с направлением подвижки по ней (следом кинематической плоскости)

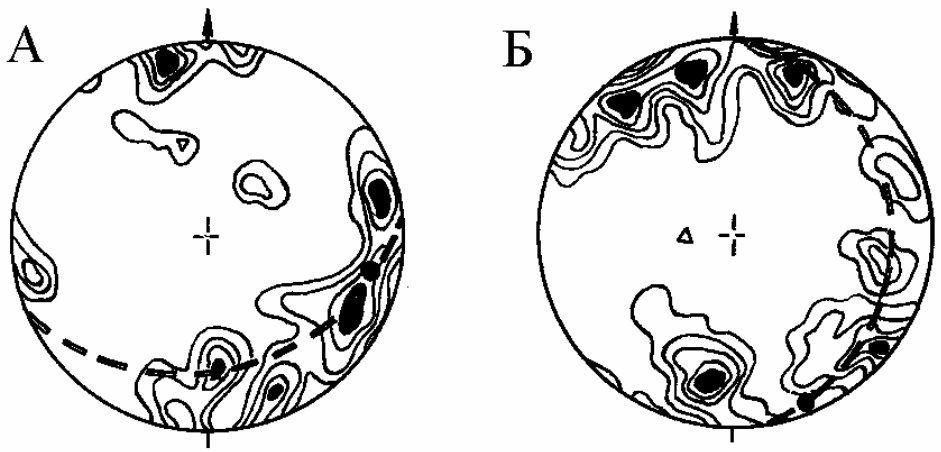


Рис. 5. Ориентировка «струйчатости» на переклинальном замыкании Главной антиклинали (поле шх. «Ново-Дзержинская»). *А* – в северном крыле; *Б* – в юго-западном крыле.

Условные обозначения на рис. 3

что установленные деформации являются соскладчатыми. Обычно линейные элементы, возникающие синхронно с образованием складки ориентированы закономерно относительно её шарнира и осевой плоскости.

По отношению к тектонической транспортировке вещества линейные структурные элементы подразделяются на «a»- и «b»-линейность. «a»-линейность совпадает с направлением скольжения, «b»-линейность перпендикулярна направлению движения [Казаков, 1976]. Возникающие в процессе движения плоскости скалывания обычно расположены под углом к основной плоскостной структуре (напластованию) и пересекаются по оси, совпадающей с «b»-линейностью. «Струйчатость», субпараллельная этой оси и указывающая на перемещение вещества угольных пластов вдоль шарниров складок, перпендикулярно направлению проскальзывания пород в крыльях в этом случае является аналогом «b»-линейности. Выделенная ось симметрии (линия пересечения плоскостей этих трещин) совпадает, с осью растяжения ε_1 соскладчатого поля деформаций.

При подобной интерпретации этих структур можно предположить следующий механизм их образования. В ходе формировании основной складчатости в Донбассе на слоистую угленосную толщу синхронно воздействовали горизонтальные сжимающие усилия ортогональные бортам бассейна и объёмные вертикальные нагрузки, обусловленные весом самих пород. В результате происходил не только изгиб слоёв с проскальзыванием по плоскостям напластования (механизм продольного изгиба), но и одновременное выдавливание пластичного материала вдоль шарниров формирующихся складок.

Сами трещины со «струйчатостью» в этом случае наиболее близки к кливажу. Но не в классическом его понимании: «Кливажем называются частые параллельные поверхности скольжения, развивающиеся при пластической деформации горных пород. В механическом отношении кливаж выражается в образовании многочисленных поверхностей скольжения и срезывания, по которым в процессе пластической деформации частицы смещаются относительно друг друга» [Михайлов, 1984, с. 213]. Или, в понимании Г.Д. Ажгирея: «Кливажем мы будем называть делимость и трещиноватость, развивающиеся только в слоистых горных породах, генетически связанную только со складкообразованием» [1956, с. 235]. Трещины со струйчатыми поверхностями соответствуют сути этого определения, его генетическому смыслу – они образованы при пластических деформациях углевмещающей толщи при твердо-вязком течении материала угольных пластов. Возможность формирования кливажа в результате объёмного однонаправленного межмолекулярного и молекулярного движения масс предполагалась некоторыми исследователями и ранее [Белевцев, Тохтуев, 1966; Кирилова, 1962]. Но в данном конкретном случае сдвижение материала пород происходит не вдоль параллельных плоскостей, а по системам разноориентированных сколов. Ориентировка систем трещин, при этом, на различных участках может меняться в зависимости от местных условий, но ориентировка «струйчатости» и общий структурный рисунок, в целом, остаются неизменными. В этом их основное отличие от классических определений кливажа. Избирательное распространение этих трещин в пластах лишь определённого марочного состава соответствует аналогичной избирательности трещин классического кливажа.

Подобная интерпретация этих структурных элементов ещё раз показывает искусственность существующего подразделения кливажа на кливаж течения и кливаж разлома. Генетически – это единые процесс деформации, при котором происходит однонаправленное движение вещества с образованием систем разноориентированных сколов.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

– трещины со струйчатыми поверхностями в углях являются своеобразным аналогом кливажа;

– сама «струйчатость» является аналогом «b»-линейности.

ЛИТЕРАТУРА

Амосов И.И., Ерёмин И.В. Трещиноватость углей. М.: Наука. 1961. 120 с.

Эз В.В. Микротектоника угольных пластов и внезапные выбросы // Борьба с внезапными выбросами угля и газа в шахтах. – Тр. Геофиз. института АН СССР. 1956. № 34. С. 5-73.

Эз В.В. К вопросу о связи трещиноватости в каменных углях Донбасса со складчатой структурой // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Наука. 1962. С. 250-264.

Расцветаев Л.М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов, как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 171-181.

Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю. О выявлении некоторых параметров тектонических деформаций по результатам статистического геолого-кинематического исследования «малых» дизъюнктивов // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка. 1991. С. 204-211.

Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука. 1976. 238 с.

Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра. 1984. 464 с.

Ажгирей А.Д. Структурная геология. М.: МГУ. 1956. 494 с.

Белевцев Я.Н., Тохтуев Г.В. Типы кливажа и его классификация // Советская геология. 1966. № 2. С. 127-133.

Кирилова И.В. Кливаж, как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Наука. 1962. С. 78-109.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ МОНГОЛЬСКОГО БЛОКА

А.В. Парфеевец, В.А. Саньков

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

Территория Центральной Азии заключенная между Гималайским коллизионным фронтом и Сибирской платформой аккомодирует направленное на СВ сокращение земной коры. Она представлена мобильными складчатыми горными сооружениями Тибета, Тянь-Шаня, Монгольского и Гобийского Алтая, Саяна, разделяющими относительно слабодеформируемые жесткие блоки земной коры, как, например, Таримский и Джунгарский. В эту систему входит и Монгольский блок, впервые выделенный в работе [Зоненшайн, Савостин, 1979], к границам которого приурочены очаги наиболее сильных землетрясений региона (рис. 1). Ядром Монгольского блока является Хангайское сводовое поднятие, которое характеризуется слабо проявленной сейсмичностью, но вместе с тем широко развитым базальтовым вулканизмом. Поднятие и высокая проницаемость коры Хангайского орогена связаны с динамическим воздействием мантийной аномалии, которая обнаружена по данным сейсмологических исследований [Мордвинова и др., 2007]. Реконструкции палеонапряженного состояния, сделанные в пределах Хангайского поднятия, показывают, что в центральной и восточной его частях имеют широкое распространение стресс-тензоры растяжения преимущественно СЗ и субмеридиональной ориентировки, которые сочетаются с широким развитием сбросовых структур во внутренних частях Хангая (рис. 2). Западная часть Хангайского поднятия характеризуется сдвиговыми деформациями [Walker et al., 2008]: левосторонними по субширотным и правосторонними по СЗ разломам (рис. 1).

В южной и юго-западной части Хангая выделяется *Южно-Хангайское поднятие*, блок с относительно невысокой топографией, который отделяется от остальной части Хангайского свода *Южно-Хангайским разломом* (рис. 1). Западный его сегмент имеет субширотное простирание, В его зоне выявлены левосторонние сдвиговые деформации с амплитудами смещений от 0.8 до 2 км [Walker et al., 2008]. Центральный сегмент Южно-Хангайского разлома представлен Баянхонгорским разломом СЗ простирания, ограничивающим одноименную впадину. Интерпретация кинематики Баянхонгорского разлома неоднозначна. В работе [Cunnihgham, 2001] он описан, как сброс, а в работе [Walker et al., 2007] – как надвиг. В нашей интерпретации это надвиговая структура. Об этом свидетельствуют как геолого-структурные данные, так и геоморфологические признаки – разрывы прослеживаются вверх по долинам временных водотоков, что говорит о падении плоскости разрыва под хребет. В зоне Баянхонгорского разлома нами зафиксированы и надвиговые деформации голоценового возраста. Падение плоскости разрыва составляет $200° \angle 30º$, наблюдается подворот слоев до обратного падения. Реконструкции полей палеонапряжений, проведенные в различных точках по простиранию Баянхонгорского разлома показывают режимы сжатия с СВ направлением оси сжатия (рис. 2). Но вместе с этим имеются и реконструкции режима растяжения от СЗ до СВ и субширотной ориентировки. С чем связаны эти деформации? Наши наблюдения показали, что помимо надвиговых, в зоне Баянхонгорского разлома широкое развитие имеют оползневые структуры, параллельные разлому, в том числе в скальных массивах. Мы считаем, что реконструкции полей палеонапряжений режимов растяжения связаны именно с этими деформациями.

Крайний восточный сегмент Южно-Хангайского разлома ЗСЗ простирания характеризуется левосторонними сдвиговыми смещениями, фиксируемыми по смещениям долин крупных рек Тацин-Гол, Шарын-Гол. Реконструкции полей напряжений показывают режимы сдвига, траспрессии и сжатия с СВ и субмеридиональной ориентировкой оси сжатия (рис. 2).

С севера Монгольский блок ограничен зоной сейсмогенного Северо-Хангайского разлома, который протягивается в широтном направлении вдоль северного склона Хангайского поднятия и далее на запад вдоль хр. Хан-Хухэй (рис. 1). В позднем кайнозое разлом характеризуется левосторонними сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми смещениями. Окончания Северо-Хангайского разлома имеют различное строение и кинематику. Для западного сегмента разлома характерны транспрессивные структуры, представленные надвигами, обрамляющими главный сдвиг и деформирующими кайнозойские отложения [Мезозойская…, 1975]. Реконструкции полей напряжений показывают режимы сжатия и транспрессии с субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия (рис. 2). Для центральной части разлома помимо сдвиговых левосторонних смещений характерны продольные горсты типа

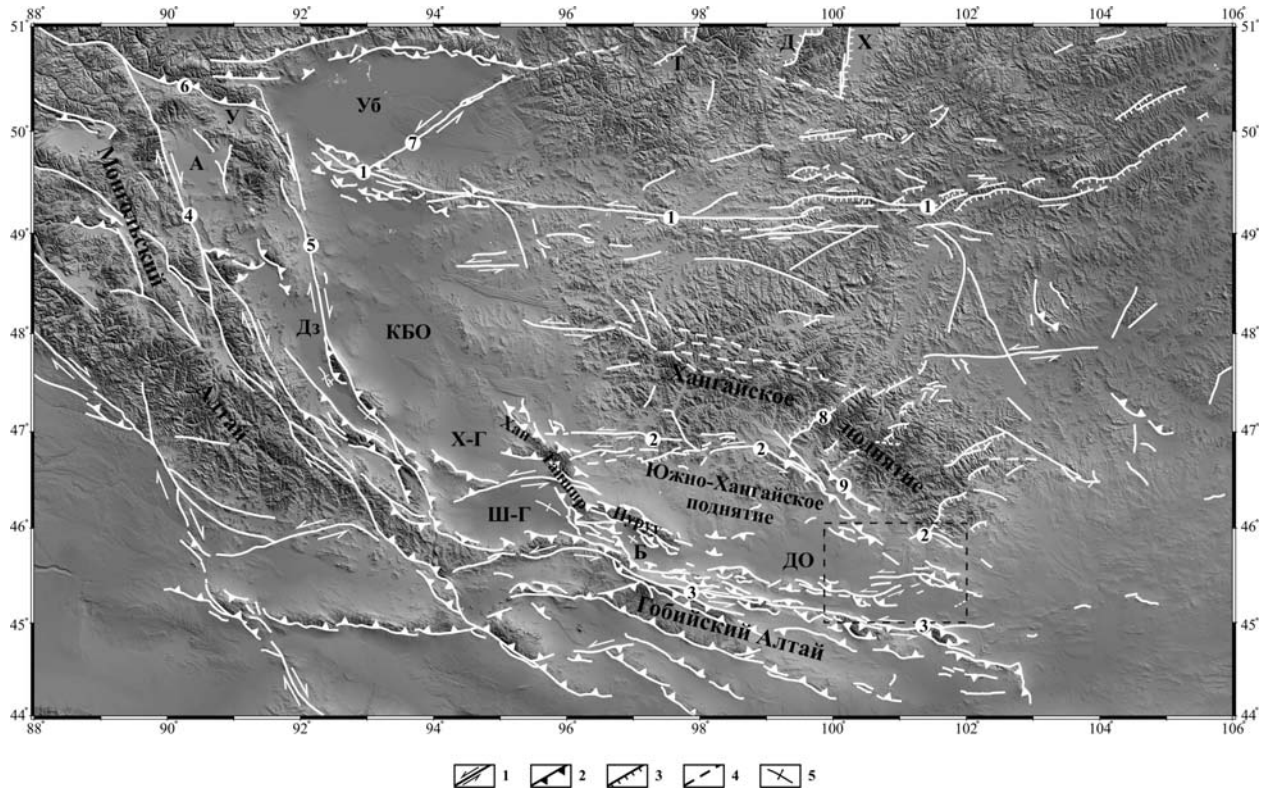


Рис. 1. Схема активных разломов Монгольского блока. *1–4* – разломы: *1* – сдвиги, *2* – взбросы, *3* – сбросы, *4* – предполагаемые; *5* – оси антиклинальных складок. Буквами обозначены впадины: Уб – Убсунурская, У – Урэгнурская, Дз – Дзэргэнская, КБО – Котловина Больших Озер, Х-Г – Хойсин-Гобийская, Ш-Г – Шаргаин-Гобийская, Б – Бэгэрская, ДО – Долиноозерская, Т – Терехольская, Д – Дархатская, Х – Хубсугульская. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Северо-Хангайский, 2 – Южно-Хангайский, 3 – Гоби-Алтайский, 4 – Кобдинский, *5* – Предалтайский, *6* – Цаган-Шибетинский, *7* – Эрзино-Агардакский, *8* – Эгийн-Дава, *9* – Баянхонгорский. Пунктирным прямоугольником показано положение рис. 3

«push-up», и мелкие впадины пулл-апарт, а реконструкции представлены стресс-тензорами сдвига, сжатия и транспрессии с СВ направлением оси сжатия (рис. 2). На востоке широтный сдвиг имеет структуру типа releasing bends с набором небольших впадин СВ простирания. Здесь реконструированы стресс-тензоры режимов и сдвига и растяжения (рис. 2).

С запада и юга Монгольский блок ограничен горными поднятиями Монгольского и Гобийского Алтая, которые в интерпретации Д. Канингхема [Cunnihgham, 2007] представляют собой транспрессивные структуры (restraining bend mountain ranges), сформированные сдвиговыми и надвиговыми парагенезисами (рис. 1). На Монгольском Алтае в зонах Кобдинского и Сагсайского разломов С-СЗ простирания и субширотного Цаган-Шибетинского разлома получены реконструкции режимов сжатия и транспрессии с субмеридиональным и СВ сжатием. Это согласуется с фиксируемыми правосторонними сдвиговыми смещениями в зонах Кобдинского и Сагсайского разломов и взбросовыми в зоне Цаган-Шибетинского (рис. 2) [Мезозойская…, 1975].

Система разломов Хан-Тайшир-Нуруу ограничивает одноименный хребет, находящийся в переходной зоне между структурами Монгольского и Гобийского Алтая с одной стороны и Хангайским поднятием – с другой (рис. 1). Траспрессивные структуры этого поднятия через систему сдвигов сочленяются с Южно-Хангайским разломом. В позднем кайнозое эту систему разломов характеризуют взбросовые смещения по северо-западным и взбросовые и левосторонние сдвиговые смещения по субширотным разрывным нарушениям. В этой системе разломов реконструированы поля напряжений транспрессивнного, компрессивного и сдвигового типов с осью максимального сжатия, ориентированной в СВ направлении (рис. 2).

Бэгэрская впадина расположена между поднятиями Гобийского Алтая и Хан-Тайшир-Нуруу и представляет собой впадину-рамп, ограниченную по бортам надвиговыми структурами (рис. 1). Борта впадины постепенно вовлекаются в поднятия, формируя форберги, протыкающие предгорные наклонные равнины – бэли. Деформациями охвачены и кайнозойские осадки впадины: здесь зафиксированы надвиговые и складчатые парагенезисы. Реконструкции полей напряжений показывают режимы сжатия и транспрессии с СВ направлением оси сжатия (рис. 2).

Свидетельства активности плиоцен-четвертичной сдвиговой тектоники обнаружены

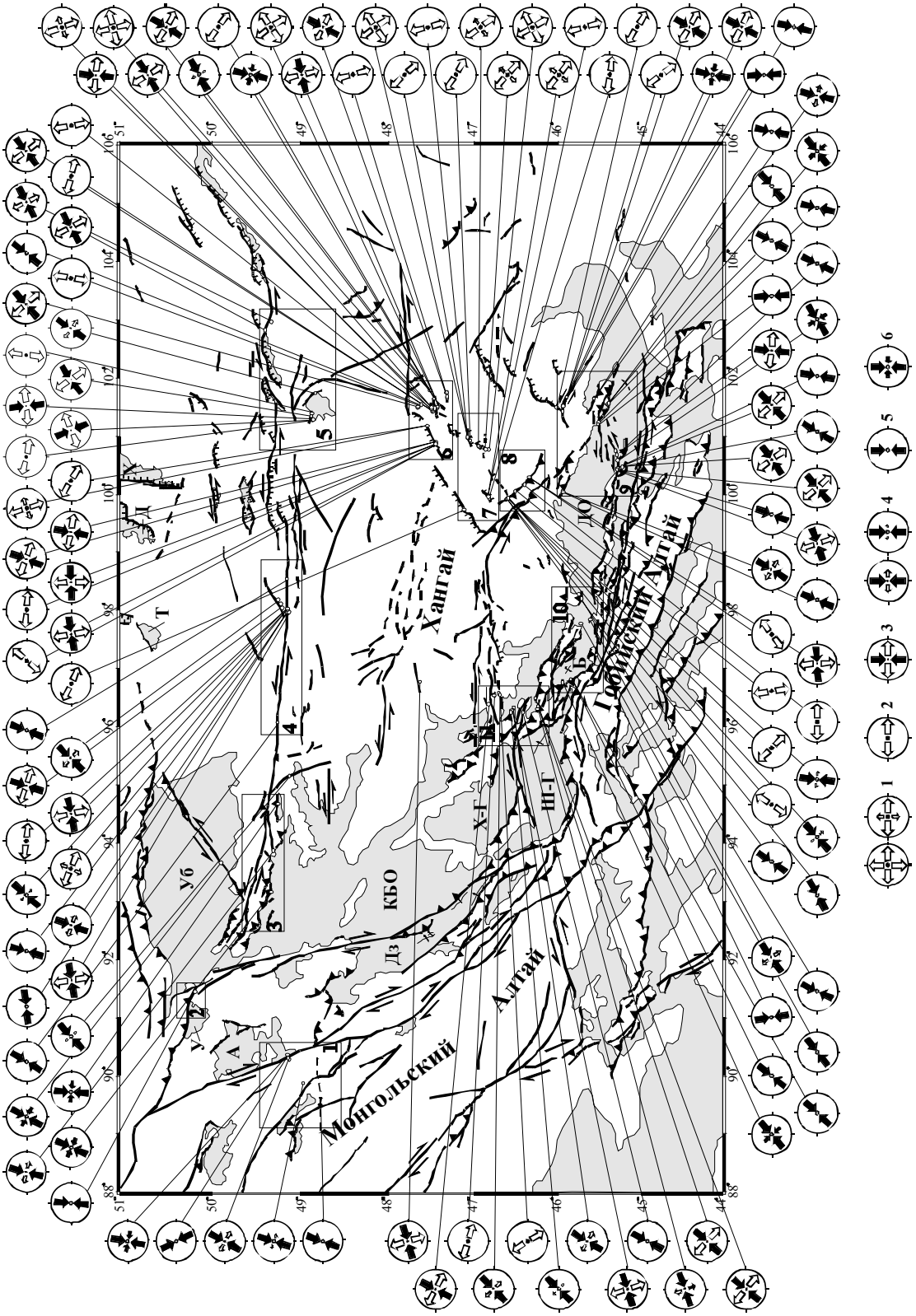


Рис. 2. Схема стресс-тензоров Монгольского блока. *1* – стресс-тензоры режима радиального растяжения, *2* – стресс-тензоры режима растяжения, *3* – стресс-тензоры режима сдвига, *4* – стресс-тензоры режима транспрессии, *5* – стресс-тензоры режима сжатия, *6* – стресс-тензоры режима радиального сжатия. Классификация стресс-тензоров дана в соответствии с [Delvaux et al., 1997]. Прямоугольниками показаны местоположение точек наблюдения: *1* – зона Кобдинского и Сагсайского разломов, *2* – зона Цаган-Шибетинского разлома, *3* – зона западного сегмента Северо-Хангайского разлома, *4* – зона центрального сегмента Северо-Хангайского разлома, *5* – зона восточного сегмента Северо-Хангайского разлома и Хануйгольская впадина, 6 – северный склон Хангайского поднятия, *7* –центральная часть Хангайского поднятия, *8* – зона Баянхонгорского разлома, *9* – Долиноозерская впадина и Южно-Хангайское поднятие, *10* – Бэгэрская впадина, *11* –поднятие Хан-Тайшир-Нуруу. Остальные условные см. на рис. 1

в Долиноозерской впадине. Здесь нами исследованы разломы ВСВ простирания, которые можно рассматривать как переходное звено от структур Гобийского Алтая к структурам Южного Хангая (рис. 3). Серия из трех субпараллельных разломов протягивается от поднятия Нарийн-Харын-Нуру на юго-западе к поднятию Усгэхийн-Нуру на северо-востоке. Внутреннее строение зон разломов характеризуется наличием эшелонированных структур сжатия (валов, поднятий) и растяжения (уступов, локальных впадин). Зона самого северного Дунд-Хонгорского разлома характеризуется хорошо выраженным в рельефе и обращенным на север уступом высотой примерно 35 м. В западной его части отмечается незаполненная осадками впадина типа пулл-апарт с размерами 1.5×0.8 км с глубиной 30 м. В целом парагенез деформаций соответствует левостороннему сдвигу. Амплитуда сдвига может быть оценена по смещению позднеплестоценовой аккумулятивной поверхности р. Туин-гол в районе сомона Жинст в 320 м. Зона Холболджин-Нурского разлома протягивается от ур. Загийн-Хундийн-Холой до озер Холболджин-Нур и Давсан-Нур. В восточной его части северное крыло характеризуется опущенными блоками по северо-восточным разрывам, которые также формируют впадины типа пулл-апарт. В западной его части фиксируются обращенные на юг сдвиго-взбросовые уступы общей высотой около 7 м. Уступы голоценового возраста достигают высоты 2 м. Амплитуда левостороннего сдвига по аккумулятивным поверхностям в урочище Загийн-Хундийн-Холой и долины р. Туин-Гол составляет 300 м. В зоне Холболджин-Нурского разлома выделяется также несколько узких антиклинальных складок субширотного простирания, хорошо выраженных в современном рельефе, которые деформируют миоценовые отложения. Направление сжатия по элементам залегания складок – северо-восточное. В самой западной части Холболджин-Нурского разлома комплекс разрывных и складчатых деформаций в кайнозойских отложениях (олигоцен-миоцен?) также характеризует левосторонний взбросо-сдвиг. В целом реконструкции палеонапряжений по тектонической трещиноватости в олигоценовых и миоценовых отложениях, а также в докайнозойских породах указывают на господство режимов транспрессии и сжатия с субмеридиональным или ССВ направлением оси сжатия (рис. 2).

Указанные разломы образуют единую динамическую систему с надвигом ЗСЗ простирания, ограничивающим с юга поднятие Усгэхийн-Нуру, относимое к структурам Хангая (рис. 3). Этот надвиг был впервые выделен Е.В. Девяткиным между долиной реки Тацын-Гол и урочищем Хсанда-Гол [Мезозойская…, 1975]. Геолого-структурные исследования, проведенные нами вдоль южного склона поднятия Усгэхийн-Нуру, указывают на наличие крупного надвига палеозойских кристаллических пород на позднекайнозойские осадочные толщи. Олигоценовые и миоценовые осадки формаций Хсанда-гол и Лоо [Hock et al., 1999], содержащие потоки базальтов смяты в складки и изогнуты до обратного падения под выполаживающейся кверху плоскостью надвига. Реконструкции полей напряжений указывают на субмеридиональное и СВ направление осей сжатия (рис. 2).

В целом комплекс деформаций в восточной части Долиноозерской впадины проявился после формирования отложений олигоцен-миоценового возраста. Мы считаем, что активизация движений в этом районе началась, по-видимому, в плиоцене, вместе с активизацией поднятий в Гобийском Алтае. По данным термохронологического датирования по апатитам, приведенным в работе [Vassallo et al., 2007] поднятие хребтов Их-Богд и Бага-Богд происходило 5 ± 3 млн. л. назад.

Проведенное исследование позволяет заключить:

1. Максимальные деформации, связанные с коллизионным сжатием генерального уровня СВ направления, концентрируются по периферии Монгольского блока. При этом максимальное сжатие сосредоточено на его западной и южной границе, формируя право- и левосторонние транспрессивные структуры Монгольского и Гобийского Алтая.

2. Деформациям, связанным с сокращением земной коры, подвержены не только горные хребты, обрамляющие блок, но и межгорные депрессии, отделяющие Гобийский и Монгольский Алтай от Хангайского свода, а также южная часть Хангайского поднятия.

3. Разнообразие деформаций центральной части Хангая связаны с взаимодействием растяжения, возникающего в результате поддерживающего влияния мантийной аномалии и регионального сжатия СВ направления.

4. Относительно жесткий и слабодеформируемый Хангайский блок, по-видимому, способствует передаче деформаций на его северное ограничение – сейсмически активный Северо-Хангайский сдвиг. В этой широтной зоне также наблюдается увеличение роли сжатия к западу, где она сочленяется с транспрессивными структурами Монгольского Алтая, и увеличение влияния растяжения к востоку, где формируются структуры releasing bends. Последние, по-видимому, связаны с близостью центральной части Байкальской рифтовой зоны, общим

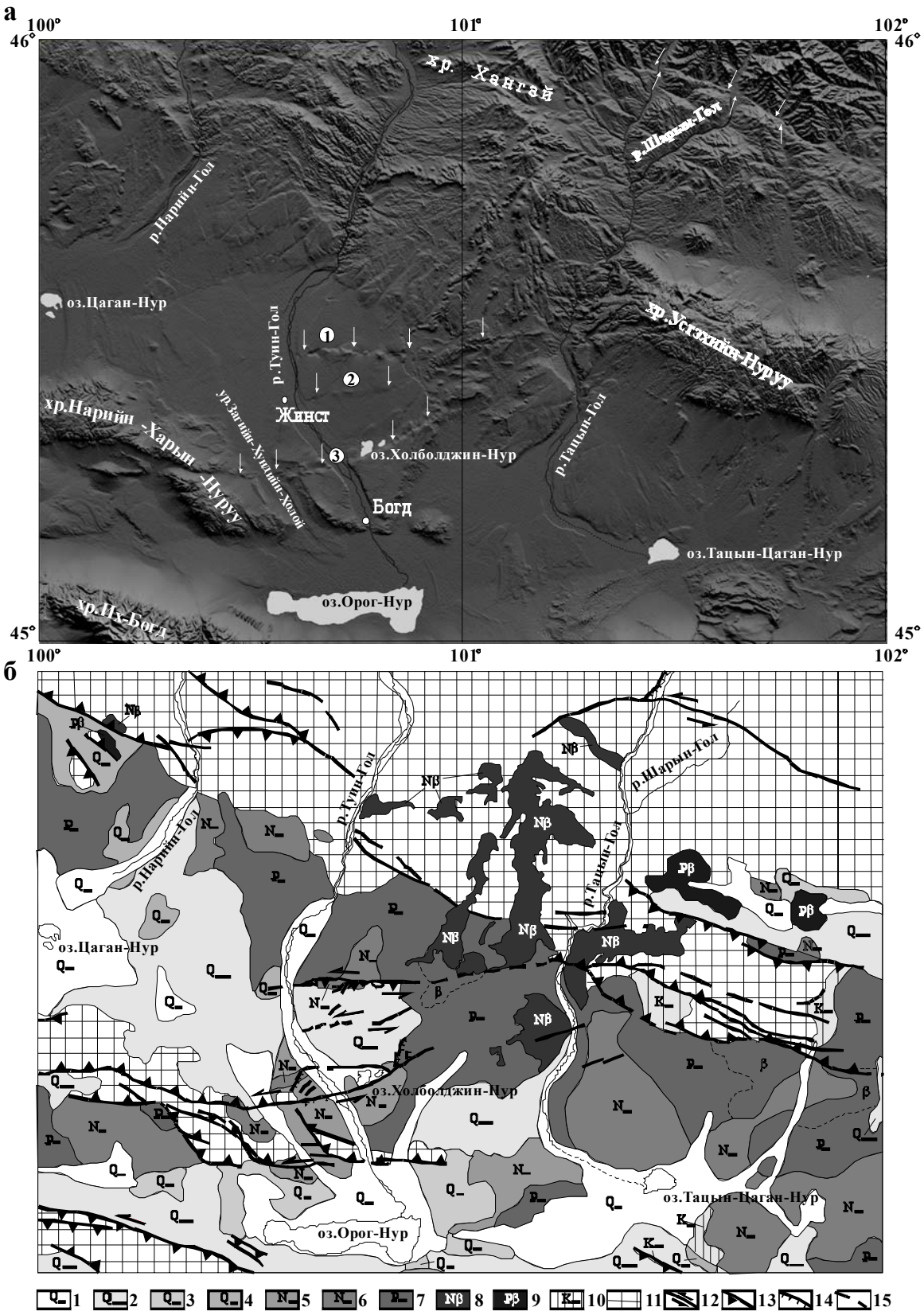


Рис. 3. Цифровая модель рельефа (*а*) и карта активных разломов (*б*) восточной части Долиноозерской впадины (район сомона Жинст). Цифрами в кружках обозначены разломы: *1* – Дунд-Хонгорский, *2* – Жинстский, *3* – Холболджин-Нурский. Контуры кайнозойских отложений взяты с [Geologocal map of Mongolia, 1999]. *1* – современные отложения, *2* – современные и верхнечетвертичные нерасчлененные отложения, *3* – среднечетвертичные отложения, *4* – нижнечетвертичные отложения, *5* – верхненеогеновые отложения, *6* – нижненеогеновые отложения, *7* – верхнепалеогеновые отложения, *8* – базальты неогенового возраста, *9* – базальты палеогенового возраста, *10* – нижнемеловые отложения, *11* – кристаллический фундамент, *12–15* – разломы: *12* – сдвиги, *13* – взбросы, *14* – сбросы, *15* – предполагаемые

движением Амурской плиты к юго-востоку и обусловленным с этим СЗ растяжением.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00992) и программы ОНЗ.7.7.

ЛИТЕРАТУРА

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии // Труды совм. Сов.-Монг. геол. эксп. М: Наука. 1975. Вып. 11. 308 с.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21-32.

Cunnihgham W.D. Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, Central Mongolia: implications for the origin of the Baikal rift province // Tectonophysics. 2001. V. 331. P. 389-411.

Cunnihgham W.D. Structural and topographic characteristics of restraining bend mountain ranges of Altai, Gobi Altai and easternmost Tien Shan // In: Cunnihgham W.D., Mann P. (eds) Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological Society, London, Special Publications. 2007. P. 219-237.

Geological map of Mongolia. Scale 1:1 000 000 // ed-r Tomurtogoo O., Mongolian Academy of Sciences, institute of Geology and Mineral Resources, 1999.

Hock V., Daxner-Hock G., Schmid H.P., Badamgarav D., Frank W., Furtmuller G., Montag O., Barsbold R., Khand Y., Sodov J. Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) – An integrated study // Mitteilungen der Osterreichischen Geologishen Gessellschaft. 1999. P. 83-125.

Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D. Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 259. P. 333-346.

Walker R.T., Molor E., Fox M., Bayasgalan A. Active tectonics of an apparently aseismic region: distributed active strike-slip faulting in the Hangay Mountains of central Mongolia // Geophys. J. Int. 2008. V. 174. P. 1121-1137.

Walker R.T., Nissen E., Molor E., Bayasgalan A. Reinterpretation of the active faulting in central Mongolia // Geology. 2007. V. 35. № 8. P. 759-762.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В.А. Петров[1], *А.О. Мострюков*[1], *Н.Ю. Васильев*[2]

[1] – Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Ярославская область, Некоузский район, пос. Борок, petrov@borok.yar.ru

[2] – Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе (РГГРУ), Москва.

В работе с общих методических позиций проанализированы закономерности последовательного изменения условий деформации и древних, и современной фаз единого цикла деформационного процесса, начавшегося у южной границы Сибирской платформы в конце мезозоя. Для реконструкций компонент поля напряжений применена методика, в алгоритме которой лежит кинематический метод, предложенный О.И. Гущенко [Гущенко, 1979a; 1979b; Petrov et al., 1994; Петров и др., 2002; Петров и др., 2008].

Для Байкальского сейсмоактивного региона (координаты 51º-57º с.ш., 103º-116º в.д.) изучено поле тектонических напряжений как по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений, так и по геологическим данным о векторах сколовых смещений. Геологические данные собраны авторами на естественных обнажениях горных пород в 52 пунктах наблюдений, расположенных вдоль береговой линии оз. Байкал. При реконструкции компонент современного поля тектонических напряжений использован каталог фокальных механизмов очагов землетрясений за период с 1964 по 2005 годы (411 механизмов очагов землетрясений). Для расчета механизмов очагов землетрясений использована информация о знаках первых вступлений из сейсмологических бюллетеней Международного Сейсмологического Центра (International Seismological Center, http://www.isc.ac.uk). При решении фокальных механизмов использовались методические подходы, предложенные в работе [Мострюков, Петров, 1994].

По данным о направлениях смещений блоков горных пород в плечах Байкальского рифта (1357 векторов тектонических смещений) реконструировано шесть фаз деформации земной коры, отражающих последовательную смену кинематики региональных механизмов деформационного процесса [Васильев, Мострюков, 2002а, б]. Эти данные позволили сделать вывод, что последовательная смена кинематических условий деформации земной коры происходила в условиях сохранения субгоризонтальной ориентации вдоль и поперек БРЗ двух главных осей тензора напряжений в течение всего реконструированного цикла деформации.

Полученные параметры реконструированного деформационного ряда и их анализ показал, что эта последовательность может быть описана моделью плавного квазисинусоидального изменения напряжений во времени (рис. 1, А). Для упрощения модели было принято, что одна компонента напряжений постоянна, хотя аналогичные результаты даст и модель с тремя изменяющимися компонентами.

За полный цикл напряженное состояние проходит 6 фаз, при этом в каждой фазе сохраняется порядок индексации осей (так, для I фазы относительное сжатие ориентировано по оси Z, т.е. $\sigma_3 = \sigma_Z$; растяжение – по оси X, $\sigma_1 = \sigma_X$; промежуточное – по оси Y, $\sigma_2 = \sigma_Y$; для II фазы – $\sigma_3 = \sigma_Y$, $\sigma_2 = \sigma_Z$, $\sigma_1 = \sigma_X$ и т.д.). Переход от одной фазы к другой происходит при выравнивании величин напряжений по двум осям и характеризуется унаследованным сохранением ориентации одной из осей (σ_1, σ_3) тензора главных напряжений и сменой индекса второй из этих осей (σ_1, σ_3) на индекс оси промежуточного напряжения (σ_2). Достижение такого равенства ($\sigma_3 = \sigma_2$ или $\sigma_1 = \sigma_2$) является условием смены механизма деформации, когда деформируемый объём находится в состоянии одноосного тектонического нагружения – или максимального растяжения, или максимального сжатия.

Сопоставление кинематического типа фазовых механизмов с информацией о знаке и величине коэффициента Лоде-Надаи (μ_σ) показывает, что хотя в течение одной фазы коэффициент Лоде-Надаи изменяется во всем диапазоне между –1 и +1, суммарный тензор напряжений для каждой фазы принимает конкретное значение. Так, для сбросовых первой и шестой фаз коэффициент Лоде-Надаи существенно отрицателен, указывая на активное растяжение, а для взбросовых третьей и четвертой фаз – положителен (показатель активного сжатия). Это может говорить о том, что борозды скольжения, по которым определялись направления действия касательных напряжений на сколовых площадках, лучше всего фиксировались (или сохранялись) в условиях действия активного горизонтального напряжения (сжатия или растяжения), хотя при этом может действовать и более сложный механизм, не учитываемый в данной модели. Такое предположе-

ние позволило нам отнести реконструированные нами тензора напряжений к конкретной точке каждой фазы (кружки на графике рис. 1, В).

Необходимо отметить, что при реконструкции деформационного ряда восстанавливается только последовательность смены фаз, при этом синхронизация самого деформационного ряда полученного по геологическим данным (его наиболее молодая фаз деформирования), произведена по данным о современном поле напряжений и деформаций. Совокупность данных об особенностях геолого-структурного развития и современное поле напряжений региона, позволили выявить закономерности развития деформационного процесса и оценить возможный геологический возраст выявленных фаз деформации.

Применение кинематического метода с использованием данных о механизмах очагов землетрясений позволило реконструировать современное поле тектонических напряжений для Байкальской рифтовой зоны. На рис. 2 представлено пространственное распределение направлений главных осей поля тектонических напряжений – σ_3, σ_2, σ_1.

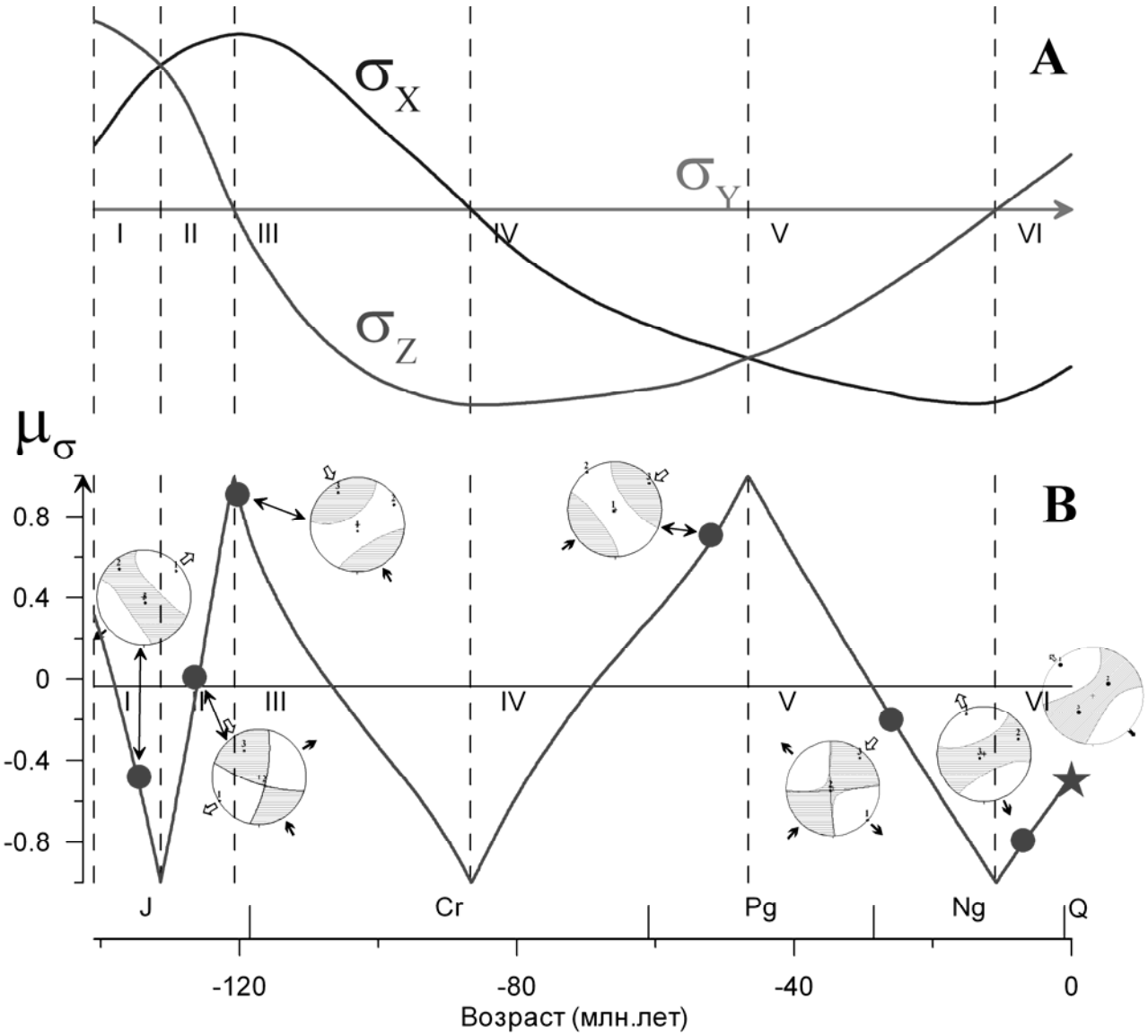


Рис. 1. Модель механизма нагружения Байкальской рифтовой зоны за последние 140 млн. лет.

А. Принципиальная схема возможного изменения относительных величин приповерхностных литосферных напряжений.

В. Соответствующее этой модели изменение во времени коэффициента Лодэ-Надаи (μ_σ).

Кружками на графике показаны значения μ_σ, восстановленные по геологическим данным для каждой последовательной фазы механизма деформирования земной коры, звездочкой – по сейсмологическим данным. Рядом приведен соответствующий вид тензора напряжений

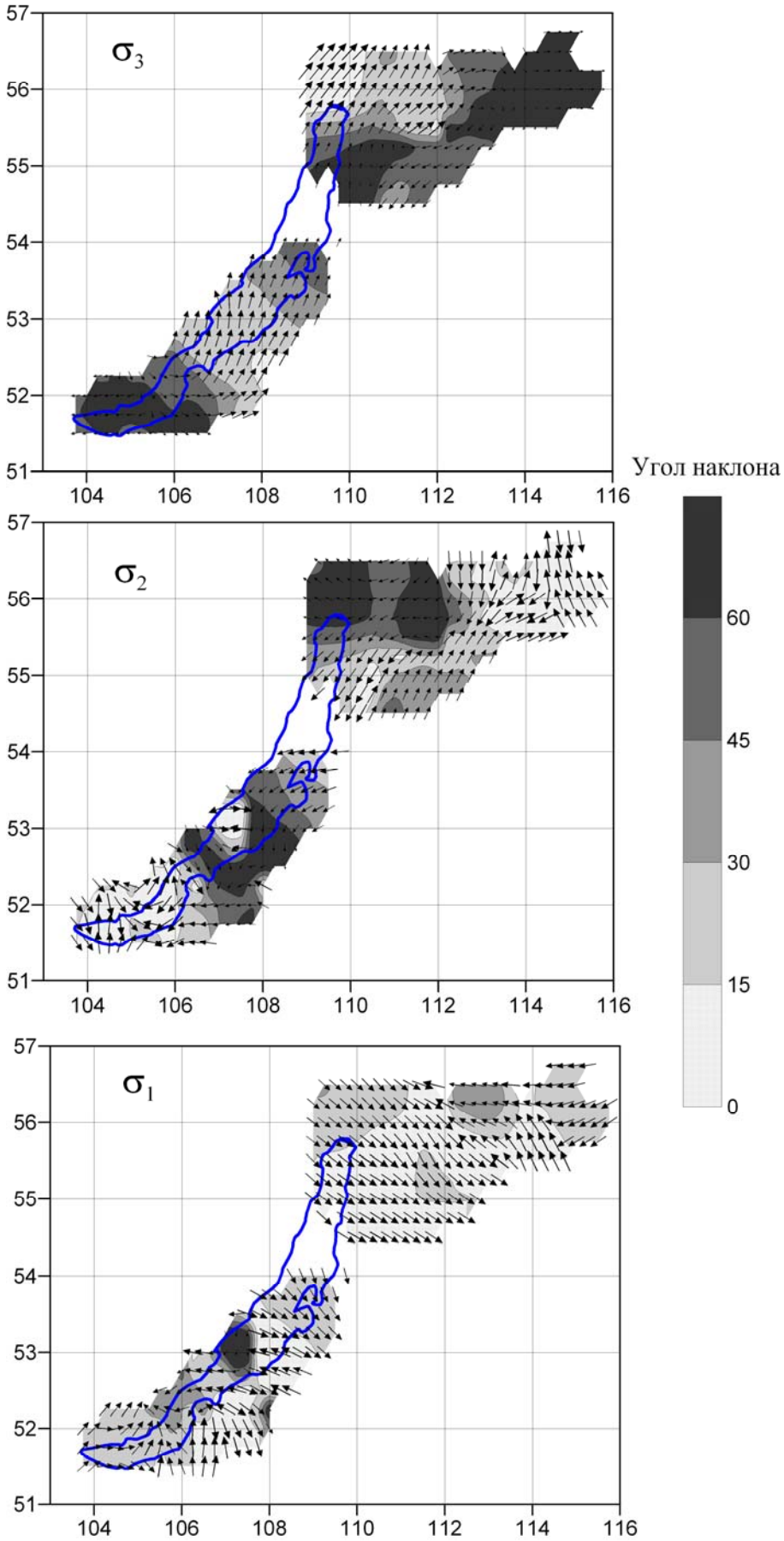


Рис. 2. Пространственное распределение направлений осей максимального сжатия σ_3, осей промежуточного растяжения σ_2, осей максимального растяжения σ_1 тензора напряжений реконструированных по данным о механизме очагов землетрясений.

В изолиниях показан угол наклона осей (величина его измеряется от горизонтальной плоскости в градусах)

В пространственном распределении осей σ_3 на исследуемой территории наблюдается следующая картина: в южной части Байкала оси сжатия близвертикальны; в центральной части Байкала оси σ_3 становятся близгоризонтальными и имеют северо-восточную ориентацию, практически параллельную простиранию Байкала; на севере региона оси σ_3 опять становятся близгоризонтальными, а для северо-восточной части характерно крутой угол наклона этих осей.

Пространственное распределение осей σ_2 на территории Байкальской рифтовой области и по направлению и по углу наклона носит сложный характер: в южной части Байкала оси σ_2 близгоризонтальны; в центральной части Байкала оси σ_2 имеют крутой угол наклона, но в самом центре этой области оси занимают близгоризонтальное положение; в северной части Байкала оси σ_2 приобретают опять близвертикальное положение; северо-восточная часть исследуемой территории характеризуется близгоризонтальным положением осей σ_2.

Оси σ_1 практически на всей исследуемой территории близгоризонтальны, за исключением отдельных участков, в которых эти оси становятся близвертикальными. На большей части территории оси ориентированы в крест простирания структуры Байкала, за исключением его южной части, имеющей сложное пространственное распределение направлений оси σ_1. По-видимому, эта сложность обусловлена наличием в этой части исследуемого региона структурных неоднородностей или активных в современное время разломов; в центральной части исследуемой территории, при упорядоченной и близгоризонтальной ориентациии направлений осей растяжения, выявлен небольшой участок, в котором угол наклона оси σ_1 становится круче 30º и достигает 60º. Этот участок пространственно приурочен к горсту Посольской Банки; на самом северо-востоке исследуемой территории направления осей σ_1 имеют отличающуюся от прилегающих частей ориентацию.

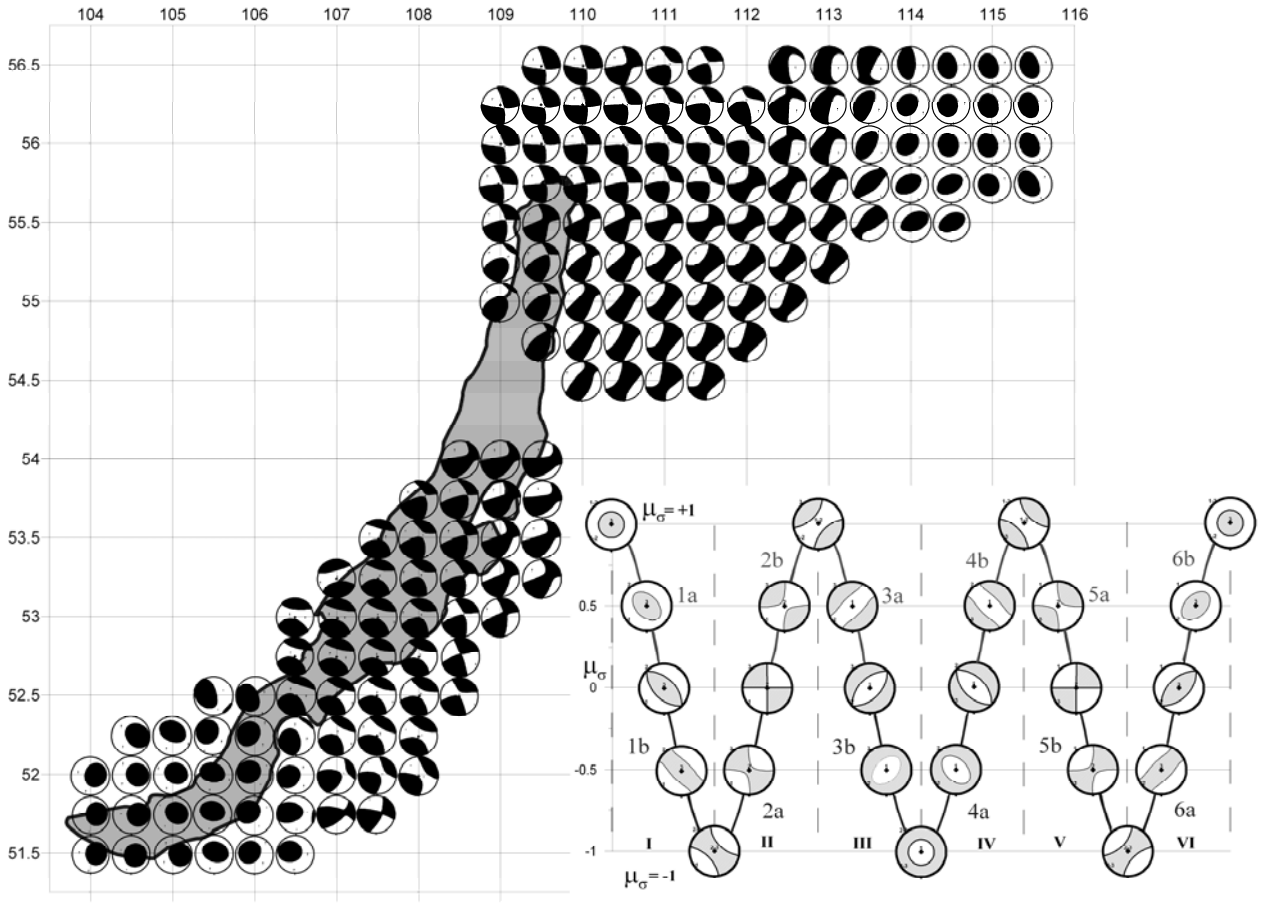


Рис. 3. Пространственное распределение среднего тензора напряжений в локальных объёмах для различных участков Байкальской рифтовой зоны (радиус выборки 0.1º) по данным реконструкции главных компонент поля напряжений. На диаграммах заштрихованы области сжатия, при этом форма этих областей отражает величину коэффициента Лоде-Надаи.

На врезке показана модель последовательного изменения тензора напряжений внутри 6-фазного механизма деформирования исследуемой территории

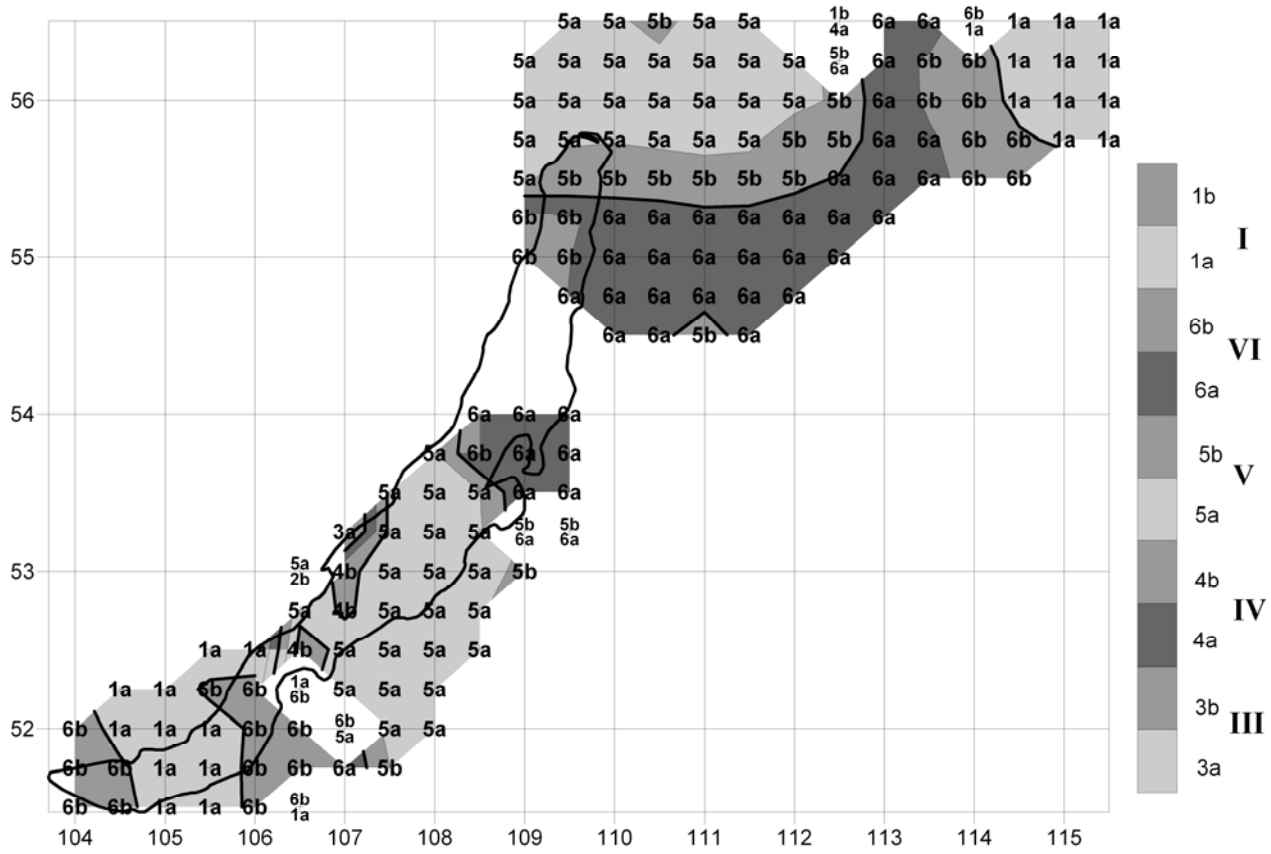


Рис. 4. Пространственное распределение фаз деформирования на исследуемой территории на современном этапе по сейсмологическим данным. Нумерация и индексы фаз соответствуют врезке рис. 4

При этом общая картина выглядит значительно более ясной, если отобразить всю совокупность осей в виде среднего тензора напряжений. На рис. 3 показано пространственное распределение среднего тензора напряжений для различных участков Байкальской рифтовой зоны. На диаграммах нумерация осей соответствует: 1 – σ_1; 2 – σ_2; 3 – σ_3, заштрихованы области сжатия, при этом форма этих областей отражает величину коэффициента Лоде-Надаи.

Выявленные закономерности развития деформационного процесса региона и оценка возможного геологического возраста выявленных фаз позволяет с другой точки зрения взглянуть на «современное» поле напряжений. Возникает вопрос – все ли геологические объемы на современном этапе своего развития находятся одновременно в одной и той же фазе деформационного процесса? Если объемы находятся в разных фазах деформационного процесса, то землетрясения, происходящие в них и являющиеся индикаторами сейсмотектонического процесса, должны иметь отличия в своих характеристиках.

Для ответа на этот вопрос осуществлен переход от пространственного распределения среднего тензора напряжений к пространственному распределению фаз деформационного состояния объемов на исследуемой территории (рис. 4) в соответствии с моделью последовательного изменения тензора напряжений внутри 6-фазного механизма деформирования исследуемой территории (рис. 3, врезка). Такое представление результатов реконструкции современного поля напряжений показало, что исследуемая территория, возможно, находится на разных стадиях деформационного процесса, протекающего на территории Байкальской рифтовой зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 06-05-64548а, ОНЗ РАН (фундаментальная программа № 6 ”Геодинамика и механизм деформирования литосферы).

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза. Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Мат-лы XXXIV Тектонического совещания / М.: Геос. 2001. Т. 1. С. 90-93.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Мезокайнозойский цикл деформации земной коры

Байкальского рифта (по тектонофизическим реконструкциям). Строение и история развития платформ Евразии. Научные чтения памяти проф. М.В. Муратова, мат-лы совещания / М.: МГГРУ. 2002а. С. 17-19.

Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Эволюция условий деформации земной коры Байкальского рифта (результаты тектонофизических реконструкций) / Мат-лы конференции «Рифты литосферы», VIII Чтения А.Н.Заварицкого. Екатеринбург: 2002б. С. 127-128.

Горбачев Б.Ф., Васянов Г.П. Каолины. Неметаллические полезные ископаемые СССР. М.: Недра. 1984. С. 110-125.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. Поля напряжений и деформаций в литосфере / Под ред. А.С. Григорьева и Д.Н. Осокиной. М.: Наука. 1979а. С. 7-25.

Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии. Поля напряжений и деформаций в литосфере / Под ред. А.С. Григорьева и Д.Н. Осокиной. М.: Наука. 1979b. С. 26-51.

Гушенко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Доклады АН СССР. 1990. Т. 312, № 4. С. 830-835.

Гущенко О.И. Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы). Теоретические и региональные проблемы геодинамики. / Под ред. Гаврилова Ю.О.

Мострюков А.О., Петров В.А. Каталог механизмов очагов землетрясений, 1964-1990. Материалы мирового центра данных Б. М.: 1994. 87 с.

Петров В.А., Мострюков А.О., Лыков В.И., Петрова Р.Н. Структура поля современных тектонических напряжений земной коры Китая и сопредельных сейсмоактивных регионов. Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского) / Под ред. В.Н. Страхова и Ю.Г. Леонова. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 272-281.

Петров В.А., Niu Anfu, Смирнов В.Б., Мострюков А.О., Li Zhixiong, Пономарев А.В., Jiang Zaisen, Shen Xuhui. Поле тектонических напряжений по механизмам очагов землетрясений и современные движения земной коры по данным GPS-измерений для территории Китая // Физика Земли. 2008. № 10. С. 101-112.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Н.Н. Полешко[1], *А.Б. Садыкова*[2], *А. Сыдыков*[3], *А.В. Тимуш*[4], *Г.Я. Хачикян*[5], *В.И. Шацилов*[6]

[1] – Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция, Алматы, mexanizm-some@mail.ru
[2–6] – Институт сейсмологии, Алматы, E-mail:seismolog@topmail.kz

ВВЕДЕНИЕ

На территории Тянь-Шаня поле сейсмотектонических деформаций (СТД) обусловлено в основном коллизией Евразийской и Индостанской литосферных плит [Сыдыков и др., 2007]. Характеристика напряженно-деформированного состояния и интерпретация с позиций тектоники района до последнего времени являлись основным результатом анализа информации о механизмах очагов. Настоящая работа посвящена детальному анализу пространственно-временных вариаций характеристик СТД на территории Северного Тянь-Шаня, которые чрезвычайно важны для понимания геодинамических процессов во всем регионе в целом и в зонах подготовки сильных землетрясений в частности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Информационной основой изучения СТД явился каталог механизмов очагов землетрясений, зарегистрированных на исследуемой территории за период с 1980 по 2005 годы. В качестве исходного материала для определения механизмов очагов землетрясений используются данные сейсмических станций сетей Сейсмологической опытно-методической экспедиции МОН РК, НЯЦ РК, KNET (Бишкек), Опытно-методической сейсмологической экспедиции ИС НАН Кыргызстана, Сейсмологического бюро Синьцзянь-Уйгурского автономного района КНР. Для сильных землетрясений привлекались данные сети IRIS, бюллетени ИОЦ РАН (г. Обнинск) и др. Каталог механизмов очагов содержит более 8000 событий в диапазоне энергетических классов 6-17. Основную часть каталога составляют слабые события с K = 6-9 и только 3% составляют события с $K \geq 12$. Наличие столь представительного материала позволяет провести анализ временных вариаций параметров сейсмотектонической деформации среды. Теоретические основы метода разработаны [Ризниченко, 1985]. Анализ поля СТД базируется на представлениях о сейсмотектонической деформации макроскопических объемов горных масс. В результате расчетов с использованием информационной базы автоматизированной системы SEISMO [Соболева и др., 1981] построены графики временных вариаций параметров тензора сейсмотектонической деформации, характеризующих ориентацию осей напряжений сжатия и растяжения, вид сейсмотектонической деформации (коэффициент Лоде – Надаи μ, значения находятся в пределах от –1 до +1) и интенсивность (χ, изменяется от 0 до 1). При расчетах применялся метод скользящего среднего с осредняющим интервалом в 36 месяцев и шагом 12 месяцев. Коэффициент χ может служить оценкой качества используемого материала, при значениях менее 0.2 надежность полученных решений низкая, анализ таких данных неэффективен [Лукк, Юнга и др., 1985]. Несмотря на довольно значительные вариации, за исключением небольших периодов времени, полученный нами коэффициент интенсивности во всем энергетическом диапазоне выше 0.2, что позволяет считать приведенные ниже результаты статистически достоверными.

Рассматриваемая территория включает высокосейсмичную зону хребтов Северного Тянь-Шаня – Заилийский-Кунгей Алатау и слабоактивную Илийскую впадину (рис. 1).

Характер проявления временных вариаций существенно зависит от пространственно-временных масштабов рассмотрения сейсмотектонического процесса. В региональном плане проведен расчет временных вариаций средних фоновых параметров для всей территории в целом [Михайлова, Полешко, 2008]. В локальном – в ячейках $0.5^0 \times 0.5^0$ с шагом 0.25^0. Число событий в ячейках было не одинаковым и варьировало от 10 до 600 (таблица 1).

Таблица 1. Число событий в диапазоне 9.6 > K> 5.6 в ячейках, по которым проводился расчет параметров СТД

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
5	17	15	10	12	10	27	45	31	22	33	61	59	43	40	23	10
4	24	17	10	10	18	40	42	23	31	60	126	170	143	155	117	26
3	32	36	25	15	23	65	**211**	**255**	**175**	**183**	**197**	**345**	**553**	**481**	**208**	42
2	37	47	35	51	82	141	**399**	**539**	**452**	**407**	**504**	**608**	**697**	**533**	**200**	45
1	71	54	70	136	149	138	**212**	**318**	**305**	**273**	**424**	**499**	**351**	**279**	**220**	87

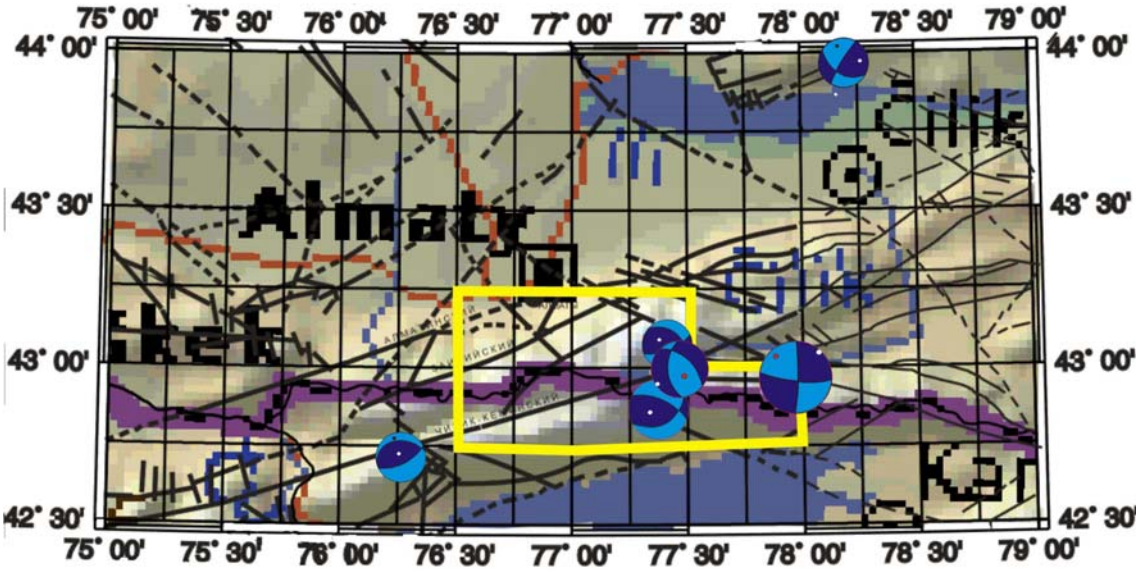


Рис. 1. Район исследования и эпицентры сильных землетрясений с K > 13

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ

В региональном масштабе исследованы вариации параметра, характеризующего относительное число землетрясений с положительной компонентой движения в очаге к общему числу землетрясений ($N_в/N_o$), оказалось, что Терской Алатау (1) и в хребтах Заилийский-Кунгей (2) его значения меняются в противофазе (рис. 2).

Создается впечатление, что имеет место прохождение деформационной волны в меридиональном направлении. Когда на юге от Иссык-Куля нарастают напряжения сжатия, на севере они, наоборот, уменьшаются. Детальный анализ показывает, что период активизации сейсмичности наблюдается при наиболее высоких значениях $N_в/N_o$ (превышающих 70%), перед сильным землетрясением в очаговой зоне наблюдается рост его значений параметра, а в пограничной с ней – уменьшение. После сильных землетрясений тип подвижки меняется.

Ось максимального сжатия по расчетам СТД близгоризонтальна и субмеридиональна с небольшим отклонением на запад. Ориентация ее в пределах хр. Северного Тянь-Шаня очень стабильна как в пространстве, так и во времени. Ось максимального растяжения более вариабельна, при сопоставлении этих вариаций с сейсмичностью четкой связи не выявлено.

Важнейшим элементом для реконструкции СТД является коэффициент Лоде – Надаи **μ**, анализ которого необходимо проводить совместно с коэффициентом интенсивности **χ**, поскольку существует связь этих параметров (максимальное значение $\chi = 1$ возможно только при $\mu = 0$; что соответствует значению $\chi = 0.5$ при $\mu = \pm 1$). На рис. 3 представлены графики изменения значений коэффициента μ и χ для рассматриваемой

территории, из которых следует, что вид деформированного состояния может существенно изменяться, в периоды низких значений интенсивности СТД наблюдаются повышенные значения μ, что отражает взаимосвязь параметров. В разных энергетических диапазонах ход графиков неодинаков. Тип СТД по слабым землетрясениям преимущественно сдвиг. Для землетрясений с $K \geq 9.6$ характерно преобладание надвигов и сдвиго-надвигов, сильные землетрясения с $K > 12$ происходят при значениях $\mu > 0.3$, после толчков тип деформирования меняется, и понижается согласованность механизмов. Для слабых землетрясений наблюдается четкая тенденция

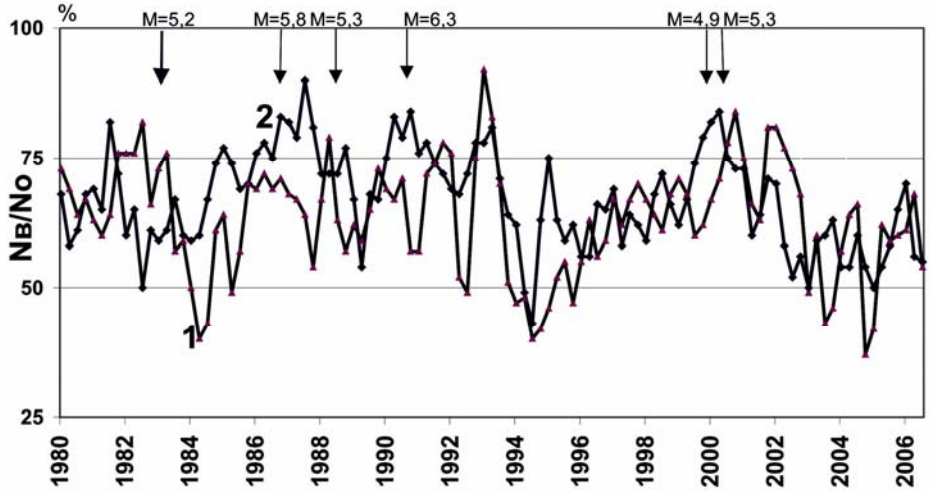


Рис. 2. Изменение во времени $N_в/N_o$.

Обозначения кривых: *1*, *2* – номера зон. Стрелками показаны моменты сильных землетрясений региона

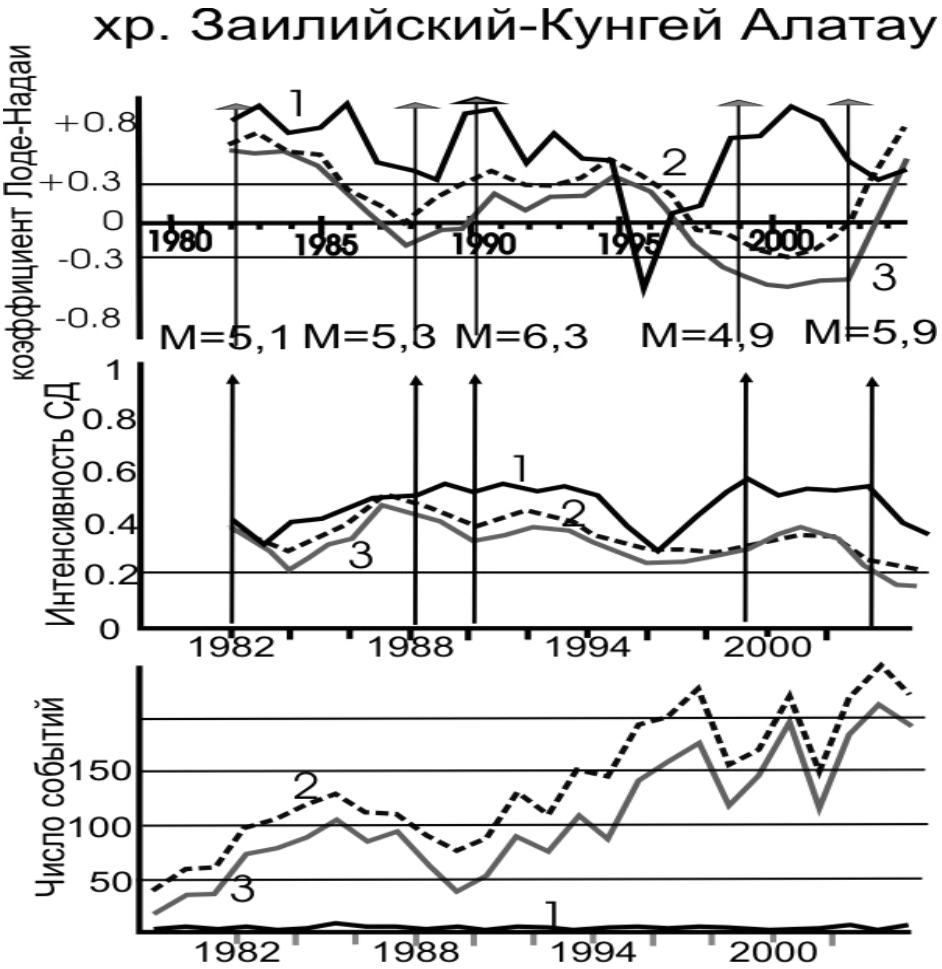


Рис. 3. Изменение коэффициента интенсивности СТД, Лоде – Надаи, и количества исследованных землетрясений. Обозначения кривых: 1, 2, 3 – графики по данным землетрясений энергетических диапазонов: *1* – $K \geq 9.6$; *2* – $K \leq 9.5$; *3* – $K \leq 7.5$. Стрелками показаны моменты сильных землетрясений

долговременного понижения значений μ и χ в течение периода исследований при одновременном нарастании количества землетрясений. По данным слабых землетрясений (K ≤ 9.5, K ≤ 7.5) выявлены 11-летние вариации коэффициентов μ и χ, протекающие в противофазе, что соответствует существующей зависимости между этими параметрами. В периоды пониженной солнечной активности (1984-1987 гг., 1994-1997 гг., 2004-2006 гг.) доминировали положительные значения μ и пониженные значения χ, при этом наблюдалось относительное увеличение числа событий. В периоды высокой солнечной активности (1990-1991 гг. и 2000-2001 гг.) происходит переход вида деформирования от одноосного сжатия к сдвигу и растяжению ($\mu \le 0$) и относительное повышение значений χ.

ЛОКАЛЬНЫЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ СТД

При детальном рассмотрении в локальном масштабе оказалось, что 11-летний цикл сейсмотектонических деформаций прослеживается не во всей рассматриваемой зоне, а только в шести ячейках. Эти ячейки выделены в таблице штриховкой, и оконтурены линией на рис. 1. Вариации коэффициента Лоде – Надаи в этих ячейках и их усреднение представлены на рис. 4, а, а на рис. 4, б – среднегодовые числа солнечных пятен. Коэффициент корреляции между W и усредненными значениями μ с достоверностью 95% равен –0.71. Для элементарных ячеек вне зоны, выделенной на рис. 1 желтой кривой, связь между 11-летними вариациями W и μ либо вы

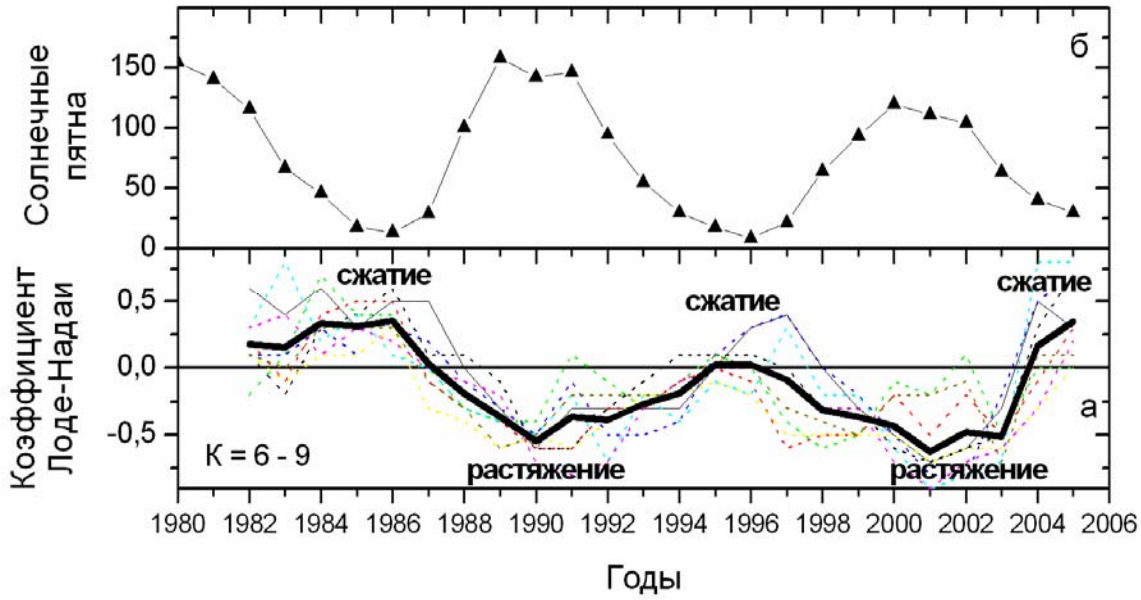


Рис. 4. Среднегодовые значения коэффициента Лоде – Надаи для землетрясений с K = 6-9 (*а*) в каждой из 6 элементарных ячеек (тонкие кривые) и их усреднение (жирная кривая) в сопоставлении с числами солнечных пятен (*б*)

ражена намного слабее, либо вообще отсутствует, что говорит о том, что в вариации μ, усредненные для всей территории, основной вклад внесли вариации именно в этих 6 ячейках. Приведенный выше результат ставит вопрос об особенностях строения земной коры и мантии на выделенной локальной территории по сравнению с соседними районами Тянь-Шаня. В поисках ответа на этот вопрос мы обратились к результатам [Тимуш, Шацилов, 2008; Шацилов, Тимуш, 2005], где приведены данные скоростного моделирования земной коры и верхней мантии северного Тянь-Шаня. На рис. 5 показаны результаты двумерной P-скоростной модели по геотраверсу Северо-Тяньшаньский (41.25N, 69.167E; 44.083N, 90.00E). Скоростные модели верхней мантии от границы Мохоровичича до глубины 500 км представлены в изолиниях абсолютных значений Vp с сечением 0.2 км/с. Из рис. 5 следует, что в интересующей нас зоне, участок с высокотемпературной активной мантией наиболее мощный (густая вертикальная штриховка). Он простирается вглубь до примерно 100 км. Таким образом, результаты скоростного моделирования литосферы по субширотному геотраверсу Северо-Тяньшаньский показывают, что на интересующей нас территории активная мантия подходит снизу как раз в том территориальном секторе, где обнаруживается наиболее сильная корреляция коэффициента Лоде – Надаи с вариациями

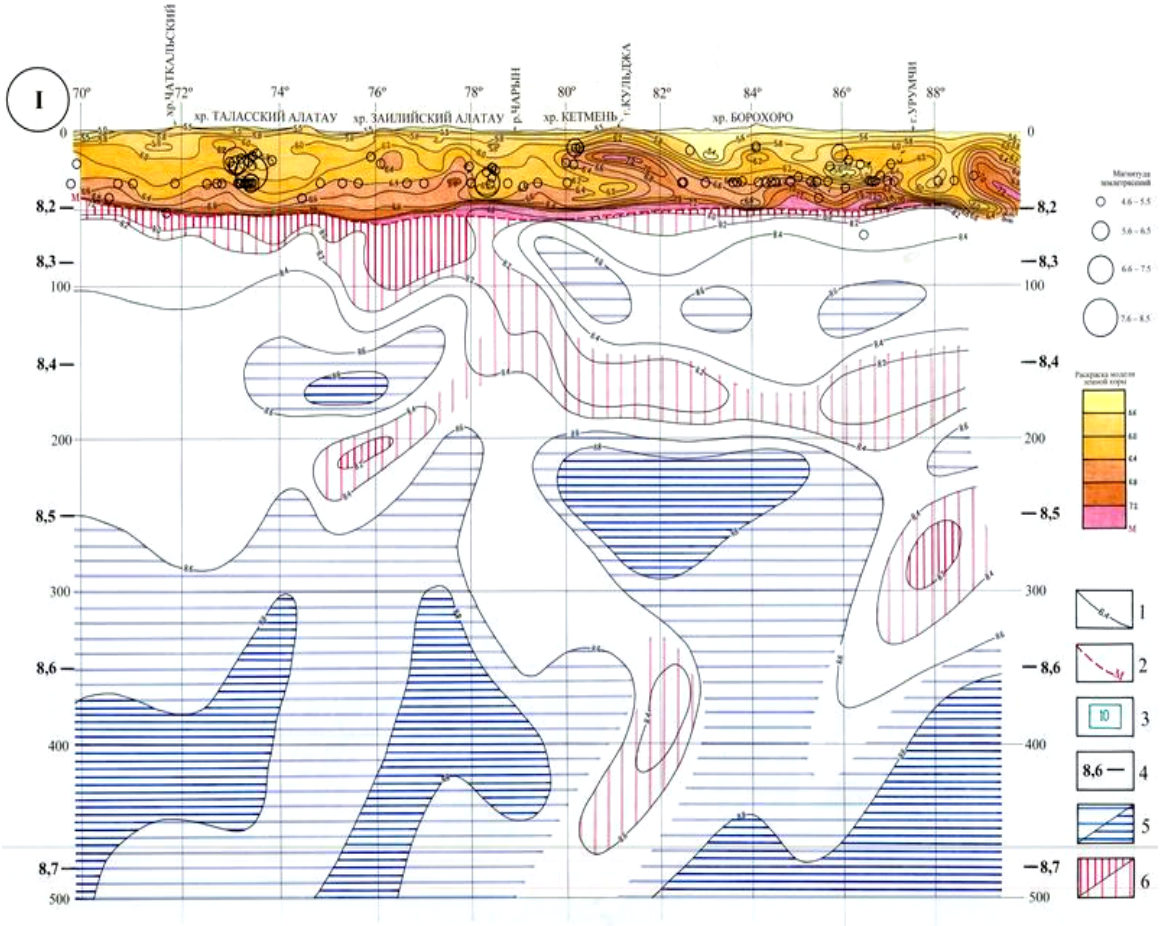


Рис. 5. Двумерная Р-скоростная модель земной коры и верхней мантии по геотраверсу Северо-Тяньшаньский (41.25N, 69.167E; 44.083N, 90.00E).

1 – изолинии *Vp*, км/с; *2* – подошва земной коры; *3* – контуры низкоомных включений по данным электрометрии, ом м; *4* – значения *Vp* км/с одномерной модели мантии (нормальная мантия); *5* – зоны с отклонениями значений *Vp* относительно нормальной мантии: аномально (густая штриховка) и умеренно (редкая штриховка) повышенных; *6* – (то же) пониженных

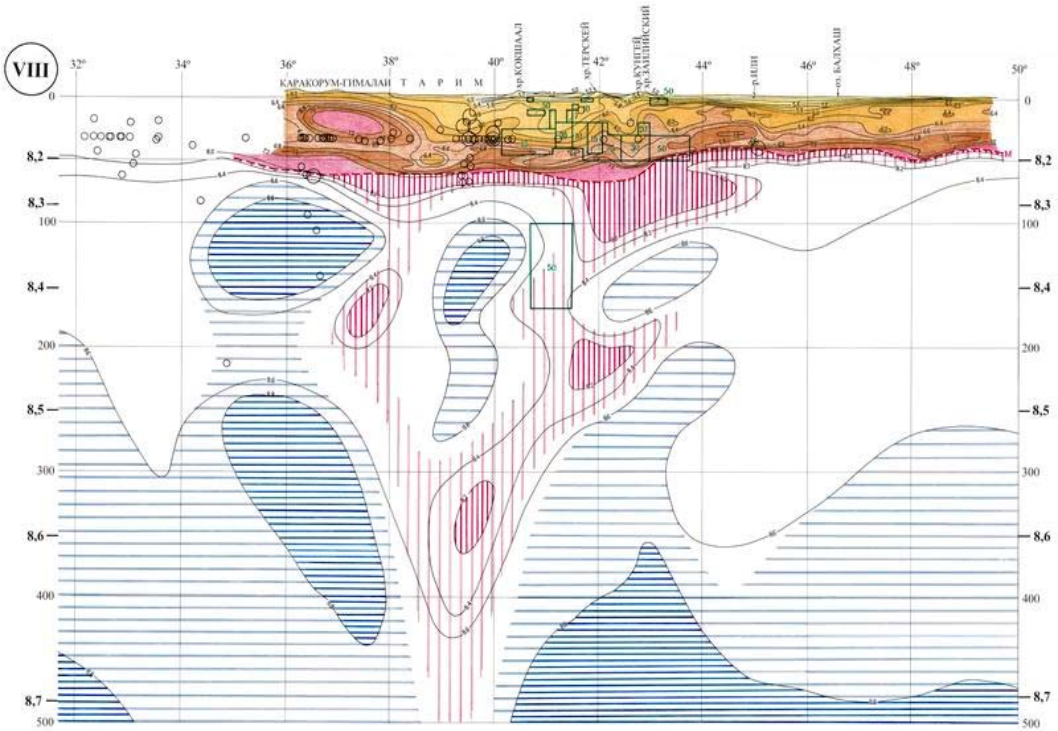


Рис. 6. То же, что на рис. 4, но для геотраверса Каскеленский (32.00N,76.50E; 48.267N,76.667E)

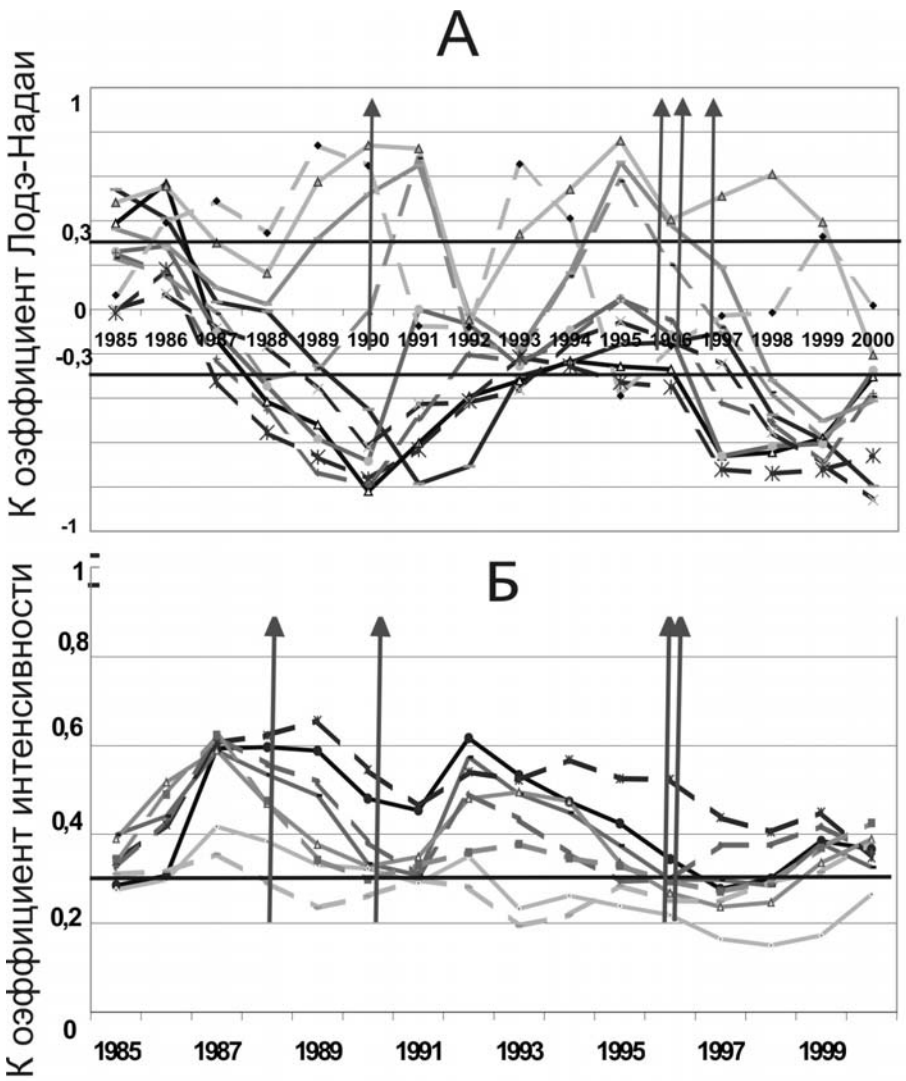


Рис. 7. Среднегодовые вариации коэффициента Лоде – Надаи (*А*) и коэффициента интенсивности (*Б*). Стрелками показаны моменты землетрясений

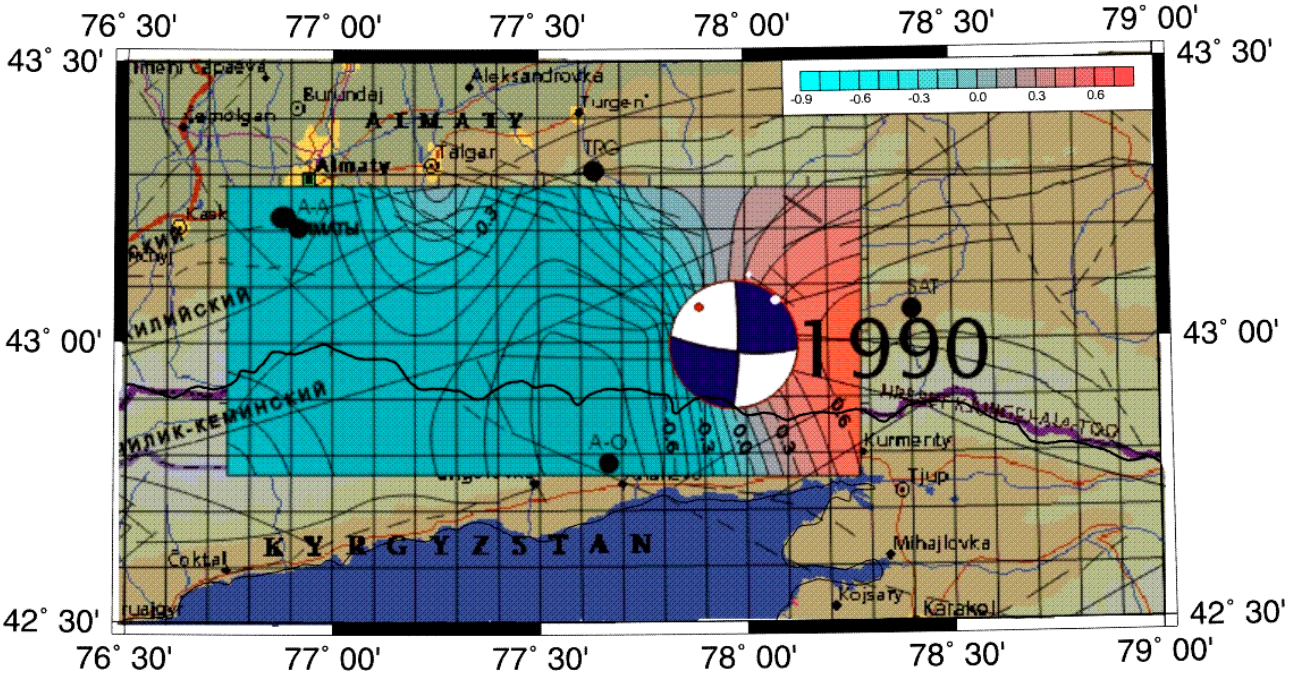


Рис. 8. Картина деформированного состояния среды в очаговой зоне Байсорунского землетрясения 1990 г

солнечной активности. Это заключение будет более убедительным, если дополнительно проанализировать рис. 6, где показаны результаты двумерной Р-скоростной модели земной коры и верхней мантии по субмеридиональному геотраверсу Каскеленский (32.00N, 76.50E; 48.267N, 76.667E). Из рис. 6 видно, что на интересующей нас территории, зона с густой красной штриховкой также наиболее глубоко вдается в мантию (до глубины более 100 км). На основании этих результатов можно высказать предположение, что пространственное расположение зоны, где наиболее сильно выражена связь коэффициента Лоде – Надаи с вариациями солнечной активности имеет отличительную особенность в том, что здесь земная кора подстилается большим объемом высокотемпературной активной мантии (горячим мантийным плюмом). Сопоставление локальных вариации параметров СТД с сейсмичностью показало, что к восточной границе выделенной зоны приурочены эпицентры сильных событий с M > 5. В период подготовки землетрясений наблюдались противофазные вариации коэффициента μ в пограничных ячейках. Перед Байсорунским землетрясением 1990 г. с M = 6.3 в 6 выделенных ячейках наблюдались отрицательные значения μ, до –8 , а в 4 восточных положительные – до +8 (рис. 7). В результате противофазных вариаций формируется зона с контрастным типом сейсмотектонической деформации в пограничных ячейках (рис. 8). Эпицентры землетрясений приурочены к границе зон с различным типом деформирования. Размер зон, а также перепад значений μ в пограничных зонах тем больше, чем выше магнитуда готовящегося события.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. К настоящему времени достаточно надежно выявлен отклик сейсмической активности Земли на вариации солнечной активности, например [Шестопалов, Харин, 2004; Узбеков, Хачикян, 2006], однако, физический механизм солнечно-литосферных связей еще не разработан и далеко не понят. Новые экспериментальные результаты, полученные в данной работе и демонстрирующие, что вариации солнечной активности находят отклик в вариациях напряженно-деформированного состояния земной коры, причем в тех регионах, где литосфера подстилается мощным слоем активной мантии, могут способствовать решению этого вопроса. Приведенные результаты относятся к территории Северного Тянь-Шаня и очевидно, что для подтверждения сделанных по ним выводов, необходимы аналогичные исследования для других регионов планеты, что запланировано на будущее.

2. Сильному землетрясению предшествует ситуация с различным ходом вариаций коэффициента μ в пограничных районах эпицентральной зоны. В окрестностях готовящегося землетрясения формируется зона несовместности поля сейсмотектонических деформаций приуроченная к глубинным разломам. Размер зоны, а также перепад значений μ в пограничных районах тем больше, чем выше магнитуда готовящегося события.

ЛИТЕРАТУРА

Сыдыков А., *Садыкова А.Б.*, *Полешко Н.Н.* Сейсмотектоническое деформирование среды по данным о механизмах очагов землетрясений // Вестник КазНТУ. 2007. № 2. С. 12-17.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 406 с.

Соболева О.В., *Бибарсова Д.Г.*, *Вахидова З.Н.* Расчет параметров сейсмотектонической деформации. Деп. ВИНИТИ. № 5402-81. 1981.

Лукк А.А., *Юнга С.Л.*, *Шкляр Г.П. и др.* Вопросы точности определения механизмов очагов коровых землетрясений и сейсмотектонические деформации Средней Азии и Казахстана // Землетрясения Средней Азии и Казахстана в 1980 году. Душанбе:Дониш. 1982. С .66-95.

Михайлова Н.Н., *Полешко Н.Н.* Временные вариации параметров механизмов очагов в сейсмоактивных регионах // Промышленность Казахстана. 2008. № 1(46). С. 39-42.

Тимуш А.В., *Шацилов В.И.* Глубинное строение новейших орогенов Азии в связи с сейсмичностью. Сб. Геология Казахстана. Доклады: Геология, гидрогеолоия, сейсмология. Алматы, МОН РК. 2008. С. 407-420.

Шацилов В.И., *Тимуш А.В.*, *Степаненко Н.*, *Кайдаш Т.*, *Белоусова Н.* Особенности строения литосферы Тянь-Шаня и прилегающих платформ. Геодинамические, сейсмологические и геофизические основы прогноза землетрясений и оценки сейсмического риска. Алматы. 2005. С. 118-126.

Шестопалов И.П., *Харин Е.П.* О связи сейсмичности Земли с солнечной и геомагнитной активностью. Третья международная конферен-

ция. Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Петропавловск-Камчатский. 2004. www.gcras.ru/publications/Kharin.pdf .

Узбеков Н.Б., *Хачикян Г.Я.* 11-летние вариации солнечной активности и сейсмичности Земли. Журнал проблем эволюции открытых систем. 2006. Т. 2. С. 52-55.

ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ СИСТЕМЫ И ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Л.М. Расцветаев [1], А.В. Маринин [2], Т.Ю. Тверитинова [1]

[1] – Геологический факультет МГУ, Москва, rascv@geol.msu.ru
[2] – Институт физики Земли РАН, Москва, marinin@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Структурно-парагенетические и геолого-кинематические исследования дизъюнктивных структур разного ранга (тектонические трещины и малые разрывы; системы кливажа и структуры тектонического разлинзования; зоны трещиноватости и тектонические разрывы, картируемые на геологических картах разного масштаба; шовные зоны и зоны концентрации деформаций разного типа), проведенные на Западном Кавказе в течение последних десятилетий, позволили уточнить некоторые особенности структуры и тектонофизические условия формирования этого сложно построенного складчатого сооружения [*Расцветаев,* 1980, 1987, 1996, 2002; *Расцветаев и др.,* 1987, 1999, 2000, 2008; *Милановский и др.,* 1989; *Тверитинова,* 1990, 1995, 2005; *Маринин,* 2003, 2008; *Маринин и Расцветаев,* 2008; *Маринин и Сейнто,* 2008]. Исследования эти были направлены на реконструирование полей напряжений, выявление и картирование дизъюнктивных систем и, прежде всего, зон концентрации деформаций разного геолого-кинематического типа; они основывались на методах комплексного структурно-парагенетического анализа [*Лукьянов,* 1965*; Расцветаев,* 1987а] и, в частности, на методике статистического геолого-кинематического анализа трещиноватости, позволяющей проводить геомеханическую интерпретацию стереографических структурных рисунков малых дизъюнктивов со следами перемещений [*Расцветаев,* 1982]. На основании геокинематической и тектодинамической интерпретации структурно-геологических данных была получена более полная информация о тектонофизической природе крупных разрывных и складчатых структур Западного Кавказа, о действовавших здесь тектонических полях напряжений, о палеореологических особенностях альпийской деформации и о строении отдельных структурных зон. На некоторых участках удалось более детально (для нужд практической гидрогеологии и экологической геологии) исследовать структуру и взаимодействие конкретных зон растяжения и сжатия, контролирующих движение и локализацию современных и древних флюидно-газовых фаз и подземных вод различного типа.

В предлагаемой статье излагаются некоторые наиболее общие итоги этих исследований применительно к российской части Западного Кавказа, охватывающей территорию Большого Кавказа от Анапы до Ессентуков (рис. 1). Тектоническая структура этой горной области сформировалась главным образом в позднеальпийскую орогеническую эпоху, начало которой относится к середине эоцена. В строении приосевых частей Западного Кавказа важную роль играют также деформации киммерийской орогенической эпохи – среднеюрские (предкелловейские) для восточной половины рассматриваемой территории и позднеюрско-раннемеловые для западной её половины. Структура доюрского фундамента сформирована дислокациями герцинского орогенеза (карбон – ранняя пермь), существенно переработанными индосинийскими (триас – ранняя юра), киммерийскими (средняя юра – ранний мел) и позднеальпийскими (эоцен - квартер) деформациями. Применяемые нами полевые методики наиболее чутко улавливают именно позднеальпийские деформации и, таким образом, характеризуют прежде всего геодинамические события новейших (пиренейские, савские, штирийские и более молодые) фаз альпийского тектогенеза.

Региональная структура Западного Кавказа определяется крупнейшими геолого-геофизическими неоднородностями Черноморско-Кавказского сектора литосферы. Основную роль играет здесь конфигурация границ Предкавказской и Черноморско-Закавказской литосферных плит, а также глубинное строение разделяющей их межрегиональной дизъюнктивной зоны (Кавказское звено Крымско-Кавказско-Копетдагской шовной системы [*Расцветаев,* 1973]). Изначальная глубинная неоднородность области сочленения этих трех крупных геотектонических элементов кавказского сектора Юго-Западной Евразии определила общий структурный рисунок и стиль альпийских деформаций различных сегментов Большого Кавказа. В пределы Западного Кавказа попадает два таких сегмента [*Расцветаев,* 1987] – ***Приморский***, охватывающий всю складчатую систему Северо-Западного Кавказа и протягивающийся с северо-

запада на юго-восток от г. Анапы в район г. Сухуми, и ***Лабино-Кубанский***, простирающийся в широтном направлении от г. Майкопа до г. Пятигорска и охватывающий почти всю Лабино-Малкинскую моноклинальную зону и части зон Передового и Главного хребтов, расположенные севернее Пшекиш-Архызской дизъюнктивной системы. Рассмотрим структурно-геологические особенности каждого из этих сегментов в отдельности.

ПРИМОРСКИЙ СЕГМЕНТ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

На основании полевого обследования более чем 6000 мелких разрывов и трещин со следами относительного перемещения крыльев (зеркала скольжения, стресс-стилолиты и отрывно-жильные структуры) были установлены следующие предпочтительные для всего Северо-Западного Кавказа ориентировки «малых дизъюнктивов» разного геолого-кинематического типа [*Маринин и Расцветаев,* 2008]:

Кинематические типы дизъюнктивов	*Преобладающие простирания трещин со смещением*		
	Главная система	II система	III система
Правые сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги	ССЗ 340–350°	СЗ 300-320°	ЗСЗ 290°
Левые сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги	СВ 30-50°	ВСВ 80-90°	СЗ 310°
Надвиги, взбросы, сдвиго-взбросы	СЗ 290-310°	ВСВ 80-90°	СВ 40-50°
Сбросы, сдвиго-сбросы, взрезы	ССЗ 350-0°	СЗ 300-310°	СВ 40-60°
Стресс-стилолиты	ЗСЗ 290°	СЗ 310°	СВ 30-50°
Раздвиги, отрывы и жилы	С 350-10°	СВ 40-50°	СЗ 320°

В реальных геологических условиях конкретные системы малых разрывов и тектонических трещин сочетаются друг с другом в закономерные ассоциации – структурные парагенезы, тектодинамическая интерпретация которых позволяет воссоздать тектонические поля напряжений, действовавшие здесь в позднеальпийскую орогенную эпоху. По результатам парагенетического анализа тектонической трещиноватости на большом статистическом материале выявлены три важнейшие для Северо-Западного Кавказа тектодинамические обстановки позднеальпийского орогенеза; все они оказались связаны с активным проявлением тангенциального сжатия, действовавшего в одном из трех главных направлений - субмеридиональном (проявлялось повсеместно и на всем протяжении альпийского этапа, хотя и с невысокой как правило степенью интенсивности), северо-восточном (проявлялось импульсно, но весьма интенсивно на всем протяжении позднеальпийского орогенеза) и северо-западном (проявлялось локально, преимущественно в западной части области в послемиоценовое время).

В этих же тектодинамических обстановках формировались и более крупные структурные парагенезы, вплоть до региональных дизъюнктивных и складчатых систем. Наиболее важными элементами региональной структуры Приморского сегмента Западного Кавказа являются узкие протяженные тектонические зоны «общекавказского» (ЗСЗ 290-300°) простирания, различающиеся по особенностям складчатой структуры, составу и мощности слагающих их осадков, характеру магматизма и соотношениям стратиграфических комплексов в геологическом разрезе [*Хаин и др.*. 1962; *Борукаев,* 1964; *Лаврищев и др.,* 1999, 2001; *Корсаков и др.,* 2002]. Эти структурно-фациальные тектонические зоны разделены и осложнены региональными системами продольных, диагональных и (реже) поперечных разрывов, среди которых важнейшую роль играют транспрессивные (сжатие + правый сдвиг) системы запад - северо-западного (ЗСЗ 280-310°) простирания (разломы Псебепский, Безепский, Коцехурский, Семигорский, Цемесский, Тхамахинский, Навагинский, Гойтхско-Гогопсинский, Главный Кавказский, Бекишейский, Краснополянский, Монастырский, Атамажинский, Южно-Пшекишский и ряд более мелких – см. рис. 1). Собранные нами материалы по кинематической трещиноватости в зонах разрывов [*Расцветаев и др.,* 1999, 2008] и новейшие результаты ГДП-200 [*Лаврищев и др.,* 2000, 2002; *Корсаков и др.,* 2002] подтверждают разработанные в 60-х и 70-х годах прошлого столетия представления об этих дизъюнктивных системах как сочетании взбросо-надвиговых [*Хаин и др.,* 1962; *Борукаев,* 1964] и

правосдвиговых [*Ажгирей,* 1960; *Расцветаев,* 1973, 1977] дислокаций. При отклонении от общекавказского простирания вправо (до 310-340°) в них заметно преобладает правосдвиговая составляющая, влево (до 260-280°) – взбросо-надвиговая. Продольные дизъюнктивные системы делят альпийскую структуру Северо-Западного Кавказа на узкие ломтевидные блоки («парафоры»), ступенчато смещенные вправо и дивергентно (хотя и резко асимметрично) надвинутые друг на друга и на смежные прогибы. Наклон сместителей меняется от 80-90° в приосевых частях складчатого сооружения до 30-60° в краевых его частях; в периферической части южного крыла мегантиклинория прослеживается прерывистая цепочка тектонических покровов, аллохтоны которых имеют толщину 1-3 км и сложены сильно дислоцированными породами Гойтхско-Псебепской (покровы Витязевский, Невеб и Псеушхо), Новороссийско-Лазаревской (Новомихайловский покров) и Чвежипсинской (Воронцовский покров) структурно-фациальных зон, перемещенными от своих корней на 10-15 и более километров [*Борукаев,* 1970; *Лаврищев и Греков,* 1999; *Лаврищев и др.,* 2000; *Корсаков и др.,* 2002; *Корсаков,* 2008]. На северном крыле мегантиклинория также имеется серия тектонических покровов, однако их толщина и масса, а также амплитуда перемещения много меньше, чем на южном крыле.

Вдоль дизъюнктивных систем север - северо-западного (ССЗ 315-0°) простирания, диагональных к генеральному простиранию складчатости Северо-Западного Кавказа, повсеместно фиксируются правосдвиговые смещения (Верхнеабинский, Агой-Туапсинский, Тугупсинский правые взбросо-сдвиги), а вдоль систем субширотного простирания – левосдвиговые смещения (Бетгинская, Чемитоквадживская, Кудепстинская зоны). Вместе с дизъюнктивами сжатия и линейными складками общекавказского простирания они составляют единый парагенез структур северо-восточного сжатия [*Борукаев,* 1964; *Расцветаев,* 1973, 1987]. Система поперечных (северо-восточного простирания) разломов и флексур разделяет Северо-Западный Кавказ на ступенчато погружающиеся к западу сегменты и относятся к различным кинематическим типам - от сбросо-раздвиговых (Джигинский, Цицинский, Курджипский разломы) или сбросо-сдвиговых (Неберджаевская, Геленджикская зоны) структур растяжения до сдвиго-взбросовых (Анапско-Гостагаевская и Туапсе-Чилипсинская флексурно-разрывные системы) структур сжатия.

По характеру дизъюнктивных деформаций и степени альпийской тектонизации осевая часть горно-складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа резко отличается краевых его частей. В Осевой мегазоне (Чугушско-Псеашхинский, Гойтхский и Псебепский антиклинории, Семигорская антиклиналь с прилегающими площадями) большинство продольных разломов имеют, наряду со взбросовой и сдвиговой составляющими, существенную содвиговую компоненту и сопровождаются явлениями расплющивания и тектонического течения [*Расцветаев и др.,* 2000]. Наиболее важную роль играют здесь Гойтхско-Гогопсинская, Семигорская и Безепская содвиговые системы – протяженные (до 100 км и более) довольно мощные (шириной от сотен метров до нескольких километров) зоны концентрации содвиговых деформаций, имеющие, как правило, довольно сложную внутреннюю структуру. Обычно это дизъюнктивная система из 2-х или более параллельных друг другу крупных тектонических швов, сопровождаемых более мелкими разрывами и системами трещиноватости, а также зонами мелкой дисгармоничной складчатости, тектонического развальцевания и меланжирования мощностью от 0,1 до 2 км. Как правило, они занимают осевое положение в крупных антиклинорных структурах (Гойтхский антиклинорий, Семигорская антиклинальная зона) и сопровождаются крупномасштабными явлениями глубинного диапиризма и структурной дисгармонии в относительно пластичных толщах средней юры, нижнего мела и палеогена [*Маринин и Расцветаев,* 2008].

Позднеальпийская структура складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа, зажатого между северной (Ахтырско-Навагинской) и южной (Гойтхско-Семигорской) зонами глубинных содвиговых швов, сформирована в тектодинамической обстановке субгоризонтального сжатия северо-восточной ориентировки, резко преобладающей на всех основных стадиях позднеальпийского орогенеза. В более общем тектоническом плане отмеченные выше содвиговые зоны (как и другие параллельные им глубинные швы Северо-Восточного Причерноморья - [*Расцветаев,* 1977, 1980]) играют роль длительно развивающихся межрегиональных правых сдвигов, свидетельствующих о существовании здесь в течение длительного времени (по крайней мере с середины юры и до настоящего времени) общеальпийской тектодинамической обстановки субмеридионального тангенциального сжатия; однако в строении позднеальпийского сооружения Северо-Западного Кавказа структуры этого поля напряжений проявлены весьма фрагментарно, и отчётливо выражены лишь на мезоструктурном

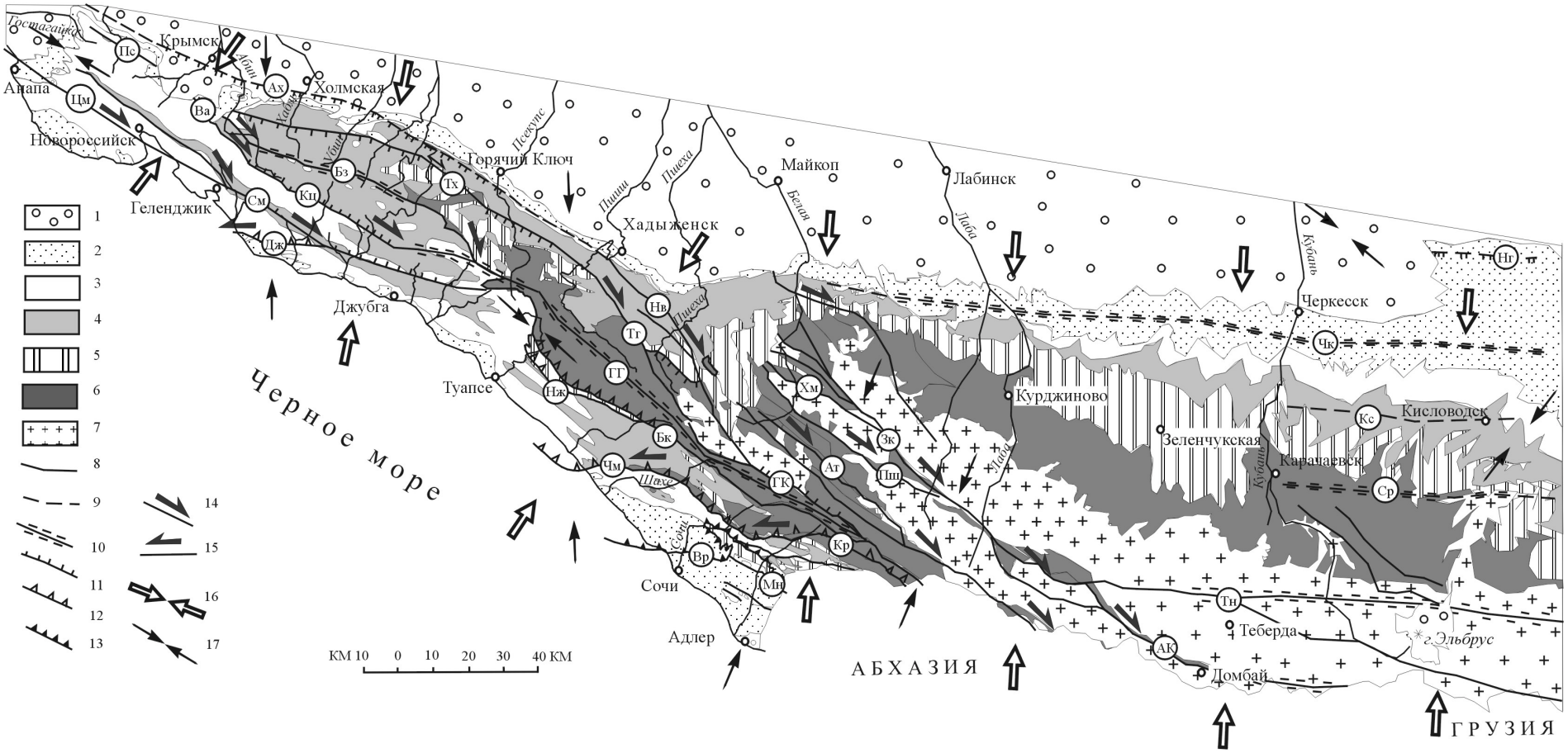


Рис. 1. Основные дизъюнктивные системы Северо-Западного Кавказа: 1-7 области развития отложений неогена-антропогена (1), палеогена (2), верхнего мела (3), нижнего мела (4), верхней юры и келловея (5), нижней и средней юры (6), палеозоя (7); 8-9 крупнейшие дизъюнктивные системы (региональные разрывные нарушения, шовные зоны и зоны концентрации деформаций): картируемые на поверхности (8), предполагаемые и скрытые под чехлом покрывающих отложений (9); 10-15 - преобладающий геолого-кинематический тип дизъюнктивных систем: содвиговый (10), взбросовый (11), надвиговый (12), покровный (13), правосдвиговый (14), левосдвиговый (15); 16-17 - ориентировка осей максимального сжатия тектонических полей напряжений регионального ранга: главного (16) и второстепенного (17). Названия региональных дизъюнктивных систем (буквы в кружках): АК – Архызско-Клычская, Ат - Атамажинская, Ах - Ахтырская, Бз - Безепская, Бк - Бекишейская, Ва - Верхнеабинская, Вр - Воронцовская, ГГ - Гойтх-Гогопсинская, ГК - Главная Кавказская, Дж - Джанхотская, Зк - Заканская, Кс – Кисловодская, Кр - Краснополянская, Кц - Коцехурская, Мн - Монастырская, Нг – Нагутская, Нв – Навагинская, Пс - Псебепский, Пш - Пшекишская, См - Семигорская, Ср – Срединная, Тг – Тугупсинская, Тн – Тырныаузская, Тх - Тхамахинская, Хм - Хамышкинская, Цм - Цемесская, Чк – Черкесская, Чм – Чемитоквадженская.

уровне [*Маринин,* 2003а, 2008]. Сугубо подчинённую роль играют здесь и структуры северо-западного сжатия, образующиеся на поздних стадиях позднеальпийского орогенеза во фронтальных частях смещающихся к северо-западу сдвиговых парафоров или отдельных «горизонтальных диапиров», связанных с процессом латерального западного дрейфа (квазипластического тектонического течения) тектонизированных горных масс вдоль оси складчатого сооружения [*Расцветаев и др.,* 1999, 2000]. Процесс этот отражает «тектоническое бегство» (tectonic escape) расплющенного в осевой содвиговой зоне избыточного геологического материала из области максимального сжатия и укорочения коры в центральных частях складчатого сооружения Большого Кавказа к «геодинамическим убежищам» (М.Л. Копп) на его западной периклинали. В зонах пересечения этого тектонического потока со структурными барьерами возникают участки активного северо-западного сжатия (Анапско-Таманская, Туапсинская и другие зоны поперечных дислокаций). Таким образом, при формировании позднеальпийской разрывно-складчатой структуры Северо-Западного Кавказа постоянно действующее и глобальное («ротационно-инерционное» по А.В. Пейве) меридиональное сжатие уступает по интенсивности воздействия на литосферу и яркости своего структурного воплощения более локальным тектодинамическим обстановкам, связанным с конкретными перемещениями отдельных геоблоков.

ЛАБИНО-КУБАНСКИЙ СЕГМЕНТ

Лабино-Кубанский сегмент – широтный отрезок складчатой системы Большого Кавказа, расположенный между Западно-Кавказской и Центрально-Кавказской диагонально-сдвиговыми зонами. Основные дизъюнктивные системы Лабино-Кубанского сегмента Западного Кавказа (Черкесский и Срединный погребенные разломы; Тырныаузская шовная зона; Приводораздельная зона концентрации деформаций, сопровождающая систему разрывов Главного Кавказского хребта, и др.) имеют субширотное простирание, отчетливо выраженный спастический характер и представлены системами сближенных субвертикальных взбросо-содвиговых швов, сопровождающихся трещинами сплющивания, региональным кливажом осевой плоскости и зонами милонитизации, рассланцевания и будинажа. Ярко выраженные структуры горизонтального расплющивания фиксируются на структурно-кинематических стереограммах трещиноватости палеозойских и раннеюрских пород Тырныаузской зоны (участок «Теберда») [*Расцветаев,* 1987], Буульгенской депрессии (участок «Северный приют») и в ряде других мест. Более умеренные деформации содвигового типа отмечаются вдоль систем Черкесского, Боргустанского, Кисловодского, Срединного и Южно-Скалистого глубинных швов. На участках «Кума», «Подкумок», «Долина Очарования» отчётливо выявляется концентрация широтных субвертикальных стресс-стилолитовых систем и трещин сплющивания, круто секущих слоистость меловых пород [*Расцветаев и др,* 1987*; Тверитинова,* 1990].

Специальные структурно-кинематические и тектодинамические исследования, выполненные нами на Тебердинском, Баксанском и других участках Тырныаузской шовной зоны, с несомненностью свидетельствуют о том, что зона эта на всем своем протяжении представляет собой типичную структуру сжатия содвигового типа [*Расцветаев и Тверитинова,* 1995]. Ведущим геолого-кинематическим процессом, определившим современный структурный облик Тырныаузской шовной зоны и происходившим (с разной интенсивностью) на протяжении позднего палеозоя, большей части мезозоя и, возможно, всего кайнозоя, было активное содвижение (тектоническое сближение) обрамляющих ее блоков в обстановке общего субмеридионального сжатия и укорочения земной коры. Этот процесс вызвал интенсивную тектонизацию внутризонального пространства (с возникновением здесь трещин сплющивания, кливажных разрывов и других разновидностей содвиговых дизъюнктивов, а также парагенетически связанных с ними зон смятия и рассланцевания, расплющивания и будинажа), поперечное стрессу тектоническое течение горных масс (в самых различных направлениях, но всегда вдоль плоскости сплющивания) и общую линеаризацию всей охваченной деформациями зоны, выражающуюся в уменьшении ее ширины, развороте более древних швов и других структур поперек действия главного стресса и удлинении зоны как в латеральном, так и в вертикальном направлениях.

Длительность формирования Тырныаузской шовной зоны, резкие различия в фациальном облике, характере и степени метаморфизма палеозойских и мезозойских толщ в ее пределах и целый ряд структурных данных позволяют предполагать, что содвижение разделяемых этой зоной геоблоков было весьма значительным. Всякое геологически значимое укорочение литосферы неизбежно ставит вопрос о выносе крупных масс горных пород за пределы содви-

говой зоны. Проблема картирования конкретных зон разгрузки выжатого из Тырныаузской зоны тектонического материала (как и более общая проблема нахождения геологического пространства, достаточного для помещения выжатых из содвиговой зоны тектонических масс) очень сложна и ждет еще своего специального исследования, однако некоторые соображения по этому поводу могут быть высказаны уже сегодня. Самым естественным направлением оттока материала является движение вверх - к поверхности земли, т.е. к области нулевого тектонического давления. Такое движение приводит к увеличению высоты рельефа и образованию горной страны, к формированию системы выжатых покровов и уничтожению выдавленных на дневную поверхность тектонизированных масс процессами экзогенной геодинамики. По-видимому, все эти явления продолжались здесь весьма долго (на протяжении герцинской и киммерийской тектонических эпох) и должны были существенно увеличить мощность осадочной призмы в окрестностях Тырныаузской шовной зоны. В позднеальпийское время здесь проявляется и другой способ вертикального выноса избыточного геологического материала из содвиговой зоны - формирование в глубинных частях Тырныаузской зоны сжатия магматических очагов с последующим выводом магмы на поверхность в виде вулканических построек (вулкан Эльбрус, Верхне- и Нижнечегемские вулканические плато), интрузивных и субвулканических тел (Эльджуртинские граниты и липаритовые штоки Тырныаузского рудного узла). Когда давление вышележащих пород превышает боковое тектоническое сдавливание в зоне сжатия, тектонизируемый материал верхней коры в поисках геодинамического убежища перетекает вглубь (возникновение "корня", реально присутствующего сегодня под зоной Передового хребта Большого Кавказа – [*Греков и др.,* 2005*; Шемпелев и др.,* 2005]) или вдоль простирания зоны содвига (линеаризация содвиговой зоны). В позднеальпийской истории Тырныаузской шовной зоны роль частных геодинамических убежищ или каналов транспортировки элиминируемого из широтной зоны содвига тектонизированного материала отчасти играют субмеридиональные раздвиговые зоны - поперечные тектонические нарушения, с большой регулярностью рассекающие шовную Тырныаузскую зону на всем ее протяжении (Баксанская, Эльбрус-Минераловодская, Тебердинская, Аксаутская и другие сбросо-раздвиговые системы). Субвертикальные широтные зоны сплющивания и содвижения, аналогичные Тырныаузской, развиты и в других местах Большого Кавказа.

В пределах Лабино-Кубанского сегмента существенную (хотя в целом и второстепенную) роль играют дизъюнктивные системы северо-западного простирания. Все разрывы такой ориентировки имеют здесь правосдвиговую составляющую, иногда сопровождающуюся сильным сжатием (реже растяжением). Наиболее крупные правосдвиговые швы отмечаются в западной части Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны (обрамляющие Пшекишскую антиклиналь Южно-Пшекишский и Хамышкинский разломы, а также Даховский, Заканский и ряд более мелких разломов северо-западного простирания) и на ее юго-восточном продолжении (Архызско-Клычская и Кти-Тебердинская системы дислокаций). Система флексурно-разрывных зон северо-западного простирания обрамляет Лабино-Кубанский сегмент и с востока (Армавир-Невинномысская, Кабардинская и Нальчикско-Минераловодская зоны правосдвиговых дислокаций). В крыльях этих сдвигов иногда возникают поперечные структуры сжатия (пологие складки северо-восточного простирания; вторичные мезоструктурные комплексы северо-западного сжатия), частично компенсирующие сдвиговые смещения отдельных блоков. Более интенсивные структуры сжатия возникают вдоль диагонально-сдвиговых зон (кливаж и складки юрских толщ в Гузерипльской, Архызско-Клычской, Кти-Тебердинской и Дудугушско-Сахрайской депрессиях; Атамажинская, Псеашхинская и Чугушская «аркадные» [*Сомин,* 2007] складки и др.). С этими же напряжениями вторичного северо-восточного сжатия, возможно, следует связывать предполагаемое С.Г. Корсаковым выжимание на запад Пшекишского клиновидного блока по системе обрамляющих его разноименных сдвигов [*Корсаков,* 2007].

Значительно меньшую роль в альпийской структуре Лабино-Кубанского сегмента играют левосдвиговые системы северо-восточного простирания и субмеридиональные сбросо-раздвиговые зоны. Не формируя крупных геологических разрывов, эти дизъюнктивные элементы повсеместно выявляются при кинематическом анализе тектонической трещиноватости. Они образуют на стереограммах отчетливые максимумы левосдвиговых сколов, сбросов, отрывов и жил, закономерно сочетающиеся с северо-западными сколами правосдвигового типа, а также взбросами, надвигами и стресс-стилолитами субширотного простирания. Этот главный мезоструктурный парагенез Западного Кавказа несомненно связан с тектодинамической обстановкой субмеридионального сжатия, что подтверждается динамическими параметра-

ми в очагах местных землетрясений [*Милановский и др.,* 1989]. Восточное ограничение Лабино-Кубанского сегмента условно проводится по Эльбрус-Минераловодской сдвиго-раздвиговой зоне север – северо-восточного простирания; она отделяет этот сегмент от Джинальско-Урухского сегмента Центрального Кавказа, в пределах которого опять резко возрастает роль правосдвиговых транспрессивных систем северо-западного простирания и вторичных структурных парагенезов северо-восточного сжатия [*Расцветаев и др,* 1987].

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОДИНАМИКИ И ГЕОКИНЕМАТИКИ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

1. Собранный при полевых замерах кинематической трещиноватости большой геолого-статистический материал о пространственной ориентировке следов смещений на плоскостях трещин свидетельствует о том, что смещения эти формировались в тектодинамической обстановке активного субгоризонтального сжатия. Преобладает сжатие субмеридиональной ориентировки, часто - северо-восточной и северо-западной, реже - субширотной. Проявления вертикального сжатия или активного растяжения встречаются редко и всегда связаны с локальными структурами [*Расцветаев и др.,* 1987, 2008; *Тверитинова,* 1990; *Мусеевы,* 2003 и др.].

2. Изменные структурные рисунки позднеальпийских минидизъюнктивов Западного Кавказа характеризуются большим многообразием. Соотношения зеркал скольжения, стилолитов, отрывов, жил и трещин сплющивания весьма разнообразны и зависят от общей геомеханической обстановки деформации, исходной структуры деформируемой среды и типа поля напряжения. Геомеханическая интерпретация стереографических узоров минидизъюнктивов в массивах горных пород дает возможность выделять блоки и участки с квазипластическим (структуры сплющивания и сколы с большими углами скалывания), квазихрупким (структуры отрыва и сколы с малыми углами скалывания) и вязкопластическим (структуры течения и вращения) реологическим поведением.

3. Исследование мезоструктурных парагенезов и статистический геолого-кинематический анализ трещиноватости западной части Большого Кавказа и Предкавказья позволили подтвердить и существенно дополнить вывод о важной роли квазипластической составляющей в общей позднеальпийской тектонической деформации региона, а также выявить некоторые принципиальные палеореологические особенности различных геоструктурных зон [*Расцветаев и др.,* 1991]. Наиболее существенно различаются между собой парагенезы структур упруго-хрупкого скалывания (А) и структур вязко-пластического течения (Б), области распространения которых тяготеют к краевым (парагенез А) и осевым (парагенез Б) зонам Большекавказского складчатого сооружения. Исследование макроструктурных особенностей этих зон также свидетельствует о существенных различиях в стиле и общей интенсивности их тектонического деформирования.

4. Земная кора Западного Кавказа и Предкавказья рассечена сложной сеткой зон концентрации неотектонических дизъюнктивных деформаций различного размера, морфологии и кинематического типа. Эти зоны лишь отчасти совпадают с показываемыми на геологических картах тектоническими разрывами и в связи с этим нередко выпадают из поля зрения геологов-съемщиков и тектонистов; между тем, эта дизъюнктивная сеть составляет существенный элемент современной тектонической делимости приповерхностной части земной коры и является весьма важным фактором региональной структурной неоднородности, активно влияющим на фильтрационные, деформационные и многие другие свойства реальных массивов горных пород.

5. Анализ мезоструктурных парагенезов и общего структурного рисунка западной части Большого Кавказа приводит нас к выводу о чрезвычайно важной роли в его позднекайнозойской структуре содвиговых дизъюнктивов различного ранга - от кливажных трещин и трещин сплющивания до крупных содвиговых сутур и шовных зон. По субвертикальным содвиговым системам, определяющим основную тектоническую делимость осевой мегазоны и некоторых более мелких зон, происходит выжимание и вязкопластическое течение больших масс горных пород вверх (в зону экзогенной денудации и на крылья содвиговых дизъюнктивов), вниз (с формированием сиалического корня и увеличением изостатической неуравновешенности складчатого сооружения) и вбок, к периклинальным зонам (с линеаризацией зоны содвига и образованием на ее окончаниях горизонтальных диапиров и поперечных складок). Эти процессы, особенно интенсивные в позднем кайнозое, определили шовный характер структуры осевой мегазоны Большого Кавказа и ее глубокую общую ретекстуризацию; мы предполагаем, что позднекайнозойское сближение обрамляющих ее континентальных плит достигало нескольких сот километров [*Расцветаев, 2000, 2002*] и реализовалось благодаря

расплющиванию и квазипластическому растеканию разделяющих эти плиты горных масс с выведением их из области конвергенции (содвиговый тип сочленения). Анализ региональных геолого-геофизических материалов о глубинном строении Кавказского региона [*Леонов,* 2007; *Пруцкий и др.,* 2005; *Расцветаев и др.,* 2004] подтверждает изложенную выше содвиговую модель тектонического строения и геодинамики формирования Западного Кавказа.

6. По характеру дизъюнктивных деформаций и степени альпийской тектонизации осевая часть горно-складчатого сооружения Западного Кавказа резко отличается краевых его частей. Разные тектонические зоны Западного Кавказа характеризуются различным морфологическим стилем и кинематическим типом позднеальпийских деформаций, а также разной их интенсивностью. Как правило, на периферии складчатого сооружения развиты структуры отрыва, скалывания и скольжения с незначительной или умеренной величиной деформации. В осевой мегазоне большинство продольных разломов имеют субвертикальное залегание и существенную содвиговую компоненту; здесь широко развиты явления расплющивания и тектонического течения, свидетельствующие о существенном (нередко многократном) поперечном укорочении этих зон и их значительном продольном удлинении (линеаризации). Структурный стиль мегазон южного и северного склона совершенно иной – здесь резко преобладают складчато-надвиговые или покровно-складчатые структуры с дивергентным перемещением аллохтонных масс к югу (на десятки километров) и, реже, к северу (на первые километры). С приближением к осевой зоне Большого Кавказа характерные для зоны Южного склона чешуйчато-надвиговые структуры сменяются субвертикальными дизъюнктивами взбросо-содвигового и сдвиго-содвигового типа [*Расцветаев,* 1996; *Леонов и др.,* 2001].

7. В целом альпийская структура Западного Кавказа сформировалась в условиях общего субмеридионального сжатия и укорочения литосферы, с образованием субширотных структурных систем сжатия, северо-западных - правого сдвига и вторичных структурных комплексов, связанных с переориентировкой бокового сжатия в зонах наиболее резких структурных неоднородностей. Эта переориентировка осей напряжений наиболее общего для всей Альпийской зоны поля напряжений («тетического», по Г. Штилле) и формирование вторичных (частных) полей напряжений связаны со сложной кинематикой перемещений отдельных микроплит, геоблоков и струй тектонических потоков (в связи с чем такого рода вторичные поля напряжений было предложено именовать «кинематогенными»). На Западном Кавказе наиболее мощное развитие такого рода частные поля напряжений и связанные с ними вторичные структурные комплексы получили в пределах Западно-Кавказской диагонально-сдвиговой зоны (Приморский сегмент) и менее значительное – в пределах Центрально-Кавказской диагонально-сдвиговой зоны (Джинало-Урухский сегмент). Северо-западная ориентировка этих отрезков Крымско-Кавказско-Копетдагской шовной системы в условиях общего меридионального сближения Предкавказской и Черноморско-Закавказской микроплит предопределили развитие региональных правых сдвигов северо-западного простирания, парагенетически сочетающихся с субширотными структурами сжатия. На эти структуры главного альпийского парагенеза в периоды наиболее резкого сближения противолежащих форландов (в позднеальпийскую и, возможно, киммерийскую орогенные эпохи) накладываются структуры северо-восточного сжатия, а при крупных перемещениях вдоль правых сдвигов – также и локальные структуры северо-западного сжатия [*Расцветаев,* 1973, 1980, 1987].

Резюме. В условиях произошедшего в конце среднего эоцена столкновения и последующего сближения Предкавказской (Скифской) и Закавказско-Черноморской плит в тектодинамической обстановке общего субмеридионального горизонтального сжатия был сформирован сложный орогенный структурный ансамбль складчатого сооружения Западного Кавказа; основу этого структурного ансамбля составляет сдвиго-содвиговый парагенез Осевой мегазоны, обрамленный покровно-надвиговыми и взбросо-сдвиговыми структурами краевых частей складчатого сооружения. В пределах Северо-Западного Кавказа косая ориентировка зоны коллизии привела к широкому развитию здесь правых сдвигов, а также продольных и поперечных к ним структур сжатия. Дальнейшее содвижение форландов привело к расплющиванию и тектоническому течению мезозойско-палеогеновых толщ, с выжиманием аллохтонных масс как поперек содвиговой зоны (в виде тектонических и гравитационных шарьяжей, олистостромов и моласс, ложащихся на плечи смежных форландов), так и вдоль неё (в виде латеральных тектонических потоков, выводящих тектонизированный материал из осевой зоны содвига к западной периклинальной области, где возникла Анапско-Таманская система постмиоценовых поперечных складок, флексур и разрывов). Все это привело к линеаризации и сокращению ширины орогена, а также к утолщению литосферы с формированием горного рельефа и, одновремен-

но, нисходящего тектонического потока вещества коры и верхней мантии.

Благодарности. Авторы статьи благодарны своим коллегам по работе в Кавказской экспедиции МГУ А.С. Бирман, Н.Н. Курдину, В.Г. Симако и Е.Г. Стручковой за предоставленные материалы и за конструктивное обсуждение результатов исследований. Мы благодарны также научной программе «Ведущие научные школы» (грант № НШ-5280.2006.5) и госпредприятию «Кавказгеолсъёмка» за финансовую поддержку проведенных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР, серия геол. 1960. № 8. С. 21 – 36.

Борукаев Ч.Б. Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклинория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования. Автореферат канд. диссертации. М.: Изд-во МГУ. 1964. 16 с.

Борукаев Ч.Б. О палинспастических построениях. Геотектоника. 1970. № 6. С. 32–45.

Греков И.И., Арбузкин В.Н., Трофименко Е.А., Литовко Г.В., Компаниец М.А. Региональная геолого-геофизическая модель Эльбрусской вулканической области по линии Приэльбрусского профиля (Северный Кавказ) // Региональная геология и металлогения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. № 25. 2005. С. 158-166.

Корсаков С.Г Адыгейский выступ и западное окончание Передового хребта // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Т.1. М.: ГЕОС. 2006. С. 357-360.

Корсаков С.Г. Витязевский тектонический покров в структуре западного погружения орогена Большого Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС. 2008. Т.1. С. 432-437.

Корсаков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-XXXIV (Туапсе). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2002. 151 с.

Лаврищев В.А., Греков И.И. Тектонические покровы Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск: изд-во НПИ. 1999. С. 57–64.

Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2000. 135 с.

Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-V (Красная Поляна). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2002. 113 с.

Леонов Ю.Г. Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С. 317-340.

Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.

Маринин А.В. Позднеальпийская структура Северо-Западного Кавказа и тектодинамические условия ее формирования. Автореф. канд. дисс. М.: Изд-во МГУ. 2003. 23 с.

Маринин А.В. Особенности тектонического строения Северской и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // Бюлл. МОИП, отд. геол. 2003а. № 2. С. 22–24.

Маринин А.В. Тектодинамические условия формирования позднеальпийской структуры Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 3-8.

Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 191-224.

Маринин А.В., Сейнто А. Сравнение результатов исследований палеонапряжений Северо-Западного Кавказа различными тектонофизическими методами // Проблемы тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ. 2008. С. 225-243.

Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н. и др. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука. 1989. С. 106-113.

Пруцкий Н.И., Греков И.И., Баранов Г.И., Энна Н.Л. Геология и минерагения Северного Кавказа – современное состояние // Региональная

геология и металлогения. № 25. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2005. С. 27-38.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ. 1973. С. 57-107.

Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 95-113.

Расцветаев Л.М. Закономерный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука. 1980. С. 145-197.

Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 904-909.

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

Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 69–96.

Расцветаев Л.М. Содвиги в позднеальпийской структуре Большого Кавказа // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Тез. докл. XXIX Тектонического совещания. М.: ГИН РАН. 1996. С. 118-120.

Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС. 1997. С. 136–140.

Расцветаев Л.М. Об определении параметров горизонтального сокращения литосферы, связанного с развитием глубинных содвиговых зон (к постановке задачи) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2000. С. 417-420.

Расцветаев Л.М. Актуальные проблемы структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 333-373.

Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С. 69-96.

Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Тверитинова Т.Ю. Некоторые особенности распределения дизъюнктивной деформации в разных зонах Большого Кавказа // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова Думка. 1991. С. 211-217.

Расцветаев Л.М., Греков И.И., Пруцкий Н.И., Компаниец М.А., Корсаков С.Г., Литовко Г.В., Письменный А.Н., Трофименко Е.А., Энна Н.Л. Глубинное строение Большого Кавказа: содвиговая модель // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2004. С. 100-103.

Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа. // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск: 1999. С. 69–73.

Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Дизъюнктивные системы и новейшая геодинамика Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т.2. М.: ГЕОС. 2008. С. 147-153.

Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю. О содвиговой природе Тырныаузской шовной зоны // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки. 1995. С. 281–283.

Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю. О выявлении некоторых параметров тектонической деформации по результатам статистического геолого-кинематического исследования “малых дизъюнктивов” // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова Думка. 1991. С. 204-211.

Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Курдин Н.Н., Энна Н.Л., Корсаков С.Г. Расплющивание и тектоническое течение горных пород в осевых зонах Большого Кавказа // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2000. С. 420-424.

Сомин М.Л. Альпийская деформация комплексов основания и тектонический стиль Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 111-140.

Тверитинова Т.Ю. Тектодинамические условия формирования разрывов и трещин в породах альпийского чехла на территории Кавказских Минеральных Вод // Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.-м.н. М. 1990. 25 с.

Тверитинова Т.Ю. Структуры разрушения массивов магматических и метаморфических пород разломных зон и межразломных блоков Тырныаузского рудного поля (Центральный Кавказ) // Бюлл. МОИП. Отд.геол. 1995. Т. 70. Вып. 5. С. 28-41.

Тверитинова Т.Ю. Новейшая тектодинамика Эльбрусской вулкано-тектонической структуры // Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. Под ред. проф. Б.С. Карамурзова. Москва-Нальчик. 2005.

Шемпелев А.Г., Пьянков В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г. Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды) // Региональная геология и металлогения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. № 25. 2005. С. 178-185.

Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности). В кн.: «Геология Центрального и Западного Кавказа». Т. 3. М.: Гостоптехиздат. 1962. С. 5-47.

МЕТОД КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ И РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ СОВРЕМЕННОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ В КОРЕ ВБЛИЗИ ГРАНИЦ ПЛИТ И ДЛЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОРОГЕНОВ

Ю.Л. Ребецкий[1], О.А. Кучай[2], Н.А. Сычева[3]

[1] - Институт физики Земли РАН им. О.Ю.Шмидта, Москва
[2] - Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, Академгородок, Новосибирск
[3] – Научная станция РАН «Бишкек», Бишкек, Кыргыстан

ВВЕДЕНИЕ

В монографии [Ребецкий, 2007] был представлен алгоритма метода катакластического анализа (МКА) разрывных нарушений, позволяющее в результате анализа совокупностей механизмов очагов землетрясений получать данные не только об ориентации осей главных напряжений и о значении коэффициента Лоде – Надаи, но и определять относительные значения максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (тектоническое давление, из которого вычтено давление флюида в трещинно-поровом пространстве пород). Нормировка этих компонент тензора напряжений осуществляется на величину внутреннего сцепления горных массивов, которая рассматривается как эффективный параметр, определяющий среднюю прочность массивов в масштабе выполняемой реконструкции напряжений. Определение параметров тектонических напряжений по данным о разрывных нарушениях является одной из главных задач тектонофизики. Данные об ориентация осей главных напряжений позволяют существенно ограничить число вариантов механизмов внешних условий нагружения исследуемых участков земной коры, ответственных за возникновение этих напряжений. Распределение нормированных величин девиаторных напряжений и эффективного всестороннего давления в сейсмофокальной области дает возможность сделать заключение о закономерности напряженного состояния в зоне подготовки сильного землетрясения [Ребецкий, Маринин, 2006], выполнять районирование зон ВОЗ по сейсмической опасности [Ребецкий, 2007]. Данные о самих величинах напряжений, параметрах эффективной прочности коры, распределении в ней флюидного давления следует признать ключевыми, определяющими достоверность выстраиваемых концепций механизмов генерации современных напряжений и геодинамических моделей эволюции литосферы. Развитие методов оценки величин природных напряжений, действующих в земной коре, определение эффективных параметров, характеризующих механические и прочностные свойства массивов горных пород, в ближайшие годы будет наиболее перспективным направлением тектонофизики. В работе более подробно будут представлены алгоритмы третьего и четвертого этапов реконструкции напряжений, выполняемой в рамках МКА, позволяющие оценивать эффективную прочность горных массивов, рассчитывать абсолютные значения напряжений и выделить из эффективного всестороннего давления слагающие его параметры: тектоническое всестороннее давление и давление флюида в трещинно-поровом пространстве пород.

АЛГОРИТМ МЕТОДА КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Первые этапы реконструкции напряжений в МКА. МКА следует рассматривать как развитие хорошо известных методов [Гущенко, 1975; Никитин, Юнга, 1977; Etchecopar, et al., 1981; Angelier, et al., 1982; Гинтов, Исай, 1984; Gephard, Forsyth, 1984; Michael, 1984; Carey-Gailhardis, Mercier, 1987; Lisle, 1987], выполненное с применением положений, вытекающих из теории пластичности и хрупкого разрушения. На первом этапе МКА при определении ориентации главных осей тензора напряжений и значений коэффициента Лоде – Надаи осуществляется подбор из всех возможных напряженных состояний такого, для которого совокупность анализируемых механизмов очагов землетрясений доставляет максимум диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях [Ребецкий, 1997, 1999, 2001]. Исходными данными на этом этапе являются сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений. Важнейшим критерием метода, позволяющим осуществлять отбор в пятимерном пространстве (обычное метрическое пространство, время, энергетический масштаб событий) механизмов очагов землетрясений, является требование уменьшения энергии упругих деформаций в результате землетрясения на ис-

комом тензоре напряжений. Этот критерий вместе с максимальным принципом является следствием приложения к совокупности разрывных деформаций критериев теории пластичности.

Подбираемые совокупности землетрясений, удовлетворяющие условию положительности рассеяния упругой энергии, именуются однородными выборками землетрясений. Они служат для определения параметров эллипсоида тензоров напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций (главные оси и вид эллипсоида), нормированных на величину интенсивности сдвига, и характеризуют квазиоднородно деформируемый участок земной коры (домен), которому приписываются результаты расчета напряжений. Создание таких однородных выборок механизмов очагов землетрясений, по данным о которых определяются параметры тензора напряжений, является важнейшим результатом первого этапа. Эти выборки являются основой расчета на втором этапе реконструкции.

После первого этапа МКА мы можем говорить о том, что определяются параметры тензора напряжений σ_{ij} (i, j = 1, 2, 3 – индексы координатных осей ортогональной системы, например, географической) с точностью до двух неизвестных характеристик тензора напряжений, инвариантных к выбору системы координат, которыми являются всестороннее давление p и модуль максимального касательного напряжения τ :

$$\sigma_{ij} = \sigma_o \delta_{ij} + \\ + \tau\left[\left(1-\mu_\sigma\right)\ell_{1i}\ell_{1j} - \left(1+\mu_\sigma\right)\ell_{3i}\ell_{3j} + \mu_\sigma\delta_{ij}\right], \quad (1)$$

$$\sigma_o = -\left(p + \tau\mu_\sigma/3\right)\ \delta_{ii}=1,\ \delta_{ij}=0 \text{ при } i \neq j\ .$$

Здесь ℓ_{ki} – направляющие косинусы главных осей напряжений (k = 1, 2, 3) в выбранной системе координат (i=x, y, z) и μ_σ – коэффициент Лоде – Надаи ($\left|\mu_\sigma\right| \le 1$), характеризующий вид эллипсоида напряжений, определены после первого этапа реконструкции, а σ_o представляет собой значение нормальных напряжений, действующих на плоскости максимальных касательных напряжений, содержит два неизвестных после первого этапа параметра: p и τ .

После первого этапа реконструкции можно определить редуцированные напряжения $\widetilde{\tau}_n$, $\widetilde{\sigma}_{nn}$:

$$\widetilde{\sigma}_{nn} = \left(1-\mu_\sigma\right)\ell_{1n}^2 - \left(1+\mu_\sigma\right)\ell_{3n}^2 + \mu_\sigma\ ,$$

$$\widetilde{\tau}_{ns} = \left(1-\mu_\sigma\right)\ell_{ni}\ell_{sj} - \left(1+\mu_\sigma\right)\ell_{3n}\ell_{3s}\ . \quad (2)$$

Значения редуцированных нормальных и касательных напряжений $\widetilde{\sigma}_{nn}$ и $\widetilde{\tau}_n$, действующих на плоскости разрыва, порождающего землетрясения, определяют положения точек на редуцированной диаграмме Мора (рис. 1), которая может быть получена путем нормировки девиаторных компонент тензора напряжений на τ и вычитания из нормальных напряжений величины, отвечающей нормальным напряжениям (σ_o) на площадках действия максимальных касательных напряжений:

$$\sigma_{nn} = \sigma_o + \tau\widetilde{\sigma}_{nn}\ ;\ \tau_{ns} = \tau\widetilde{\tau}_{ns}\ . \quad (3)$$

Здесь n – индекс нормали к одной из нодальных плоскостей, которая реализована в виде очага землетрясения, s – индекс вектора, лежащего в плоскости разрыва и определяющего направление действия касательного напряжения.

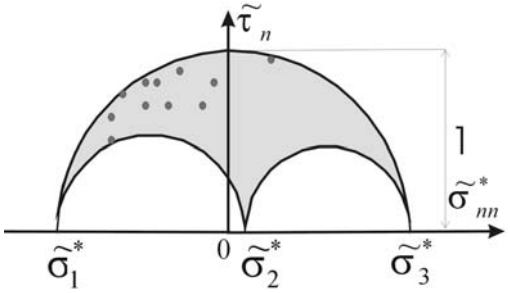


Рис. 1. Редуцированная диаграмма Мора. Точки определяют редуцированные нормальные и касательные напряжения, действующие на плоскости разрыва – в очаге землетрясения из однородной выборки. Одна из точек нижней границы облака точек используется в МКА на втором этапе для определения относительных величин напряжения

На втором этапе реконструкции [Ребецкий, 2003, 2005] для определения всестороннего давления и максимальных касательных напряжений алгоритм МКА в качестве дополнительного положения использует результаты по разрушению образцов горных пород [Byerlee, 1978]. Анализ этих результатов позволяет выделить на диаграмме Мора полосу хрупкого разрушения, которая определяет возможные напряженные состояния (рис. 2) как для вновь возникающих разрывов, так и для ранее возникших и вновь активизировавшихся разрывов [Ребецкий, 2007]. Эти состояния заключены между двумя характерными кривыми на диаграмме Мора, которыми являются внешняя предельная огибающая (предел прочности) и линия минимального сопротивления статического трения:

$$\tau_n + k_f\sigma^*_{nn} = \tau_f\ ;\ \ \tau_n + k_s\sigma^*_{nn} = 0\ ,$$

$$\text{при } \sigma^*_{nn} \le 0 \text{ и } \tau_n \ge 0\ . \quad (4)$$

Здесь $k_f(\sigma^*_{nn})$ и $\tau_f(\sigma^*_{nn})$ – соответственно коэффициент внутреннего трения и прочность внутреннего сцепления, являющиеся функциями эффективного нормального к разрыву напряжения σ^*_{nn}, а k_s – поверхностное статическое трение. В выражении (2) эффективное нормальное напряжение учитывает в соответствии с законом К.Терцаги [1961] влияние на хрупкое разрушение флюидного давления p_{fl}, возникающего в трещинно-поровом пространстве ($\sigma^*_{nn} = \sigma_{nn} - p_{fl}$).

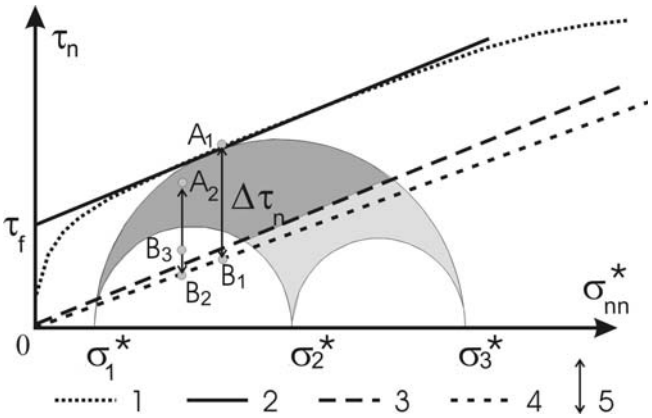


Рис. 2. Геометрический анализ на диаграмме Мора напряжений, сбрасываемых в очаге землетрясения. 1 – вид предельно криволинейной огибающей для массива горных пород масштабного уровня, отвечающего масштабу параметров напряжений, реконструируемых с помощью МКА; 2 – линейная аппроксимация предельной криволинейной огибающей, используемая в МКА; 3 – линия сухого статического трения горных пород; 4 – линия сухого кинематического трения горных пород; область темно-серого цвета – геометрическое место точек для напряжений на плоскости трещин, которые могут активизироваться для данного тензора напряжений, область светло-серой заливки – остальные напряженные состояния на произвольно ориентированных плоскостях; 5 – величина сброшенных касательных напряжений

В МКА вводится аппроксимация предельной огибающей (см. рис. 2) прямой линией, параллельной линии поверхностного статического трения ($k_s = k_f = const$). Эта аппроксимация в дальнейшем позволяет на основе анализа разброса точек на редуцированной диаграмме Мора (см. рис. 1), характеризующих редуцированные напряжения в очагах землетрясений из однородных выборок, находить значения относительных величин максимальных касательных напряжений τ / τ_f и эффективного всестороннего давления p^* / τ_f ($p^* = p - p_{fl}$), определяемых с точностью до неизвестного значения эффективного внутреннего сцепления породного массива τ_f [Ребецкий, 2005]. В дальнейшем определенные на втором этапе относительные значения максимальных касательных напряжений и эффективного давления будут представлены в треугольных скобках ($\langle \tau / \tau_f \rangle$, $\langle p^* / \tau_f \rangle$).

Следует отметить, что получаемые в результате реконструкции данные о параметрах напряженно-деформированного состояния являются осредненными с масштабами осреднения, зависящими от магнитудного уровня данных о механизмах очагов землетрясений и от плотности распределения сейсмических событий.

Третий этап МКА, определение эффективного сцепления горных массивов. Дальнейшее развитие МКА связано с созданием алгоритма оценки эффективного внутреннего сцепления τ_f горных массивов. Из экспериментов по хрупкому разрушению образцов горных пород известно, что наиболее прочные породы коры обладают прочностью внутреннего сцепления не более 100 МПа. Укрупнение образцов приводит к снижению прочности внутреннего сцепления. В законе Байерли [Byerlee, 1978], определяющем прочностные характеристики совокупности трещиноватых образцов, величина внутреннего сцепления на участке относительно высокого уровня бокового обжима принимается равной 50 МПа (500 бар). Можно ожидать, что значения эффективной прочности внутреннего сцепления массивов пород будут еще меньше для масштабов осреднения в сотни метров – десятки километров, т.е. для тех масштабов, которым отвечают напряжения, получаемые по данным о механизмах очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 0 до 7.

Первоначально [Ребецкий, 2003, 2007] в МКА оценка τ_f осуществлялось на основе подбора такого его значения, при котором основные параметры задачи удовлетворяли физическому смыслу. В новой модификации МКА алгоритм оценки величины τ_f строится на привлечении в качестве дополнительной информации сейсмологических данных о величине напряжений, снимаемых в очаге сильного землетрясения (впервые это было сделано в работе [Ребецкий, Маринин, 2006]), произошедшего в регионе, для которого выполнены первые два этапа расчета. При этом необходимо, чтобы данные о напряженном состоянии, полученные после первых этапов МКА, относились к периоду времени, максимально приближенному ко времени сильного события, а магнитуда этого землетрясения должна превышать магнитуды землетрясений, участвовавшие в определении параметров тензора на-

пряжений. Важно, чтобы характерный линейный размер очага был не меньше характерного линейного размера, определяющего масштаб осреднения параметров напряжений, получаемых в результате реконструкции.

Алгоритм расчета связан с возможностью после первых двух этапов МКА рассчитывать с точностью до нормировки на неизвестную величину τ_f касательные напряжения $\Delta\tau_n$, снимаемые вдоль произвольно ориентированной плоскости разрыва (см. рис. 2):

$$\left\langle \Delta\tau_n / \tau_f \right\rangle = \widetilde{\tau}_n \left\langle \tau / \tau_f \right\rangle + k_k \left(\widetilde{\sigma}_{nn} \left\langle \tau / \tau_f \right\rangle - \left\langle \sigma_o^* / \tau_f \right\rangle \right). \quad (5)$$

Здесь $k_k < k_s$ – коэффициент поверхностного кинематического трения. В правой части выражения (5) параметры, заключенные в треугольных скобках, определяются после второго этапа реконструкции.

Алгоритм оценки $\left\langle \Delta\tau_n / \tau_f \right\rangle$ с помощью выражения (5) иллюстрирует рис. 2, где на диаграмме Мора показан вертикальный отрезок, соединяющий точку касания предельной огибающей с большим кругом Мора напряженного состояния в области, включающей в себя очаг произошедшего землетрясения, с линией кинематического трения. Длина этого отрезка (A_1B_1) равна величине разности касательных напряжений до и после землетрясения, т.е. снимаемому напряжению ($\Delta\tau_n = \left|\tau_n^0 - \tau_n^1\right|$), в случае, если направление скольжения в очаге совпадает с направлением касательного напряжения, действовавшего здесь до землетрясения. Возможность подобной геометрической интерпретации базируется на следующем из теории разрушения [Райс, 1982; Осокина, Фридман, 1987] факте неизменности нормальных напряжений на плоскости разрыва до и после его активизации ($\sigma_n^0 = \sigma_n^1 = \sigma_n \le 0$), а также на равенстве касательных напряжений на разрыве после его активизации величине кинематического трения ($\tau_n^1 = -k_k \sigma_n^*$).

Использовав данные первых двух этапов МКА и рассчитав из выражения (5) относительную величину $\left\langle \Delta\tau_n / \tau_f \right\rangle$, можно переходить к оценке τ_f. Для этого в качестве дополнительных данных следует использовать значение напряжений $\Delta\tau_n$, снятых при сильном землетрясении:

$$\tau_f = \Delta\tau_n \left\langle \Delta\tau_n / \tau_f \right\rangle^{-1}, \quad (6)$$

в котором величина $\Delta\tau_n$ определяется по сейсмологическим данным [Костров, 1975]:

$$\Delta\tau_n = 2\mu E_s / M_o \ . \quad (7)$$

Расчет $\Delta\tau_n$ осуществляется по данным об энергии, излученной в упругих волнах E_s, о сейсмическом моменте M_o и модуле сдвига μ (для коры $\mu \approx$ 3-5 10^{10} МПа). Этот набор данных, как и данные о реализованной при землетрясении плоскости разрыва, даются сейсмологами для сильных землетрясений ($M >$ 6.5-8). Значение E_s и M_o можно получить, используя их зависимости от разных типов магнитуд землетрясения, например:

$$M_w = 2/3 \cdot (\log M_o - 9.1),$$
$$M_e = 2/3 \cdot \log E_s - 2.9, \quad (8)$$

где величины E_s и M_o представлены в Н м (Дж).

Важно также отметить, что параметры напряжений, подставляемые в выражение (2), должны отвечать периоду осреднения, предшествовавшему сильному землетрясению, данные о сбрасываемых напряжениях которого будут использоваться для определения τ_f. Например, использование каталога механизмов очагов землетрясений с диапазоном магнитуд от 4.5 до 7 позволяет говорить о том, что реконструированные параметры тензора напряжений отвечают масштабу осреднения 30-100 км (конкретное значение зависит от плотности распределения эпицентров землетрясений), а диапазон магнитуд от 2.5 до 6 – масштабу осреднения 5-20 км. Для указанных случаев землетрясение, данные о сбрасываемых напряжениях которого используются для оценки внутреннего сцепления, должно иметь магнитуду не менее 7.5 и 6.5 соответственно, т.е. область очага должна быть не меньше окна осреднения напряжений.

Если в регионе, для которого выполнены первые два этапа реконструкция напряжений по МКА, произошло сильное землетрясение и для него из сейсмологических данных известна величина сброшенных напряжений, то рассчитав для этого землетрясения согласно выражению (5) относительную величину $\left\langle \Delta\tau_n / \tau_f \right\rangle$, можно оценить значение эффективной прочности породного массива τ_f. После оценки τ_f можно рассчитать абсолютные значения максимальных касательных напряжений τ и эффективного всесто-

роннего давления p^*, используя результаты расчетов второго этапа, т.е. данные $\langle \tau / \tau_f \rangle$ и $\langle p^* / \tau_f \rangle$.

Четвертый этап МКА, определение тектонического давления. Алгоритм третьего этапа МКА позволяет получить данные о величине эффективного всестороннего давления p^* и о компонентах девиатора напряжений s_{ij} ($i, j = x, y, z$):

$$s_{ii} = \sigma_{ii} - p = \left(\tilde{\sigma}_{ii} - \mu_\sigma / 3\right) \tau \ ,$$

$$s_{ij} = \sigma_{ij} = \tau \, \tilde{\sigma}_{ij} \ (i \neq j). \qquad (9)$$

Эти данные однако не дают возможности вычислить такие компоненты полного тензора напряжения, как нормальные напряжения σ_{ii} и тектоническое давление p. Для расчета этих характеристик напряженного состояния необходимо ввести дополнительное положение и привлечь дополнительные данные. В предыдущих работах в МКА в качестве такого дополнительного положения использовалось предположение, часто применяемое в геодинамике [Sibson, 1974], которое определяет величину нормальных напряжения, действующих на горизонтальных площадках (σ_{zz}), равными весу вышележащего столба пород. Это допущение требует учета рельефа поверхности при оценке напряжений, средних для коры в целом (масштаб осреднения в первые десятки километров), и рельефа внутренних слоев коры при осреднении с меньшим линейным масштабом. В работе [Ребецкий, 2007] было предложено в алгоритме МКА использовать более точное выражение, учитывающее при расчете вертикального напряжения влияние касательных напряжений, действующих на вертикальных площадках и, если это необходимо, то и кривизну коры. Это выражение можно получить применяя в уравнении сохранения вертикального импульса сил некоторые положения теории толстой пологой оболочкой [Тимошенко, Гудьер, 1975]. В этом случае на уровне срединной поверхности коры получим следующее выражение для расчета тектонического давления:

$$p = \frac{p_{lt} + s_{zz} + 0.5\left(ds_{xz} + ds_{yz}\right)}{1 - 0.5\overline{H}_{\tilde{n}}\left(\kappa_{xx} + \kappa_{yy}\right)} \ . \qquad (10)$$

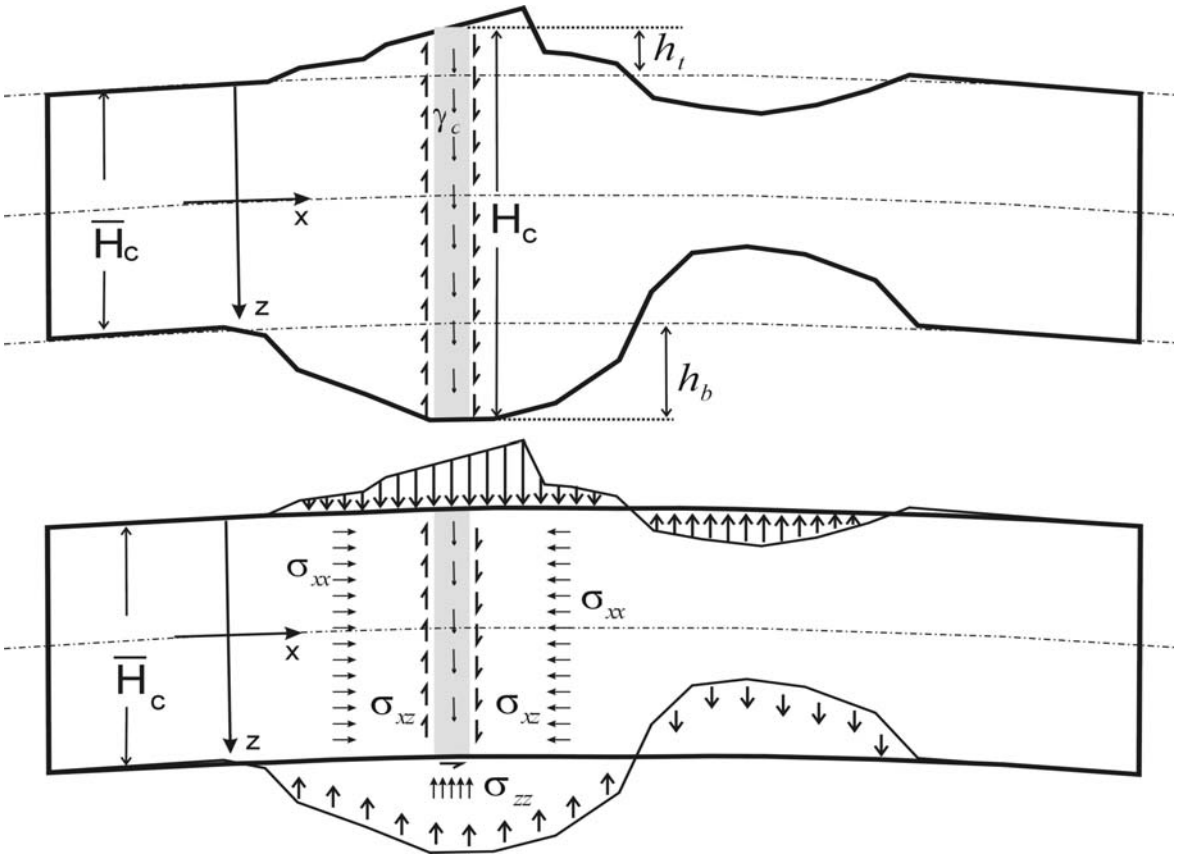


Рис. 3. Схема, иллюстрирующая приближение коры, имеющей рельеф кровли и подошвы (а), пологой оболочкой (б), и внутренние и внешние напряжения и нагрузки, учитываемые при расчете величины всестороннего тектонического давления

Здесь s_{zz} – вертикальные девиаторные напряжения, определенные по результатам первых этапов реконструкции? ds_{xz} , ds_{yz} - определяют изменения в латеральном направлении касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках (шаг для расчета приращений отвечает линейному масштабу осреднения напряжений), κ_{xx} , κ_{yy} - кривизны коры в соответствующих направлениях, а p_{lt} определяет литостатическое давление – вес столба горных пород, определенный на глубине срединной поверхности коры мощностью $\overline{H}_c$, определенной путем осреднения по площади всего исследуемого региона истинных значений мощности коры H_c (см. рис. 3). В выражении (10) учитывается рельеф поверхности коры h_t, осредненный по латерали с тем же окном осреднения, что и данные о параметрах напряжений. В случае расчета всестороннего давления для участков океанической коры необходимо учитывать вес столба воды ($\gamma_w \approx 1$ $\tilde{A}/\tilde{n}\grave{i}^3$ – удельный вес воды) от океанического дна до поверхности.

После расчета тектонического давления из выражения (10), далее осуществляется оценка флюидного давления по данным об эффективном давлении, полученном после третьего этапа реконструкции напряжений.

РАСЧЕТ СОВРЕМЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ

Юго-западный фланг Зондской дуги. Реконструкция напряжений для коры этого участка Зондской сейсмофокальной области выполнялась по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений, произошедших до катастрофического Суматра-Андаманского землетрясения (САЗ) 2004 г (M_w=9.3). Этот крупный фрагмент Зондской дуги определяют как участок косой субдукции. На рассматриваемом участке Зондской дуги выше экватора океаническая плита имеет очень пологий угол пододвигания под субконтинентальную плиту (около 9-11°). Вдоль оси желоба очаги землетрясений, предшествовавшие САЗ (см. рис. 4) лежат в основном в земной коре океанической плиты. Активными сейсмогенными структурами континентальной коры являются пулл-апартные разрывные структуры задугового бассейна и два крупнейших правосдвиговых разрыва: Андамано-Никобарский и Центрально-Суматранский.

С целью изучения напряженного состояния, предшествовавшего САЗ, на основе сейсмологических данных Гарвардского университета был составлен каталог из 220 событий для глубин 0 – 60 км (условная земная кора) с $4.7 < M_b < 6.5$, произошедших с 1971 г по октябрь 2004 г. Магнитудный диапазон используемых механизмов очагов и плотность распределения эпицентров землетрясений определял масштаб осреднения тензора тектонических напряжений в 50 – 100 км. Обработка исходных сейсмологических данных производилась в длиннопериодном режиме реконструкции в узлах сетки 0.5°×0.5°. Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений удалось завершить для 114 квазиоднородных доменов.

Результатом реконструкции первого этапа являются наборы карт напряженного состояния, определяющие ориентацию главных осей тензо-

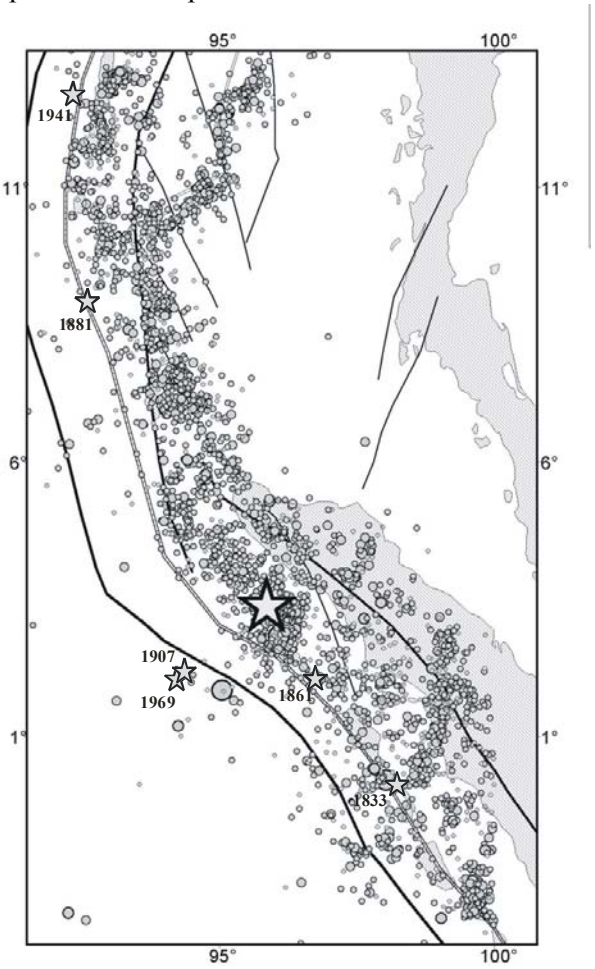


Рис. 4. Распределения эпицентров очагов землетрясений для западного фланга Зондской субдукционной зоны с 1973 по 26.12.2004 (большая звездочка – начало вспарывания САЗ, меленькие звездочки очага других более ранних сильных землетрясений). На схеме указана ось желоба и крупные тектонические разломы

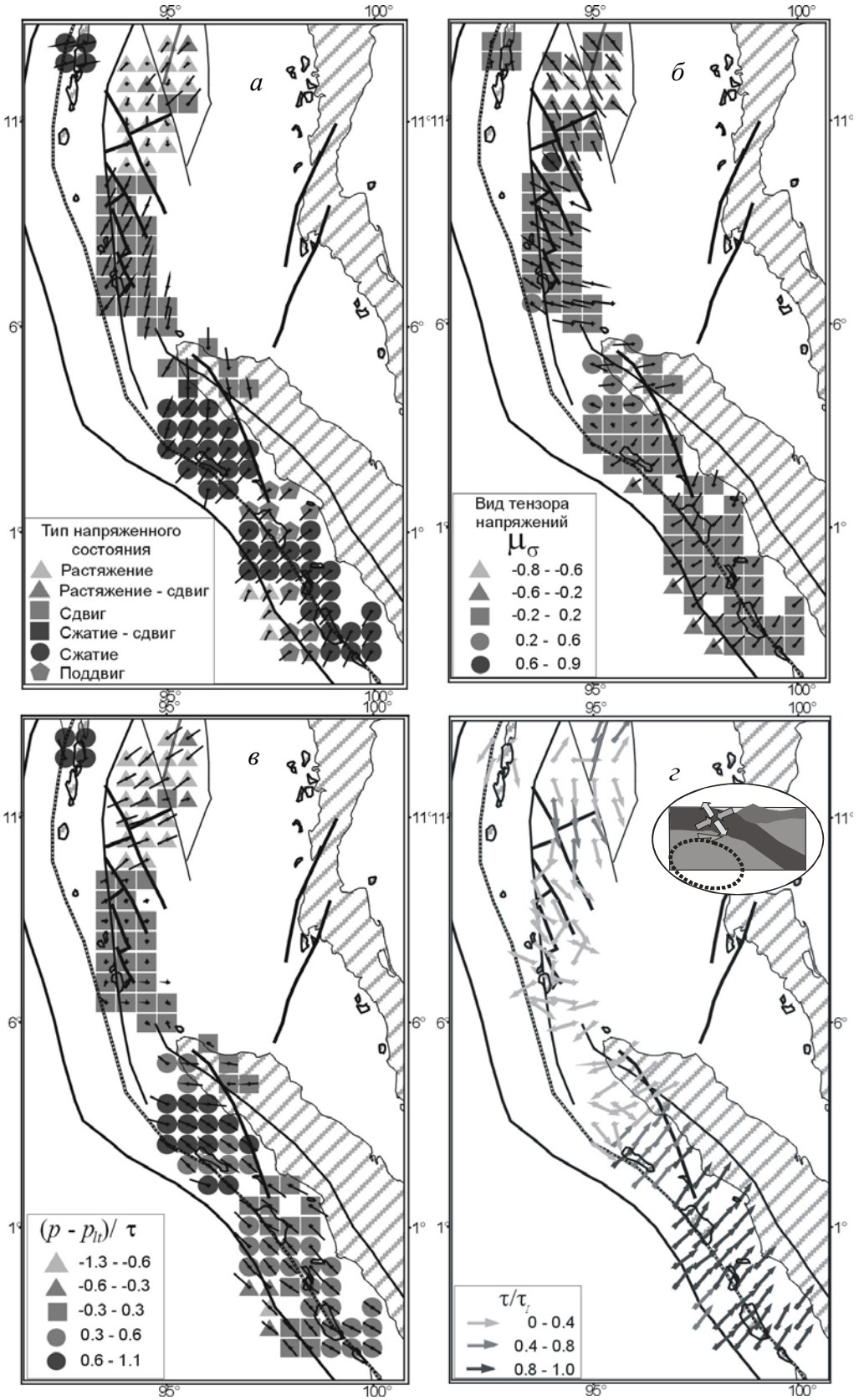


Рис. 5. Ориентация проекций на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений σ_3 (*а*), σ_1 (*б*), σ_2 (*в*), ориентация и относительные значения поддвиговых касательных напряжений на гор. площадках (*г*). Тип напряженного состояния (*а*), коэффициент Лоде – Надаи (*б*), отношение надлитостатического давления к максимальному касательному напряжению (*в*). Врезка (*в*) показывает ориентацию в океанической литосфере главных осей девиаторного сжатия и растяжения при конвекции в верхней мантии

ра напряжений. На рис. 5 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений. Здесь, прежде всего, следует отметить, что к юго-востоку от начала "вспарывания" разрыва САЗ проекции осей алгебраически максимальных и минимальных напряжений на горизонтальную плоскость субнормальны, а промежуточного главного напряжения – параллельны к простиранию оси желоба (рис. 5, *а, б, в*). Здесь оси максимального девиаторного сжатия имеют пологий наклон под океаническую литосферную плиту, а оси максимального девиаторного растяжения круто погружены под континентальную плиту. Это типичная субдукционная обстановка, которой отвечают активные касательные напряжения, действующие на подошву коры со стороны мантии, являющиеся в свою очередь следствием астеносферной конвекции (см. врезку на рис. 5, *г*). По мере продвижения на северо-запад вдоль западного фланга Бирманской плиты оси напряжений максимального девиаторного сжатия и растяжения становятся субгоризонтальными и ориентируются под углами, близкими к 45° к простиранию желоба. Напряженное состояние этого участка дуги классифицируется как горизонтальный сдвиг. Здесь вертикально ориентированы уже оси промежуточного главного напряжения (рис. 5, *в*), а касательные напряжения, действующие на горизонтальных площадках, имеют хаотическую ориентацию и малы по величине (рис. 5, *г*). Еще севернее, в районе пулл-апартных структур задугового бассейна, оси максимального девиаторного сжатия становятся субвертикальными.

Оценка относительных величин напряжений (второй этап МКА) показала неравномерность распределения в исследуемом регионе величин максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления рис. 6, *а, б*. Здесь существуют обширные участки (в первые сотни километров) с разным уровнем значений этих параметров. Выделим особенно участок пониженного уровня напряжений вблизи северного окончания Суматры, имеющую протяженность 300-350 км. Эта область ограничена с обеих сторон областями более высокого уровня (в 3-4 раза) напряжений. Важно также отметить, что соотношение p^*/τ изменяется в достаточно узком диапазоне от 0.9 до 2.2. Эта взаимосвязь определяется кулоновским соотношением между девиаторными и изотропным напряжениями, используемом в методе катакластического анализа [Ребецкий, 2007] (для данного региона коэффициенты эффективного внутреннего k_f и поверхностного k_s трения принимались равным 0.6).

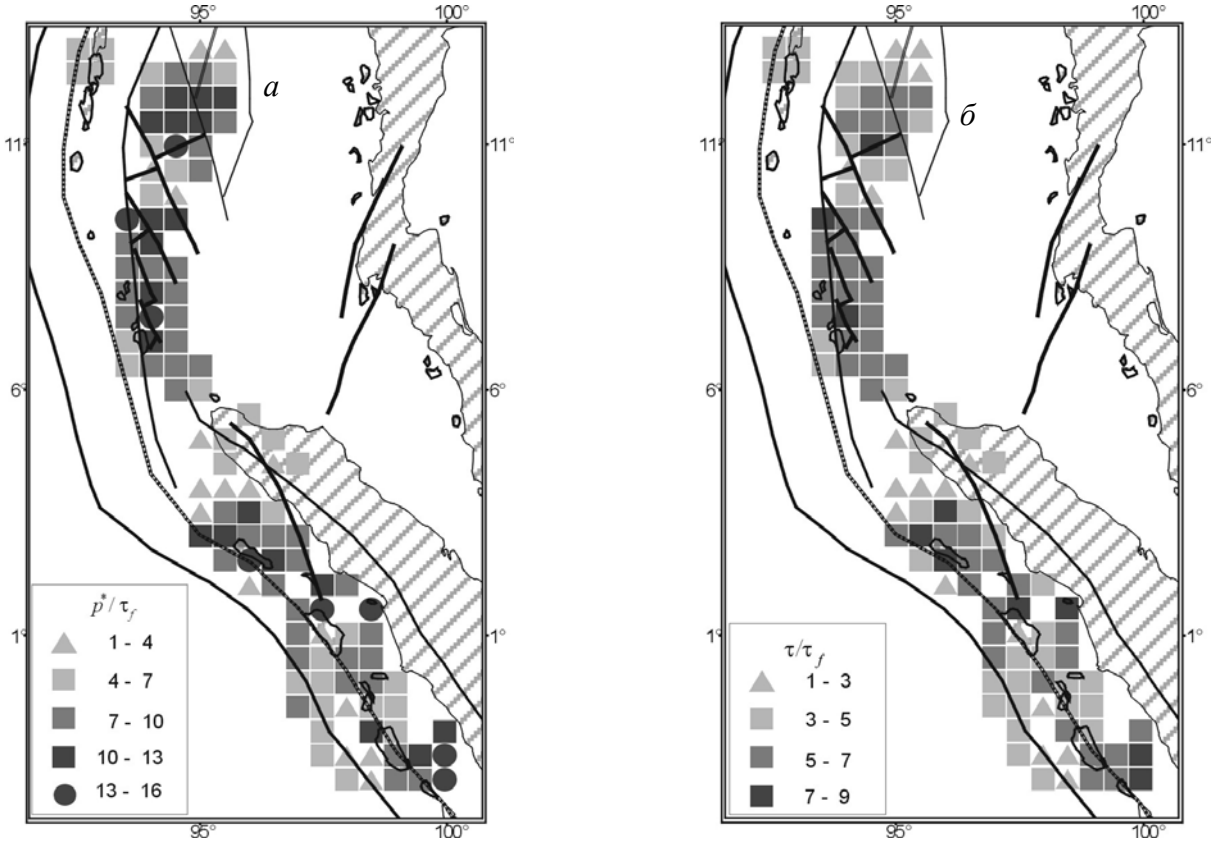


Рис. 6. Результаты второго этапа реконструкции для земной коры. Относительные значения эффективного давления p^*/τ_f (*а*), максимальных касательных напряжений τ/τ_f (*б*) и отношение p^*/τ (*в*)

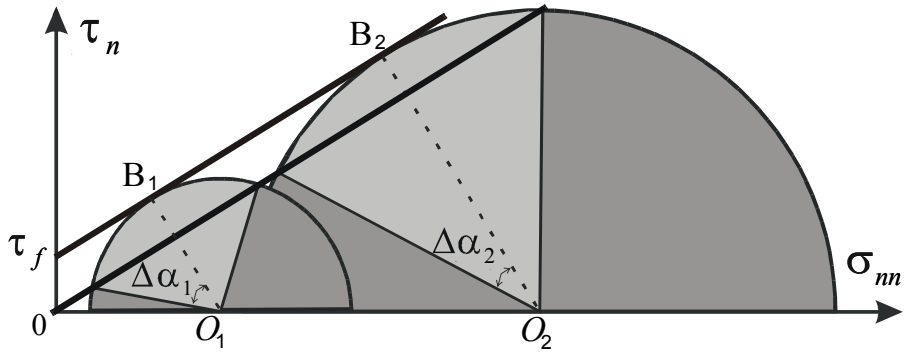


Рис. 7. Диаграмма Мора, иллюстрирующая положение больших кругов Мора для двух напряженных состояний разной интенсивности (направо откладываются отрицательные значения эффективных нормальных напряжений). Две параллельные линии определяют положение максимального предела прочности массивов горных пород (верхняя) и минимального сопротивления сухого трения существующих разломов (нижняя). τ_f – эффективная прочность сцепления горных пород (cohesion). Точки O_i и B_i (i=1,2) определяют положение центров кругов Мора и их точки касания линии предела прочности. $\Delta\alpha_i$ – определяет максимальный угол разброса в ориентации площадок активизировавшихся разрывов относительно положения площадки скалывания горных пород (точки B_i)

Таким образом, величины p^* и τ в исследуемом регионе изменяются достаточно коррелированно. Место начала "вспарывания" разрыва САЗ располагалось в области высокого уровня напряжений вблизи ее границы с областью напряжений низкого уровня. Область повышенных значений напряжений имела протяженность 250-300 км. Распространение разрыва было направлено в область пониженного значения эффективного всестороннего давления. Отношение эффективного давления к максимальному касательному напряжению снижается по мере продвижения от начала "вспарывания" разрыва к области пониженных значений напряжений, т.е. в этом направлении всестороннее давление уменьшается быстрее, чем максимальные касательные напряжения.

Заметим, что в соответствии с базовыми положениями метода катакластического анализа в областях повышенной сейсмичности достигается уровень напряженного состояния близкий к предельному. Поэтому области повышенных и пониженных значений напряжений отвечают напряженным состояниям, большие круги Мора которых касаются предельной огибающей на диаграмме Мора в разных ее участках (см. рис. 7).

Результаты реконструкции показывают, что для южного участка дуги также имеются области резкого градиента интенсивности напряжений. Здесь область пониженных значений напряжений менее выражена (200 км) и пространственно связывается с областью сильного землетрясения, произошедшего в 1833 г. Другая область пониженного уровня напряжений имеет протяженность около 100 км и разделяет область напряжений высокого уровня в задуговом бассейне.

Данные рис. 6 определяют значения относительных величин эффективного всестороннего давления и максимальных касательных напряжений. Для оценки величин тензора напряжений необходимо рассчитать среднее для данного масштабного уровня (эффективное) внутреннее сцепление τ_f. В качестве дополнительного уравнения, обеспечивающего расчет τ_f, использовались данные о напряжениях, снимаемых в очаге САЗ [Ребецкий, Маринин, 2006] $\Delta\tau_n \approx 9$ бар (0.9 МПа). Данные из двенадцати узлов реконструкции напряжений позволили рассчитать из выражения (6) среднюю для этой области величину $\Delta\tau_n / \tau_f$, которая оказалась равной 0.26. Далее используя значение для сброшенных напряжений было получено среднее для области очага значение прочности внутреннего сцепления $\tau_f \approx 35$ бар. Это значение близко к значениям, полученным для афтершоковой области Нордриджского землетрясения [Hardebeck, Hauksson, 2001]. Полученное значение внутреннего сцепления массивов горных пород позволяет оценить величины максимальных касательных напряжений и эффективного давления, которые согласно данным рис. 6 не превосходят соответственно 350 бар и 650 бар.

Северо-западный фланг Тихоокеанской субдукционной области. Другим примером расчета напряжений в коре зон субдукции является участок северо-западного фланга Тихоокеанской

сейсмофокальной области, где в самое последнее время произошло несколько мощных землетрясений: землетрясение Токачи Оки (ТОЗ) с магнитудой M_w = 8.3 к юго-востоку от о. Хоккайдо 25.09.2003 на глубине 27 км; Симуширское землетрясение (СЗ) 15.12.2006 с магнитудой M_w = 8.3 и глубиной начала распространения очага 28 км. Целью исследований являлось изучение особенности напряженного состояния в областях подготовки сильных землетрясений. В созданный для реконструкции напряжений Курило-Камчатского участка региональный каталог механизмов очагов землетрясений вошли сейсмологические данные, размещенные на Веб-узле Гарвардского университета. В региональный каталог вошли 1220 землетрясений с диапазоном магнитуд более 4.7, произошедшие с 1976 г по июнь 2006 г, на глубинах до 100 км (см. рис. 8).

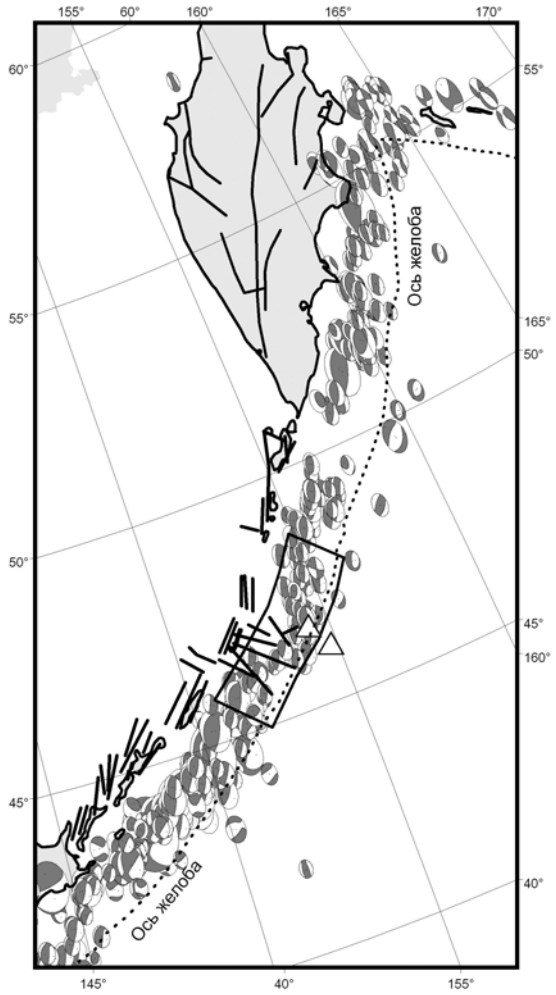


Рис. 8. Главные разрывы и механизмы очагов коровых землетрясений с M>5.5 (треугольники – гипоцентры землетрясений 2006 и 2007)

Следует сказать, что за период наблюдений в регионе было 26 сильных землетрясений с магнитудами более 7, включая Шикотанское землетрясение с M=8.26 (4.10.1994). Магнитудный диапазон созданного регионального каталога (рис. 8) и плотность распределения эпицентров землетрясений позволяли выполнить реконструкцию параметров напряженного состояния с осреднением 30-50 км. Поскольку более 600 событий произошло на глубине более 30 км, а 250 событий находились на глубинах более 50 км, то реконструкция параметров напряженного состояния выполнялась в узлах сетки $0.2^o \times 0.2^o$ расположенной на глубинах 20 км, 40 км и 60 км. Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений (первый этап реконструкции) удалось завершить для соответственно для 778, 835 и 663 квазиоднородных доменов для глубин 20 км, 40 км и 60 км при числе землетрясений в таких выборках не менее шести. Здесь представлены результаты реконструкции для 20 км.

Реконструкция параметров эллипсоида напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций, выполненная в рамках первого этапа МКА, позволила построить карты ориентации главных осей тензора напряжений, типа тензора напряжений и напряженного состояния. На рис. 9 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей алгебраических максимального и минимального из главных напряжений, построенные в направлении их погружения для доменов центры которых располагались на глубине 20 км. Оси алгебраически минимального главного напряжения σ_3 (рис. 9, *б*) полого погружаются на юго-восток (средний азимут простирания – 135°, средний угол погружения близко к 19°). Погружение этих осей уменьшается с приближением к островной дуге, в отдельных точка здесь имеет место смена погружения. Достаточно резкая смена простирания осей σ_3 имеется в области сопряжения камчатского участка субдукционной области с алеутским сегментом. Оси алгебраически максимального напряжения σ_1 (рис. 9, *б*) круто погружаются в направлении задугового бассейна. Среднее значение угла погружения 62°. Наблюдаются б*о*льшие отклонения этих осей от среднего простирания (азимут 290°), чем это имеет место для σ_3. Особо здесь следует выделить два участка: сопряжение камчатского и алеутского сегментов субдукционных областей и юго-западный вблизи о. Хоккайдо, где оси этих напряжений сменяют свою ориентировку более чем на 45°. Полученная по результатам реконструкции ориентация осей главных напряжений, определяющая: пологое погружение оси максимального сжатия под океаническую плиту, крутое погружение оси минимального сжатия под субконтинентальную и простирание промежу-

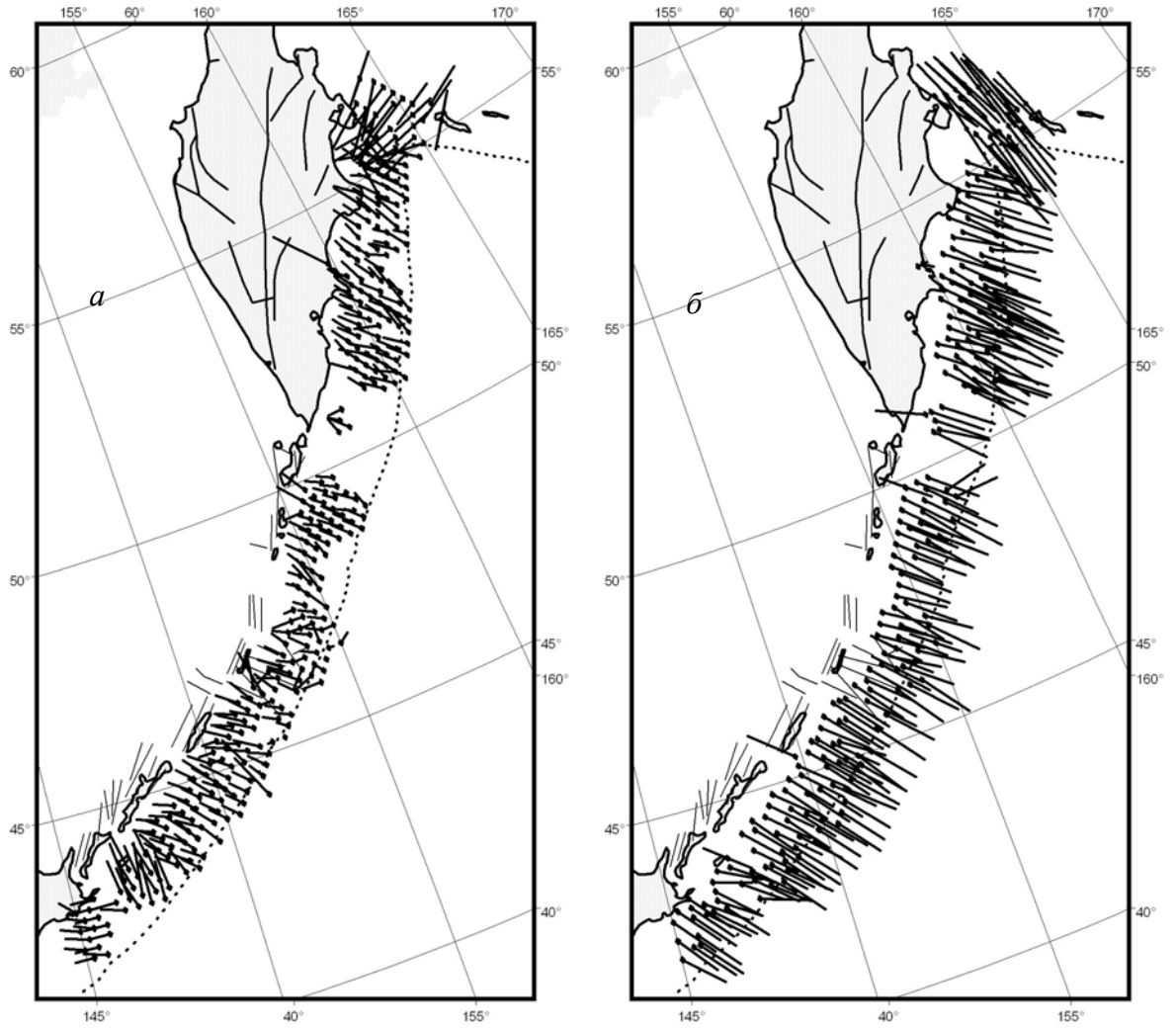


Рис. 9. Проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного растяжения (*а*) и сжатия (*б*)

точного главного напряжения вдоль линеамента океанического желоба является типичной ориентацией главных напряжений в субдукционных областях [Ребецкий, 2007]. Полученная ориентация главных напряжений определяет наличие здесь преимущественного режима горизонтального сжатия (рис. 10, а). Некоторое отклонение от этого режима опять наблюдается в северо-восточном и юго-западном сегментах дуги.

В первом сегменте появляются обширные области режима горизонтального сдвига в обстановке дополнительного сжатия, а во втором – сдвигового режима. Сдвиговый режим также появляется в коре вдоль северного участка побережья Камчатки в месте сочленения Камчатской и Алеутской субдукионных областей. Очень однородным выглядит и распределение характеристики тензора напряжений, определяемой значениями коэффициента Лоде – Надаи.

Практически везде здесь имеет место тензор чистого сдвига, когда алгебраически максимальное и минимальное главные девиаторные напряжения близки друг к другу по абсолютной величине и противоположны по знаку (промежуточное главное девиаторное напряжение равно нулю).

Отличия от этого типа тензора (эллипсоида напряжений) имеется в ранее указанных юго-западном и северо-восточном концевых участках рассматриваемой области. Указанная выше особенность в устойчивой ориентации осей главных напряжений для субдукционных областей отражается в устойчивой ориентации касательных напряжений, действующих на субгоризонтальных площадках (рис. 8, а).

Эти напряжений для площадок, нормали которых направлены к центру Земли, показывают в каком направлении к коре приложены воздействия со стороны мантии. В рассматриваемой области эти касательные напряжений практически всюду направлены по нормали к желобу. Подобная их ориентация соответствует представлениям о конвективном механизме воздействия мантии на пододвигающуюся океаническую литосферную плиту (рис. 9). Следует особо отметить, что направление действия данных напряжений

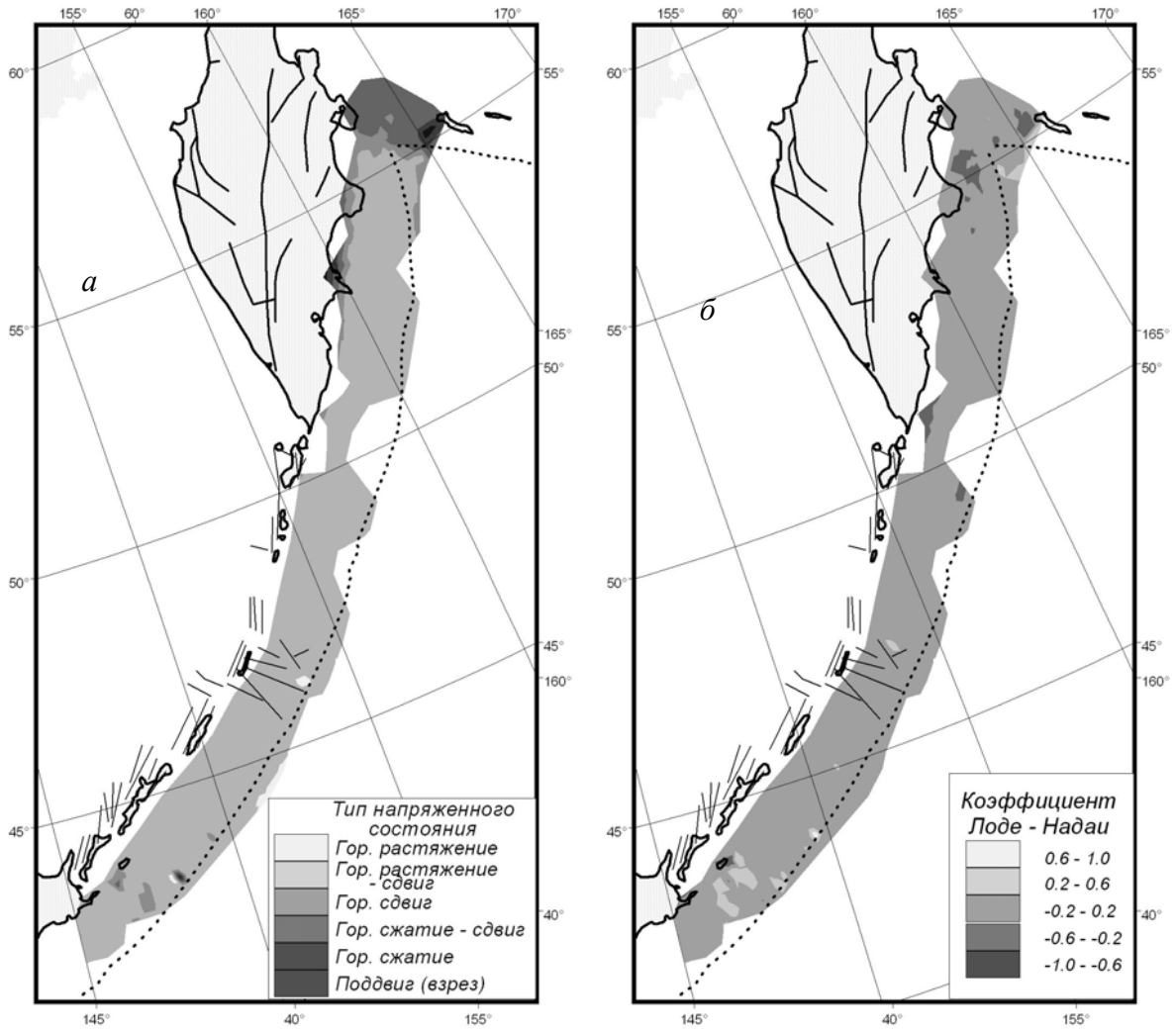


Рис. 10. Районирование по типу напряженного состояния (*а*) и виду тензора напряжений, определяемого значениями коэффициента Лоде – Надаи (*б*)

является наиболее устойчивым даже в сравнении с ориентацией осей напряжений максимального сжатия, что позволяет рассматривать касательные напряжения, действующие на субгоризонтальных площадках в качестве активного воздействия, формирующего весь спектр компонент тензора напряжений в соответствии с особенностями структурного строения исследуемого участка. Созданные для каждого из 778 доменов однородные выборки механизмов очагов землетрясений (глубина 20 км) в соответствии с алгоритмом МКА позволили рассчитать относительные величины эффективного всестороннего давления p^*/τ_f (рис. 11, *б*) и максимальных касательных напряжений τ^*/τ_f.

Следует отметить, что дл исследуемого района наблюдается достаточно мозаичное распределение эффективного всестороннего давления. Наряду с этим имеется несколько крупных участков (протяженностью 150-250 км), в пределах которых этот параметр относительно постоянен, причем его значения от 4 до 12 отвечают среднему уровню этого параметра. Это области вблизи о. Шикотан, о. Симушир и две области вблизи о. Парамушир, а также северо-восточное окончание исследуемого района вблизи сочленения камчатской и алеутской областей субдукции. Отношение максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления τ/p^* в исследуемом районе меняется от 0.5 до 1.7. При этом наибольшие значения соответствуют к наименьшему уровню эффективного всестороннего давления (рис. 11, *б*).

Для оценки τ_f использовались сейсмологические данные об энергетических параметрах СЗ. По данным, представленным на Веб-узле Гарвардского университета, величина энергии, выделившейся в сейсмических волнах E_s, и сейс-

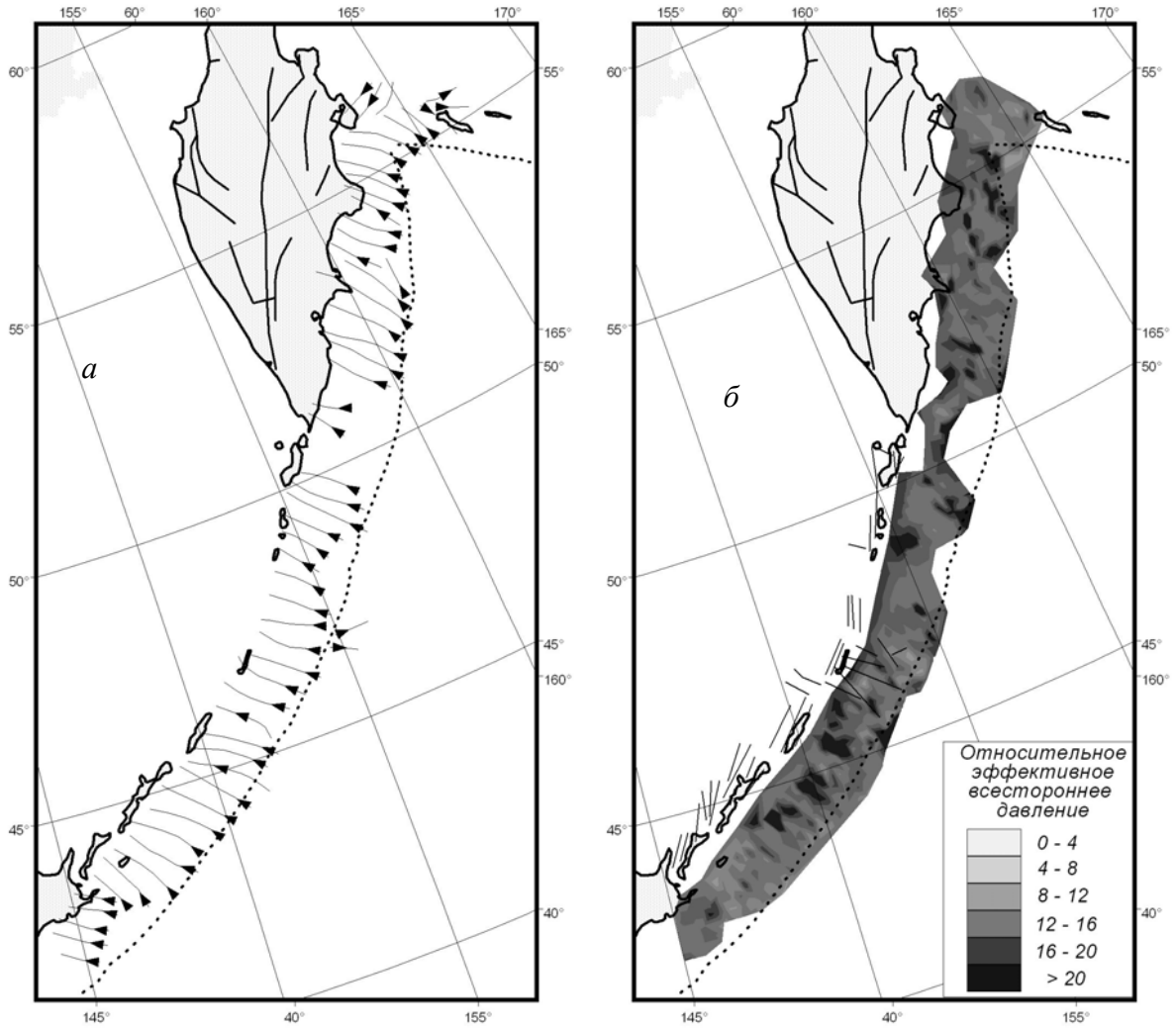


Рис. 11. Направления поддвиговых касательных напряжений (*а*) и распределение относительного эффективного всестороннего давления p^* / τ_f (*б*)

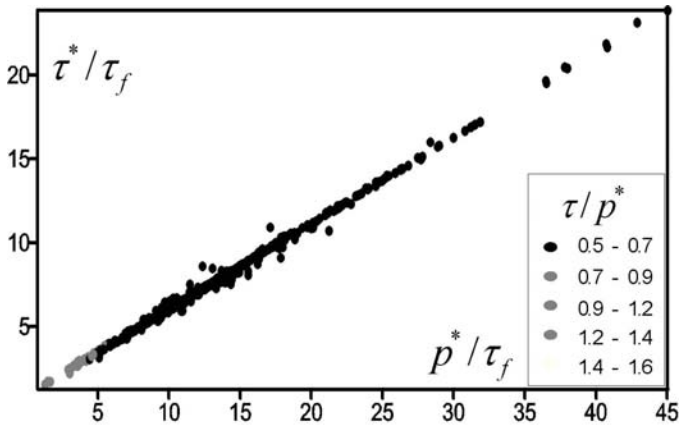


Рис. 12. Соотношение относительной величины эффективного всестороннего давления p^* / τ_f и максимального касательного напряжения τ^* / τ_f. Разными оттенками серого цвета показано изменение соотношения τ / p^*

мический момент M_o СЗ, были соответственно равны: 7.4 10^{16} Дж и 3.4 10^{21} Дж. Используя данные о энергии, выделившейся при СЗ, из выражения (7) находим $\Delta\tau_n \approx 1.7$ МПа (17 бар).

С другой стороны, величину сброшенных напряжений с точностью до нормировки на неизвестное значение эффективного сцепления массивов пород τ_f можно получить, используя результаты первых двух этапов реконструкции МКА и выражение (5). Для области очага СЗ существовало 145 доменов, для которых были получены данные о параметрах тензора напряжений (рис. 13). Эти домены покрывают около 85% площади очага и для них была подсчитана относительная величина сбрасываемых напряжений $\Delta\tau_n / \tau_f$.

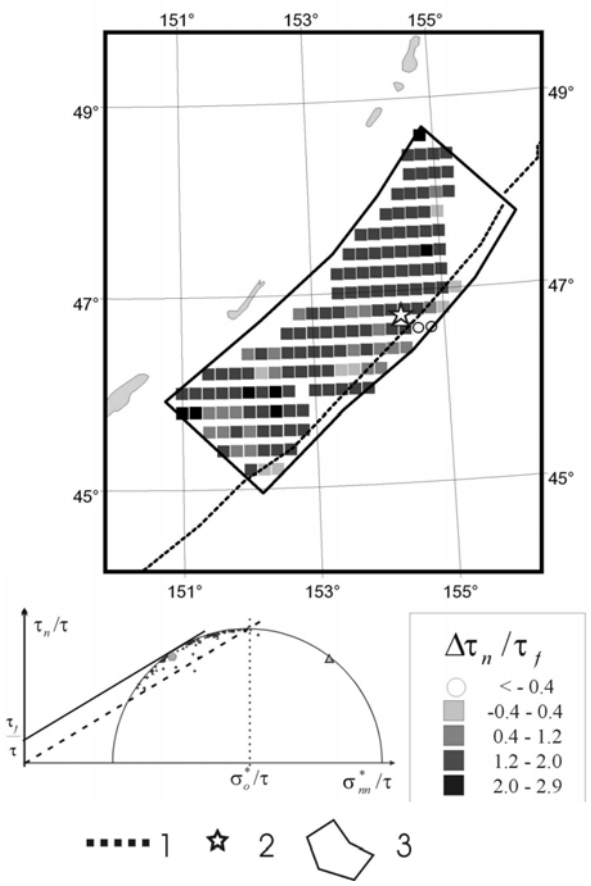


Рис. 13. Распределение $\Delta\tau_n/\tau_f$ для СЗ. На диаграмме Мора показано положение точек со значениями нормальных и касательных напряжений вдоль очагов землетрясения. Сплошная линия – предел эффективной прочности; короткий пунктир – линия минимального «сухого» трения; пятиугольник (очаг) и треугольник (сопряженная нодальная плоскость). 1 – океанический желоб, 2 – начало «вспарывания» очага землетрясения, 3 – площадь очага

Используя данные о напряженном состоянии этих доменов и суммируя вклад в сброшенные напряжения для участка очага в пределах каждого из доменов, на основании выражения (5), находим среднее значение отношения $\left\langle \Delta\tau_n/\tau_f \right\rangle = 1.42$. Учет всей площади очага снижает это значение до 1.2. Далее, используя полученное ранее из сейсмологических данных значение сброшенных напряжений, из выражения (6) находим величину эффективного (масштаб осреднения 200-400 км) сцепления $\tau_f = 1.4$ МПа (14 бар).

Расчеты тектонического давления с использованием выражения (10) показали, что для исследуемого региона рельеф меняется от 283 м до –8161 м, что с учетом веса воды определяло перепады литостатического давления p_{lt} в срединном уровне коры от 7.4 до –139 МПа ($\gamma_c = 2.7$ Ã/ñì^3). Вклад в выражение (10) от приращения касательных напряжений для разных доменов составлял от -10 до 16 МПа, что для расчетной глубины в 20 км отвечало в 2-3% от p_{lt}. С достаточно хорошим приближением можно считать одинаковой кривизну коры в исследуемом регионе, полагая знаменатель в (10) равным 0.98. На рис. 14 представлено распределение значений отношения всестороннего давления к литостатическому давлению p_{lt}. Диапазон изменения отношения p/p_{lt} составляет 0.985-1.057 при среднем значении 1.02. Соотношение среднего значения p/p_{lt} к диапазону его изменения составляет около 17%.

На рис. 15 показана взаимосвязь отношения p/p_{lt} со значениями максимального касательного напряжения τ и относительного флюидного давления в трещинно-поровом пространстве

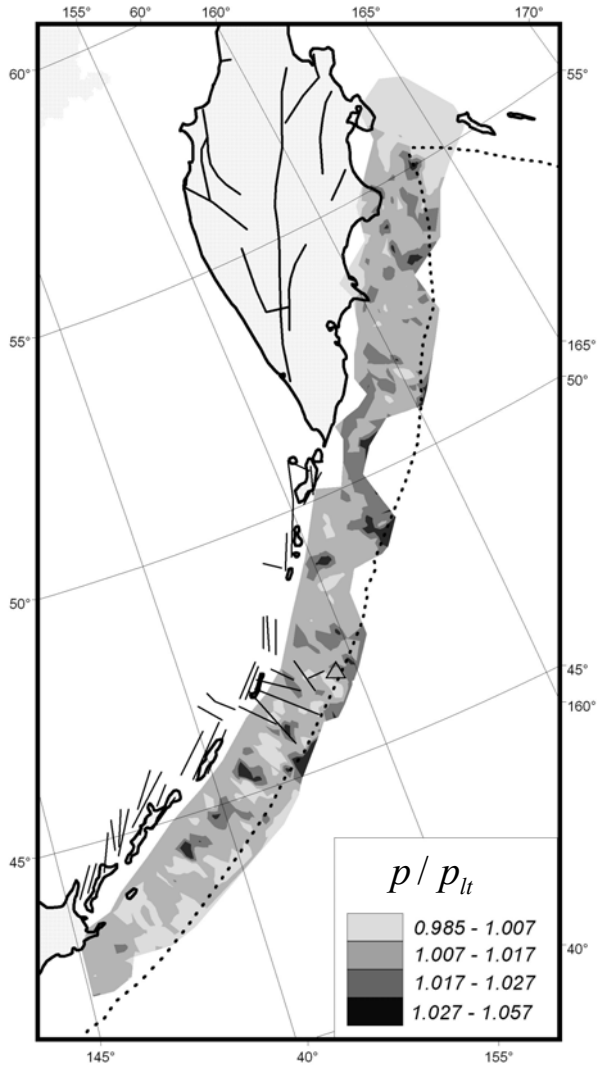


Рис. 14. Распределение относительной величины тектонического p/p_{lt}

p_{fl}/p_{lt}, наблюдаемая в доменах, для которых были рассчитаны параметры напряжений. Для

расчета флюидного давления использовались данные о всестороннем эффективном давлении и давлении в каркасе горных пород ($p_{fl} = p - p^*$). Как видно из рисунка, наблюдаемое соотношение величин позволяет предположить квазилинейное соотношение между τ и p/p_{lt}. Увеличения значений отношения p/p_{lt} сопровождается ростом касательных напряжений на 5-7 МПа. В доменах с близким уровнем отношения p/p_{lt} повышение флюидного давления приводит к снижению уровня касательных напряжений.

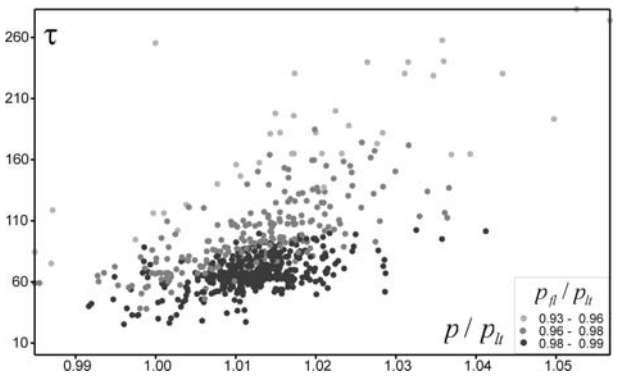


Рис. 15. Взаимосвязь отношения p/p_{lt} со значениями максимального касательного напряжения τ (*10^5 Па) и относительной величиной флюидного давления p_{fl}/p_{lt}. Оттенками серого закрашены точки разной величины p_{fl}/p_{lt} (наклонный пунктир – тренд значений)

Алтае-Саянская горно-складчатая область. Для реконструкции напряжений использовались решения механизмов очагов сильных землетрясений с 10 по 16 энергетический класс (M = 3.5–7.3), произошедших с 1963 по 2003 гг., полученные по записям землетрясений на сейсмических станциях Алтае-Саянской сейсмологической экспедиции, экспедиции при ИЗК СО РАН, Казахской сейсмологической экспедиции, Казахского национального ядерного центра, данные сейсмостанций Монголии, а также материалы о знаках смещений продольных волн, публикуемые в «Сейсмологических бюллетенях» [Жалковский и др., 1995]. В результате проведенных дополнительных сейсмологических исследований ранее полученных сейсмических записей на станциях, расположенных как на территории бывшего СССР, так и Монголии и Китая, был создан региональный каталог механизмов очагов, насчитывающий данные о 308 коровых землетрясениях с магнитудами M_b = 3.0 - 7.0, произошедших с 1963 по 2003 гг. Поскольку глубина гипоцентров землетрясений определялась наименее достоверно, то всем землетрясениям была присвоена единая глубина 15 км.

Обработка исходных сейсмологических данных производилась в длиннопериодном режиме реконструкции МКА в узлах сетки 0.25°×0.25°, расположенной на глубине 15 км. Выполнение всех процедур формирования однородных выборок механизмов очагов землетрясений удалось завершить для 640 квазиоднородных доменов при числе землетрясений в таких выборках не менее шести. Реконструкция параметров эллипсоида напряжений и деформаций, выполненная в рамках первого этапа МКА, позволила построить карты ориентации главных осей тензора напряжений, типа тензора напряжений и напряженного состояния. На рис. 16, *а* показаны проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений алгебраически минимального напряжения σ_3. При этом в северных частях на Катунском Выступе погружение этих осей сменяется на север – северо-западное, а на юге в коре монгольской части Алтая их простирание приобретает восток – юго-восточную ориентацию.

В восточной части Горного Алтая картина ориентации этих осей становится менее устойчивой. Здесь субгоризонтальное положение оси максимального сжатия σ_3 приурочено в основном к горным областям и поднятиям (Катунский и Джебашский антиклинории), а субвертикальное – к котловинам и синклинориям (Тувинская и Убсу-Нурская котловины). Средний угол погружения этих осей составляет 26°. В Центральной зоне Восточного Саян оси максимального сжатия имеют устойчивое субгоризонтальное положение и с севера на юг меняют свое простирание с север – северо-западного на северо-восточное. Южнее в пределах Восточно-Тувинского поднятия и Сангиленского выступа они принимают более крутое погружение в северо-восточном направлении.

На территории Монголии оси максимального сжатия вновь принимают субгоризонтальное положение с простиранием с севера на юг. На самом востоке исследуемого региона ориенттация этих осей вновь выглядит мозаичной, их ориентация меняется от субширотной до субмеридиональной. К западу от Алтайской горной области, в пределах Зайсанской котловины, ориентация осей максимального сжатия наиболее устойчивая, имеет субгоризонтальное положение с простиранием с северо-запада на юго-восток. В Монгольском Алтае с севера на юг наблюдается разворот осей от субмеридионального простирания с небольшим погружением на юг до юго-восточного простирания.

Ориентация осей алгебраически максимального главного напряжения – алгебраически максимального напряжения σ_1 для земной коры центральных областей Горного Алтая в целом субширотная с погружением в диапазоне от западного до запад – юго-западного направления (рис. 16, *б*). Подобная ориентация этих осей наблюдается и в земной коре Зайсанской котлови-

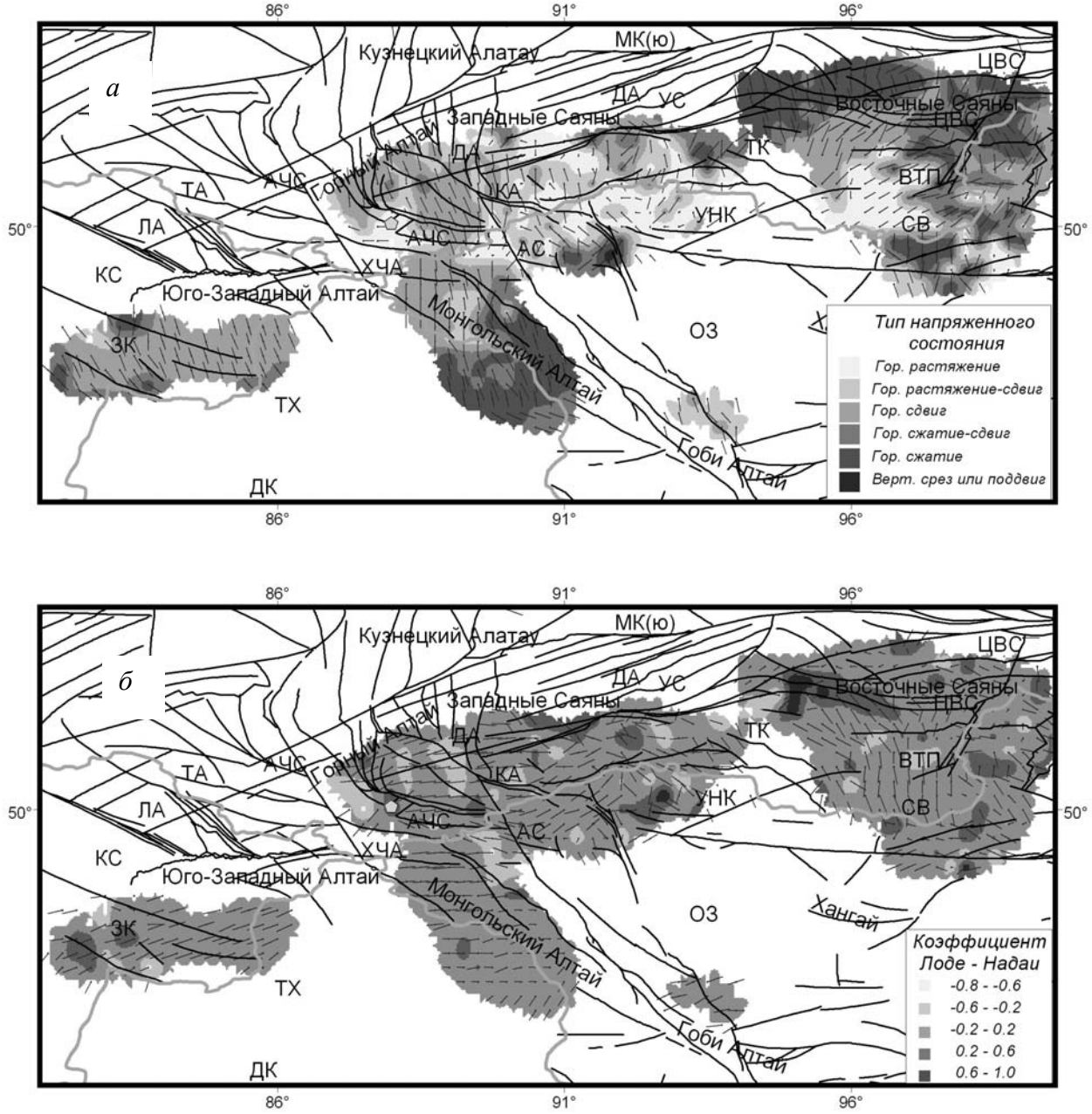


Рис. 16. Параметры режима напряженного состояния и эллипсоида напряжений земной коры Алтая–Саянской сейсмоактивной области: *а* – ориентация проекций осей погружения максимального девиаторного сжатия и тип напряженного состояния; *б* - ориентация проекций осей погружения максимального девиаторного растяжения и тип тензора напряжений. Пятиугольник – начало вспарывания очага Чуйского землетрясения 27.9.2003 (M_w=7.3). АС – Антиклинорий Салаира; АЧС – Ануйско-Чуйский синклинорий; АП – Ачитнурский прогиб; БХ – Барунхурайский прогиб; ДА – Джебашская зона (антиклинорий); ДК – Джунгарская котловина; ЗК – Зайсанская впадина (котловина); КА – антиклинорий Кузнецкого Алатау; КВ – Катунский выступ (антиклинорий); КС – Калбинская зона (синклинорий); МА – Монголо-Алатайская складчатая область; ОЗ – Озерная зона; РА – Зона Рудного Алтая; СВ – Сангиленский выступ Тувино-Северомонгольского массива; ТК – Тувинская впадина (котловина); ТСЗ – Таннуольская салаирская зона; КУН – Убсу-Нурская впадина (котловина); ХСП – Хемчик-Систигхемский прогиб; ХЧА – Холзунско-Чуйский антиклинорий; ЧА – Чулымшанский антиклинорий; ЧЗ – Чарская зона; ЧС – Чарышский синклинорий; ЦВС – Центральная зона Восточных Саян

ны. В Западных Саян и в пределах котловины Убсу-Нур ориентация этих осей становится более хаотичной, появляются мозаики из групп доменов северо-восточной и северо-западной ориентации. В восточной части Тувинской котловины и в Восточных Саян преимущество получает субмеридиональная и юго-восточная направления действия этих осей. Обширные области с крутым погружением осей максимального девиаторного растяжения наблюдаются в районе Тоджинской впадины, в восточной части Сангиленского выступа, а также для центральных участков Монгольского Алтая. На территории Монголии оси максимального сжатия вновь принимают субгоризонтальное положение с простиранием с севера на юг. На самом востоке исследуемого региона ориентация этих осей вновь выглядит мозаичной, их ориентация меняется от субширотной до субмеридиональной К западу от Алтайской горной области, в пределах Зайсанской котловины, ориентация осей максимального сжатия наиболее устойчивая, имеет субгоризонтальное положение с простиранием с северо-запада на юго-восток. В Монгольском Алтае с севера на юг наблюдается разворот осей от субмеридионального простирания с небольшим погружением на юг до юго-восточного простирания.

На рис. 17 представлены диаграммы, определяющие число доменов с различными азимутами и углами погружения двух главных напряжений. Видно, что азимут осей погружения главного сжимающего напряжения имеет преимущество для юг – юго-восточного (150–180°) направления (Монгольский Алтай). Азимут осей погружения главного растягивающего напряжения имеет преимущество для восток – юго-восточного направления (90–120°), например Зайсанская котловина и Монгольский Алтай и запад – юго-западного направления (240–270°) участки Восточных Саян. Однако следует заметить, что другие азимутальные направления погружения этих

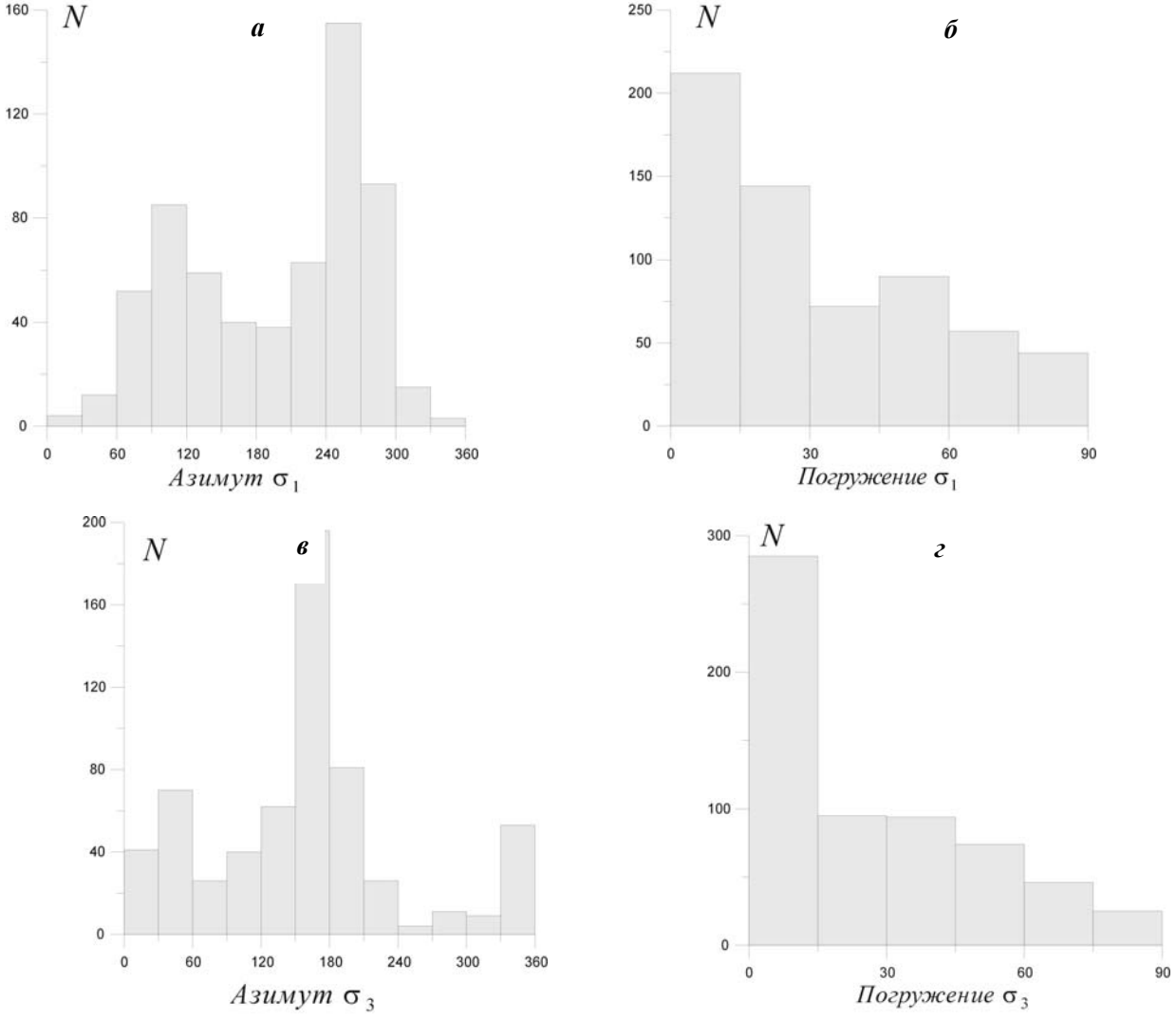


Рис. 17. Диаграммы распределения числа доменов с различными значениями азимутов (*а*), (*в*) и углов погружения (*б*), (*г*) для осей алгебраически максимального (*а*), (*б*) и алгебраически минимального (*в*), (*г*) главных напряжений

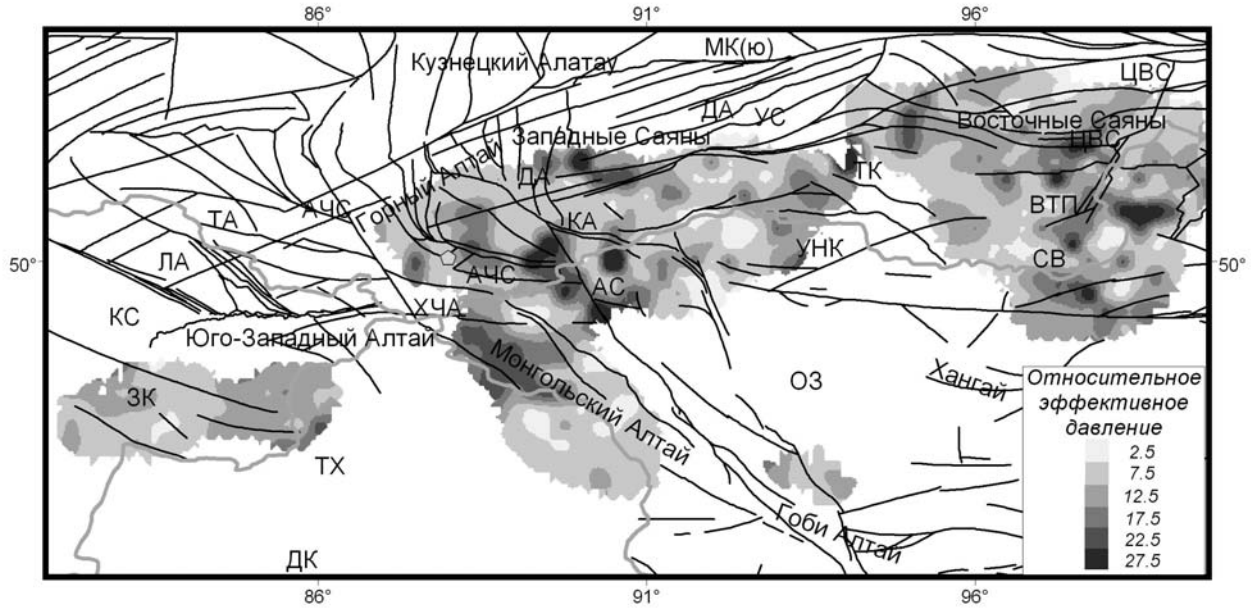


Рис. 19. Распределение относительных значений эффективного давления p^*/τ_f (звездочки – гипоцентры землетрясений с M_b>6)

осей также достаточно представительны.

На рис. 18 представлено распределение в земной коре исследуемого региона отношения p^*/τ в виде стандартных отклонений от среднего значения (0.565), полученного по результатам второго этапа реконструкции. Для исследуемого региона все изменения этого параметра лежат в диапазоне от 0.45 до 1.58. Мощная область, где это отношение имеет повышенные значения более чем два стандартных отклонения, расположилась в пределах Убсу-Нурской котловины. Все остальные области с отклонением подобной величины связаны с данными одного домена реконструкции и поэтому не могут приниматься как достаточно достоверные.

Относительные величины максимальных касательных напряжений распределены подобно эффективному давлению. Там, где наблюдаются повышенные значения p^*/τ_f (рис. 19), существуют и повышенные значения τ/τ_f. В областях пониженных значений p^*/τ_f, пониженные значения имеют и τ/τ_f. Подобное распределение связано с имеющимся в рамках МКА предположением о близости напряженного состояния к предельному в областях повышенного сейсмического режима. Поскольку для горных пород предельное состояние определяется соотношением Кулона-Мора, связывающим между собой компоненты шарового тензора напряжений и девиатора напряжений [Ребецкий, 2003] (нормальные и касательные напряжения на плоскости хрупкого разрыва), то следствием этого является взаимосвязь значений эффективного давления и максимальных касательных напряжений (рис. 20). Отметим, что здесь, так же как и для сейсмоактивных областей вблизи границ океанических плит, сильные землетрясения наблюдаются в доменах, с невысоким уровнем эффективного всестороннего сжатия и максимальных касательных напряжений. Для оценки величин напряжений исследуемого региона на третьем этапе реконструкции мы ис пользовали данные Гарвардского Университета о сейсмическом моменте и излученной энергии

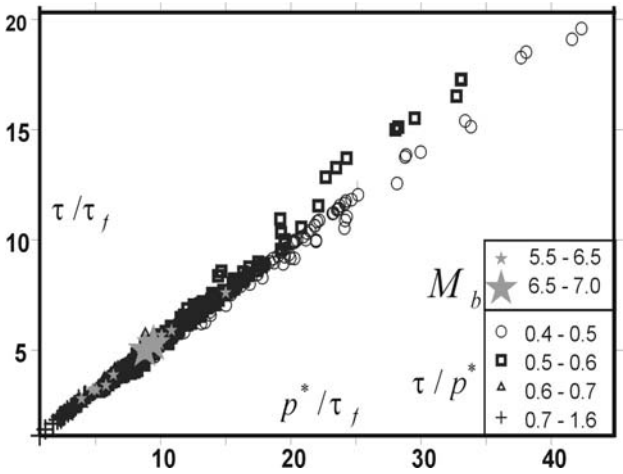


Рис. 20. Соотношение нормированных величин максимальных касательных напряжений и эффективного давления в доменах расчета напряжений. Различным типом символов выделены домены разных диапазонов отношения τ/p^*. Звездочками отмечены домены, где произошли землетрясения с магнитудами больше 5.5

для Чуйского землетрясения (ЧЗ) 27.9.2003 $M_w = 7.3$, представленные в сети Интернет, согласно которым: $M_o = 10^{20}$ Нм ($M_w = 7.3$), $E_s = 4.8\ 10^{15}$ Нм. Используя эти данные, из выражения (7) находим, что снимаемые напряжения $\Delta\tau_n$ для ЧЗ составляли около 4 МПа (40 бар). Отметим, что эти значения в точности совпадают с результатами анализа снятых напряжений в работе [Тимофеев и др., 2005], где также указывалось, что максимальные смещения в эпицентре ЧЗ достигали 2 м . Для оценки относительной величины $\{\Delta\tau_n / \tau_f\}$ были рассчитаны данные о параметрах напряжений 5-ти квазиоднородных доменов, расположенных вблизи очага ЧЗ (см. таблицу 2).

Согласно сейсмологическим данным механизм очага ЧЗ в виде двойного диполя представлял собой две нодальные плоскости: Strike1 = 131, Dip1 = 71, Rake1 = 158; Strike2 = 228, Dip2 = 70, Rake2 = 20.

Расчеты, выполненные в соответствии с выражением (7), показали, что алгебраически наибольшее значение снимаемых напряжений доставляет первая нодальная плоскость. В двух последних колонках таблицы 2 представлены относительные величины сброшенных напряжений для двух нодальных плоскостей (индекс *n* – первая плоскость, индекс *s* – вторая плоскость). Ее простирание совпадает с простиранием Северо-Чуйского разлома, который, как это дал анализ афтершоковой последовательности [Лескова, Еманов, 2005; Арефьев и др., 2005], и активизировался в процессе землетрясения.

Таблица 2. Параметры напряжений для доменов, ближайших к очагу ЧЗ

№	Долг.	Шир.	σ_1		σ_2		σ_3		μ_σ	$\frac{p^*}{\tau_f}$	$\frac{\tau}{\tau_f}$	$\frac{\Delta\tau_n}{\tau_f}$	$\frac{\Delta\tau_s}{\tau_f}$
			Аз.	Погр.	Аз.	Погр.	Аз.	Погр.					
1	87.25°	50.75°	84	6	184	60	353	29	0.0	7.68	4.33	0.98	0.47
2	87.50°	50.50°	264	0	174	86	354	4	-0.27	7.13	3.93	0.96	0.31
3	87.75°	50.00°	221	27	324	23	90	54	-0.04	6.24	3.66	0.67	-0.89
4	88.00°	50.25°	90	18	188	23	325	60	0.39	7.43	4.47	0.40	-0.19
5	88.25°	49.75°	114	0	204	0	270	90	-0.04	9.19	4.97	-0.56	0.21

Для расчета среднего значения $\{\Delta\tau_n / \tau_f\}$ нами использовались 2, 3 и 4 домены из таблицы 2, поскольку отвечающий им участок соответствовал размеру очага ЧЗ. Среднее значение нормированной величины сброшенных касательных напряжении равно 0.68.

Данные о величине снятых напряжений позволяют определить значение эффективного (среднего для масштаба осреднения 50–70 км) внутреннего сцепления, которое для рассматриваемого участка коры составила 6 МПа (60 бар). Отметим, что полученные значения в 2–4 раза превышают величины внутреннего сцепления, рассчитанные аналогичным образом для земной коры вблизи границ океанических литосферных плит (см. результаты, представленные выше). Возможно, это связано с большей раздробленностью зон субдукции в сравнении с зонами разломов для внутриплитового орогена Алтае-Саян. Нельзя также исключить отличный от внутриплитнового тип вещественных преобразований пород, происходящих в зонах разломов субдукционных областей из-за большей их флюидонасыщенности, вызванной затягиванием в глубинные горизонты земной коры осадочных пород. Пересчет напряжений, действующих в земной коре исследуемого региона, из относительных (рис. 19-20) в абсолютные значения дает для максимальных касательных напряжений τ диапазон изменений от 7 до 120 МПа, а для эффективного давления p^* – от 4.5 до 240 МПа. Этот уровень напряжений также в 3–4 раза превышает соответствующие параметры, полученные для сейсмоактивных областей земной коры вблизи границ океанических литосферных плит [Ребецкий, 2007; Ребецкий, Маринин, 2006]. На рис. 21 представлены диаграммы распределения числа доменов с различным уровнем эффективного давления и максимальных касательных напряжений. Видно, что наиболее представительным является уровень значений изотропного эффективного давления в 20–60 МПа (200–600 бар) и значений максимальных касательных напряжений в 18–30 МПа (180–300 бар). После оценки τ_f имеется возможность выполнить оценку флюидного давления, действующего в трещинно-поровом пространстве, используя для этого известное положение [Sibson, 1974] о близости вертикальных напряжений σ_z весу столба горных пород, равному литостатическому давлению. На рис. 22, *a* представлено отношение флюидного давления p_{fl} к литостатическому давлению p_{lt} горных пород, рассчитываемому в узлах сетки (глубина)

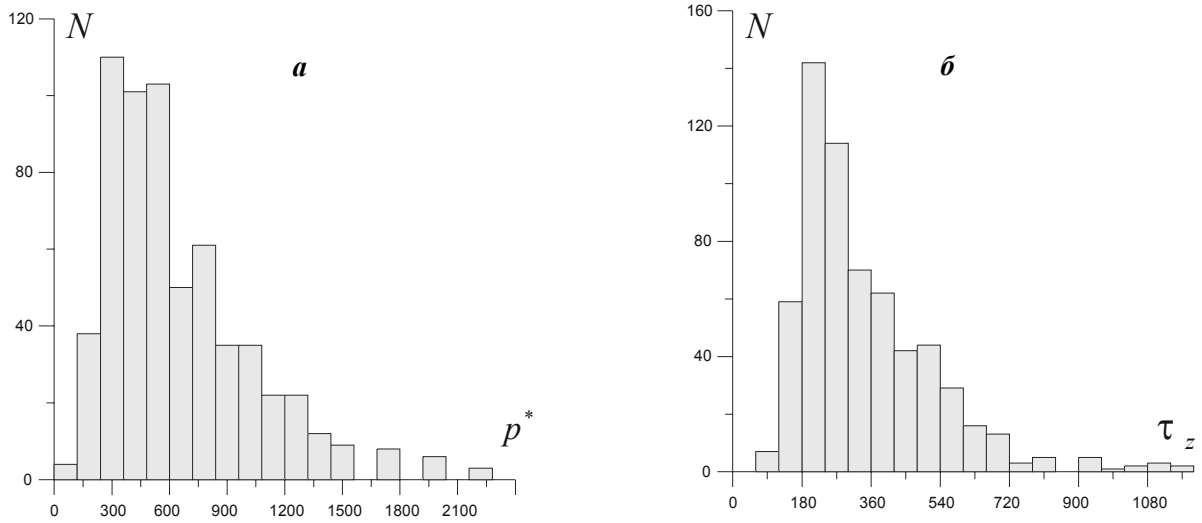


Рис. 21. Диаграммы распределения числа доменов с различными значениями эффективного давления (*а*) и максимальных касательных напряжений (*б*) в барах

15 км) с учетом рельефа поверхности. Заметим, что в силу масштаба осреднения флюидное давление является средним для коры в целом. Диапазон изменений отношения p_{fl}/p_{lt} от 0.17 до 1 при среднем значении 0.86. Максимальные его значения (более 0.9) находятся в земной коре Монгольского Алтая, северной части Восточных Саян и в небольших по площади участках Западных Саян и Горного Алтая. В области подготовки ЧЗ, вдоль Курайского и Южно-Чуйского разломов флюидное давление – 0.8-0.9 от литостатики.

Используя данные о флюидном давлении и о значении τ_f можно перейти от относительных значений эффективного давления p^*/τ_f к полному тектоническому давлению $p = p^* + p_{fl}$ и к значению среднего давления, действующего в латеральном направлении $p_h = (3p + H\gamma)/2$. Этот параметр наиболее адекватно отражает характер передачи внешних горизонтальных деформирующих усилий при их приложении к торцевым границам литосферной плиты. При расчете величин p и p_h мы учитывали топографию поверхности. Отметим, что среднее значение тектонического давления для исследуемого района оказалось равно литостатическому давлению, а весь диапазон изменений отношения p/p_{lt} (см. рис. 22, *б*) составляет 0.85-1.2. Максимальные его значения находятся в земной коре Восточных Саян, а минимальные в Западных Саянах. Среднее значение тектонического давления p_h, так же как и общее тектоническое давление p, равно литостатическому давлению p_{lt}, а весь диапазон изменений отношения p_h/p_{lt} составляет 0.77-1.28. Распределение этого параметра подобно распределению относительных значений тектонического давления p_h/p_{lt} (см. рис. 22, *б*). В области подготовки ЧЗ тектоническое давление p и горизонтальное давление p_h ниже его средних значений. Подобная ситуация обеспечила существование пониженного сопротивления сухого трения на разломах при ЧЗ, что позволило высвободить больше внутренней упругой энергии. Чередование областей повышенного значения p_h/p_{lt} в горных областях и пониженного в котловинах показывает, что современное напряженное состояние земной коры исследуемого района определяется глубинным (коровым или мантийным) тектоническим процессом, но не внешними латеральными условиями нагружения. Если бы напряженное состояние исследуемой территории определялось воздействием со стороны, например, Индийской плиты, то должно наблюдаться либо равномерное по всей территории распределение значений горизонтального давления p_h, либо постепенное его снижение по мере удаления к северу. Рельеф поверхности может приводить к отклонению от этого правила, но в относительных характеристиках, т.е. при использовании отношения p_h/p_{lt} (с учетом топографии), оно должно соблюдаться. При таком нагружении среднее для всей территории значение p_h и p должно быть больше среднего литостатического давления пород. Так для Зондской дуги $p/p_{lt} \approx 1.04$, Курило-Камчатской и Японской зон среднее значение $p/p_{lt} \approx 1.02$. В исследуемом регионе среднее значение $p/p_{lt} \approx 0.995$, т.е. меньше литостатического давления.

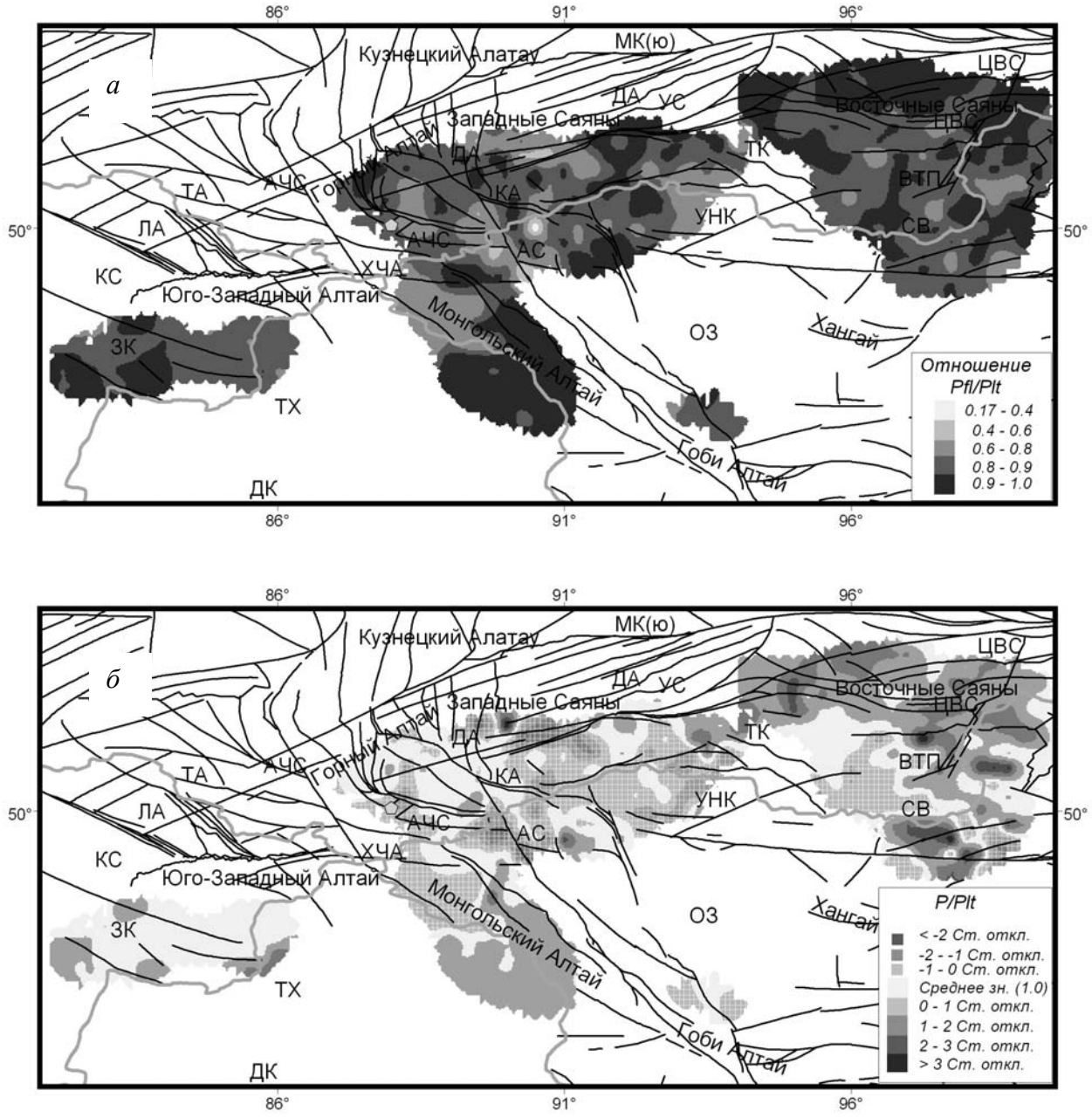


Рис.22. Распределение в земной коре на глубине 15 км отношения флюидного давления (*а*) и тектонического давления (*б*) к литостатическому давлению горных пород, рассчитываемому с учетом топографии поверхности

Таким образом, анализ данных рис. 22 фактически позволяет оценить боковое воздействие на кору исследуемого региона. Поскольку среднее значение отношения p/p_{lt} близко к единице, то следствием этого является также и то, что среднее для исследуемого региона значение отношения p_h/p_{lt} также близко к единице. В областях, где p/p_{lt} больше единицы, p_h/p_{lt} также больше единицы.

Если бы напряженное состояние исследуемой территории определялось воздействием со стороны Индийской плиты, то мы должны были бы наблюдать либо более менее равномерное по всей территории распределение значений горизонтального давления p_h/p_{lt} (p/p_{lt}) больших единицы, либо постепенное его снижение по мере удаления к северу при сохранении условия $p_h/p_{lt}>1$. Быстрое изменение рельефа поверхности может приводить к отклонению от этого правила, но при больших площадях осреднения оно должно соблюдаться.

Как выше уже было сказано наши данные показывают, что среднее значение отношения p/p_{lt} в исследуемом регионе близко к единице. Отклонение среднего значения от литостатики около 1%. Пространственное распределение отношения p/p_{lt}, показанное на рис. 22, *б*, не дает возможности говорить о каком либо значимом

инденторном влиянии Индостана. К северу это отношение может как резко повышаться (переход от Хангая к Восточным Саян), так и резко падать (переход от Монгольского Алтая к Западным Саян). Области повышенных значений этого параметра могут располагаться практически в полном в окружении областей пониженных значений.

На рис. 23 показано соотношение максимальных касательных напряжений τ и относительных величин p / p_{lt}. Как следует из приведенных данных большая часть доменов с повышенным (относительно литостатики) значением всестороннего давления находится в режиме горизонтального сжатия, а домены с пониженным значением всестороннего давления в режиме горизонтального растяжения. При этом уровень значений максимальных касательных напряжений от величины всестороннего давления практически не зависит. Отмечается лишь некоторое различие распределения доменов в области повышенного надлитостатического сжатия в сравнении с областью пониженных значений этого параметра.

Все это говорит о небольшом влиянии на напряженное состояние исследуемого региона давления со стороны Индийской плиты, что проявляется в отсутствии взаимосвязи уровня тектонического давления и уровня максимальных касательных напряжений, так как это имеет место для границ плит (см. рис. 15).

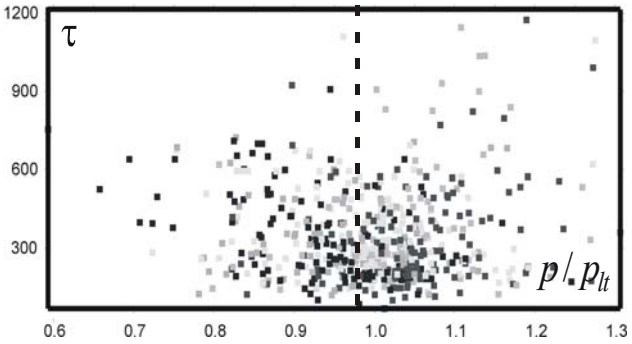


Рис. 23. Соотношение между τ (в барах) и p / p_{lt} (вертикальный пунктир – среднее значение)

Центральный Тянь-Шань. Реконструкция напряженного состояния земной коры Центрального Тянь-Шаня выполнялась на основе сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений, полученных для сети KNET в период времени с 02.02.1999 по 30.12.2007 [Сычева и др., 2003]. Каталог сети KNET содержал 805 событий с магнитудами от 1.1 до 5.4. Реконструкция напряжений выполнялась по сетке $0.05^o \times 0.05^o$ в латеральном направлении и 5 км по глубине. Получены данные о параметрах напряжений для 283, 384, 328 и 176 доменов для глубин 5, 10, 15 и 20 км соответственно. Исходные сейсмологические данные для Центрального Тянь-Шаня позволяют выполнить более детальную, с меньшим масштабом осреднения реконструкцию напряжений в сравнении с данными для Алтая и Саян. Для Алтая и Саян этот масштаб, определяемые магнитудным диапазоном землетрясений, используемых для реконструкции, составлял 30-40 км, в то время как для центрального Тянь-Шаня около 5-10 км.

Реконструкция показала, что погружение осей максимального сжатия направлено в основном на север – северо-запад (рис. 24, *а*). При этом существуют области, где эти оси имеют субвертикальное направление, что отвечает режиму горизонтального растяжения (рис. 24, *б*). Большая часть региона имеет режим горизонтального сдвига при достаточно широком представительстве режима горизонтального сжатия. Касательные напряжения на горизонтальных площадках, характеризующие направление воздействия со стороны мантии на земную кору, имеют достаточно мозаичное распределение в отличие от того, что наблюдается для зон субдукции [Ребецкий, 2007]. Около 90% действующих касательных напряжений взаимно компенсированы. Подобный характер распределения касательных напряжений определяет небольшое влияние мантии на кору исследуемого региона, по крайней мере, за счет латерального смещения мантии. Суммарные касательные напряжения, действующие в направлении на юг, составляют около 8%, а в направлении на запад – около 2% от общей интенсивности поддвиговых напряжений, что можно комментировать как реактивную реакцию со стороны мантии на медленное смещение коры в направлении на север – северо-восток.

Представленные выше данные являются результатом первого этапа реконструкции в рамках МКА. Для определения абсолютных значений напряжений нами использовались данные о динамических параметрах одного из наиболее сильных землетрясений M_w= 5.1, произошедшее 06.06.2007 на глубине 12 км. Для этого землетрясения имеются данные о величине средних для разрыва сброшенных напряжений $\Delta\tau_n$ = 22 МПа. Этот параметр в рамках алгоритма МКА позволяет оценить величину эффективного внутреннего сцепления массивов горных пород: τ_f = 17 МПа [Ребецкий, 2007].

Полученное значение эффективного внутреннего сцепления позволяет перейти от относительных величин напряжений к абсолютным. На рис. 25 представлено распределение максимальных касательных напряжений τ и эффективного

давления p^* (давление в горных породах минус флюидное давление в трещинно-поровом пространстве). Эти две характеристики напряженного состояния взаимосвязаны (связь вытекает из закона Кулона-Мора). В доменах с повышенным значением τ также повышенные значения p^*.

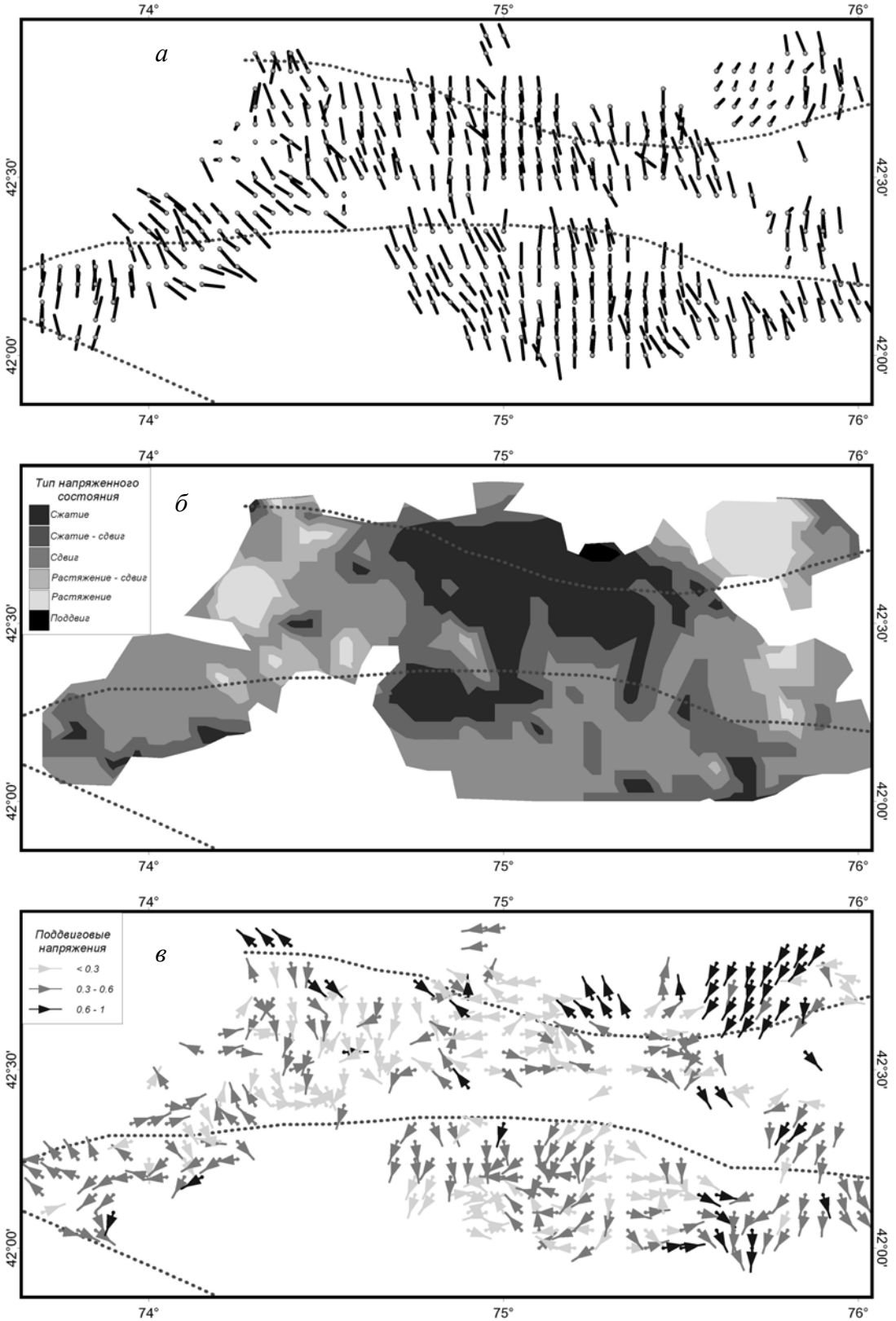


Рис. 25. Проекции осей максимального сжатия (*а*), построенных в направлении их погружения из центра доменов, для которых выполнена реконструкция; тип напряженного состояния (*б*); ориентация и интенсивность поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках с нормалью, направленной к центру Земли (*в*) для слоя земной коры на глубине 10 км

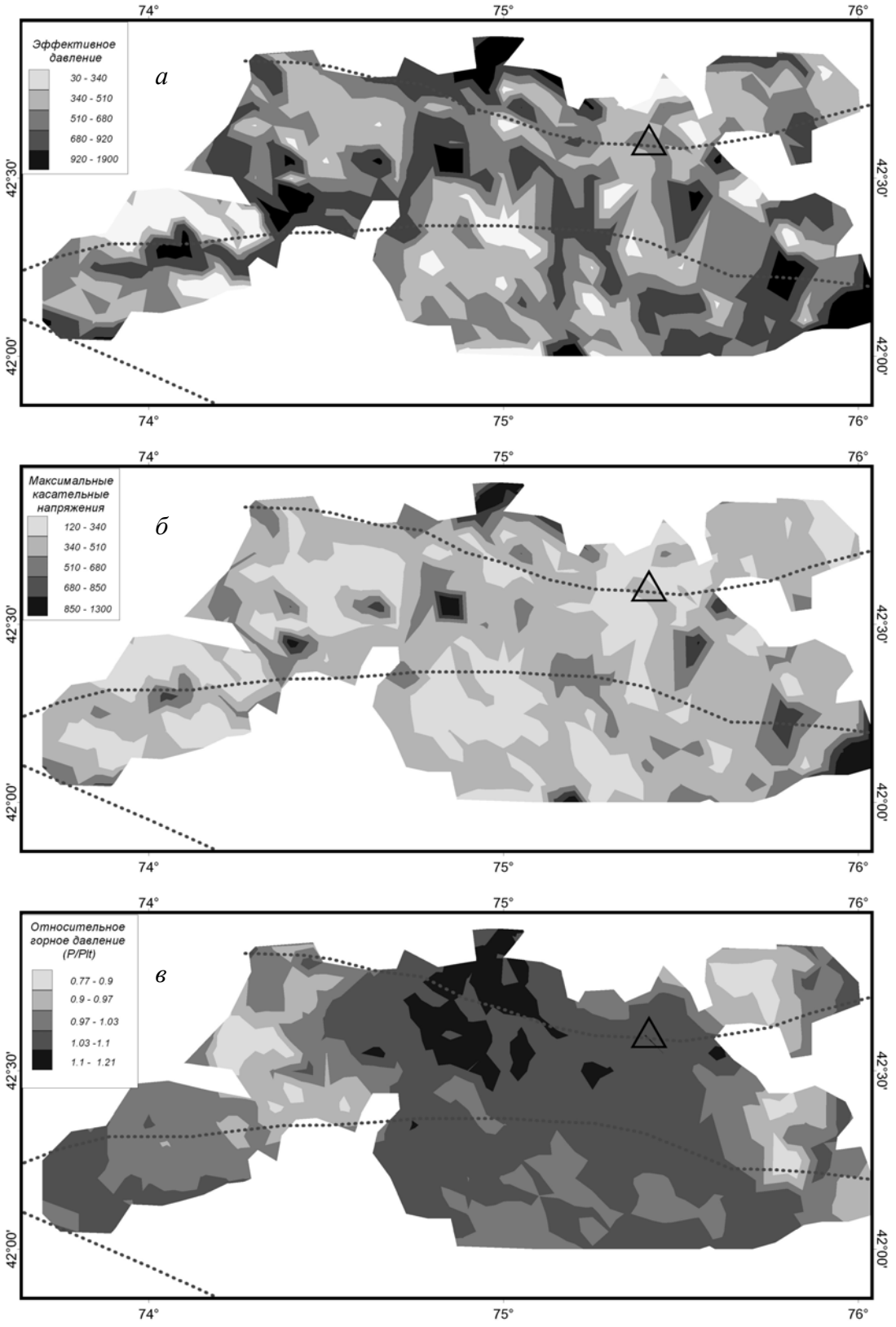


Рис. 25. Касательные напряжения (*а*) и эффективное всестороннее давление (*б*) в барах; относительное всестороннее давления p/p_{lt} (*в*) для слоя земной коры на глубине 10 км. Треугольник – эпицентр землетрясения, произошедшее 06.06.2007

Значения максимальных касательных напряжений находятся в диапазоне от 120 бар (12 МПа) до 1300 бар (130 МПа) при среднем значении 400 бар. Этот уровень напряжений в 4-6 раз выше уровня напряжений, полученного для субдукционных областей и границ литосферных плит [Ребецкий, 2007; Hardebeck, Hauksson, 2001]. Отметим, что землетрясение, на основе которого определено значение эффективного сцепления, приходится на домены с невысоким

уровнем значений τ и p^*, что отвечает концепции, развиваемой в работе [Ребецкий, 2007], определяющей области среднего уровня напряжений как наиболее опасные для хрупкого разрушения крупного масштаба. Анализ всестороннего давления в горных породах, который в соответствии с алгоритмом МКА был выполнен при использовании данных о рельефе дневной поверхности, показал, что отношение p/p_{lt} в исследуемом регионе изменяется в диапазоне 0.778 – 1.206 (рис. 26, *в*). Области самых высоких значений тектонического давления находятся в северной части Центрального Тянь-Шаня. В западном и восточном сегментах наблюдаются большие области пониженного тектонического давления. Среднее значение этого отношения 1.02 (рис. 27). Важно также отметить, что разброс значений p/p_{lt} относительного среднего достаточно равномерен при низком уровне максимальных касательных напряжений, и имеет тренд в сторону понижения при высоких значения х τ. Такое распределение p/p_{lt} и его малое отклонение среднего значения от единицы показывает, что основной вклад в напряженное состояние региона оказывают внутрикоровые неоднородности. Влияние бокового давления на напряженное состояние можно оценить в 5%. Вместе с воздействием касательных напряжений на подошву коры общее влияние внешних факторов оценивается в 10-15%.

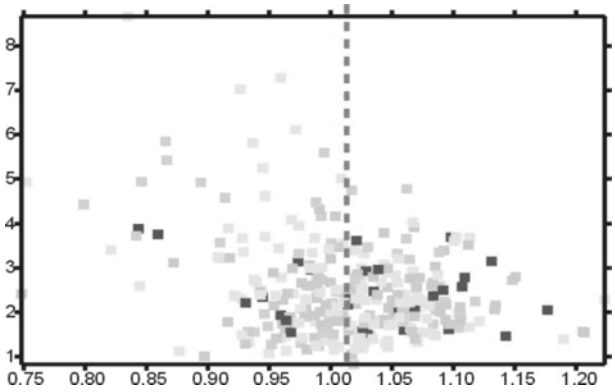


Рис. 27. Соотношение между τ (в барах) и p/p_{lt} (вертикальный пунктир – среднее значение)

ВЫВОДЫ

Установлено, что распределение относительного значения тектонического давления в коре внутриплитовых орогенов носит более мозаичный характер чем вблизи границ океанической и континентальной плит. С учетом диапазона разброса значений среднее значение тектонического давления для коры внутриплитовых орогенов близко к литостатическому давлению, что отличает обстановку в орогенов от обстановки вблизи границ океанической и континентальной плит. Флюидное давление в сейсмоактивных областях для глубин более 5-7 км существенно отличается от гидростатических значений. В областях подготовки сильных землетрясений оно приближается к литостатическим значениям.

Выполненные нами исследования показывают, что временное напряженное состояние горноскладчатых орогенов Алтае-Саян и Центрального Тянь-Шаня формируется под воздействием ряда факторов, одним их которых является и механизм латерального субмеридионального давления, вызванного движением Индийской плиты. Однако наши расчеты показывают, что влияние этого воздействия составляют не более 10–15% от напряжений, вызываемых другими факторами. В силу большой длительности этого воздействия (первые млн. лет – десятки млн. лет) оно формирует структуру горноскладчатой области (простирания: хребтов, осей геосинклиналей и синклиналей, шарниров складок, крупнейших разрывов), но в поле напряжений проявляется в виде фона, на уровне которого имеются более значимые вариации напряжений, определяемые внутренними для данного региона источниками воздействиями.

Полученное в наших расчетах чередование областей повышенного отношения p/p_{lt} в горных областях и пониженного в котловинах отвечает линейному масштабу в 500–700 км и 50–100 км, что отражает зависимость современного напряженного состояния земной коры исследуемого района от глубинных коровых и мантийных неоднородностей. Эти неоднородности создают возмущения в поле напряжений, превосходящие фоновые значения напряжений, определяемые внешними условия-ми латерального нагружения со стороны сопредельных областей, которое в том числе отражает процесс давления на Евроазиатскую плиту Индостана.

Следует заметит, что в качестве внутренних для исследуемого региона воздействий помимо внутрикоровых и внутримантийных неоднородностей, прямо влияющих на распределение напряжений, необходимо принимать во внимание и остаточные напряжения горизонтального сжатия, которые существуют в горных породах. Возникновение подобных напряжений следует прежде всего связывать с гравитационным уплотнением, происходящим в породах земной коры в условиях бокового (латерального) стеснения и в при-

сутствии флюида в трещинно-поровом пространстве уже начиная с глубин в первые километры [Ребецкий, 2008]. Во внутри-плитовых орогенах, где существует высокая дифференцированность вертикальных движений (подъем в хребтах и опускание в межгорных впадинах) и развиты процессы эрозии поверхности, породы, накопившие на относи-тельно бо́льших глубинах дополнительные напряжения бокового сжатия и выведенные в последствии ближе к поверхности, в процессе разгрузки могут создавать напряженное состояние горизонтального сжатия. Существова-ние остаточных напряжений в горных породах земной коры подтверждается многими фактами [Айтматов, 1981; Пономарев, 2008; Марков, 1980], но оно еще мало изучено. В настоящее время после работы [Ребецкий, 2008], в которой возможность появления остаточных напряжений связывалась с гравитационным раздавливанием пород на глубине в условиях бокового стеснения, появилась возможность осуществлять оценку уровня остаточных напряжений по данным об современной и палеоглубине, на которой в процессе эволюции коры побывала порода.

Исследования поддержаны грантами РФФИ 06-05-64410, 07-05-64998 и программой ОНЗ РАН №6.

ЛИТЕРАТУРА

Айтматов И.Т. Роль остаточных напряжений в горных породах в формировании очагов горных ударов и техногенных землетрясений // Геодинамик и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Материалы второго международного симпозиума, Бишкек, 29 октября – 3 ноября 2002 г. Бишкек-Москва: Изд. Prnthouse. 2003. С. 209-221.

Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Быкова В.В., Погребченко В.В. О геометрии очаговой зоны Алтайского землетрясения 27 сентября 2003 г // Геофизические исследования. 2005. Вып. 2. С. 16-26.

Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журнал. 1984. Т. 6, № 3. С. 3–10, № 4. С. 3-14.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, N10. С. 20-30.

Лескова Е.В., Еманов А.А. Массовый анализ фокальных механизмов афтершоков Чуйского землетрясения // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Материалы международной конференции 12-16 сентября 2005 г. Академгородок. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2005. С. 313-319.

Марков Г.А. О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20-30.

Никитин Л.В., Юнга С.Л. Методы теоретического определения тектонических деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР Физика Земли. 1977. № 11. С. 54–67.

Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74–119.

Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука. 2008. 378 с.

Райс Дж. Механика очага землетрясения. Сер. Механика. Новое в зарубежной науке. М.: Мир. 1982. 217 с.

Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101-104.

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

Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП. сер. геол. 2001. Т 76, вып. 4. С.28-35.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т 388, № 2. С. 237–241.

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

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений землетрясений // Физическая мезомеханика. 2008. Т 1. № 11. С. 66-73.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика. 2006а. Т 47. № 11. Новосибирск. Гео. С. 1192-1206.

Сычева Н.А., Аладьев А.В., Мухамадиева В.А., Юнга С.Л. Изучение фокальных механизмов очагов по данным сети KNET // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. М.: 2003. С. 241-253.

Тимошенко С.П., Гудьер Дж. Теория упругости. М.: Наука, 1975. 352 с.

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

Angelier J., Tarantola A., Valette B., Manoussis S. Inversion field data in fault tectonics to obtain the regional stress - I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor // Geophys. J. Res. astr. Soc. 1982. V. 69. P. 607–621.

Lisle R. Principal stress orientation from faults: an additional constrain // Ann. Tectonicae. 1987. N 1. P. 155–158.

Michael A.J. Determination of stress from slip data: faults and folds // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, NO B11. P. 11517–11526.

Byerlee J. D. Friction of Rocks // Pure and applied geophys. 1978. V. 116. P. 615-626.

Carey-Gailhardis E., Mercier J.L. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru // Earth and Plan. Sci. Let. 1987. V. 82. P. 165–179.

Etchecopar A., Vasseur G, Daignieres M. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation anlysis // J. Sruct. Geol. 1981. N 3. P. 51-65.

Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, NO B11. P. 9305–9320.

Hardebeck J. L., Hauksson E. Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics // J. Geophys. Res. 2001. V. 106, N B10. P. 21859–21882.

Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature. 1974. Vol. 249, N 5457. P. 542–544.

НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ СДВИГИ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Л.А. Сим

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

Многолетние полевые исследования разломов платформ показали, что большинство из них является сдвигами, что позволило разработать структурно-геоморфологический (СГ) метод реконструкции неоэктонических напряжений [Сим, 1991, 2000]. Согласно СГ методу, если взаимная ориентировки мегатрещин (мелких прямолинейных элементов рельефа) и линеамента, дешифрируемые на фотоснимках или топокартах соответствуют одному из вариантов ориентации оперяющих трещин в зоне сдвига, приведенных в работе М.В. Гзовского [1975], то принимается, что: линеамент и мегатрещины имеют разломную природу; восстанавливаются ориентации оси σ_1 и σ_3 в горизонтальной плоскости; определяется знак сдвигового перемещения (правый или левый) по разлому и геодинамическая обстановка (сжатия или растяжения) формирования сдвига в осадочном чехле. Такие сдвиги формируются чаще всего над активизированными разломами фундамента, которые могли в процессе геологического развития относиться к кинематическим типам, отличавшимся от сдвигов. Возраст восстановленного в зонах сдвигов тектонических напряжений определяется по возрасту отложений, нарушенных оперяющими разрывами-мегатрещинами. На платформенных плитах это, как правило, кайнозойский комплекс пород, соответственно, мегатрещины в них образовались в неотектонический этап.

На рис. 1 вдоль отдешифрированного крупного линеамента выделены различные системы мегатрещин, среди которых триада 1-3 соответствует варианту оси сжатия «В», а триада 4-6 – варианту оси сжатия «А». Оба варианта ориентировки оси сжатия приводят к левостороннему перемещению по разлому, но при варианте «В» формирование сдвига происходит в обстановке растяжения (стрелки поперек линеамента), а при варианте «А» - в трехосном напряженном состоянии.

Подтверждением наличия сдвигов на платформенных плитах служит их обнаружение по данным сейсмики 3Д на месторождениях углеводородов в Западной Сибири [Гогоненков и др., 2007], а также единичные данные о механизмах очагов землетрясений на Русской плите (Осмуссаарское, Калининградское). Данные о современных движениях платформ показывают, что к разломам приурочены «суперинтенсивные деформации» дневной поверхности [Кузьмин, 2006], измерения современных движений в р-не Сургута, зафиксировавшие и горизонтальные компоненты перемещений [Леонтьев, 2005]. Разломная природа мегатрещин в зонах сдвигов в осадочном чехле платформ подтверждается и данными математического и физического моде-

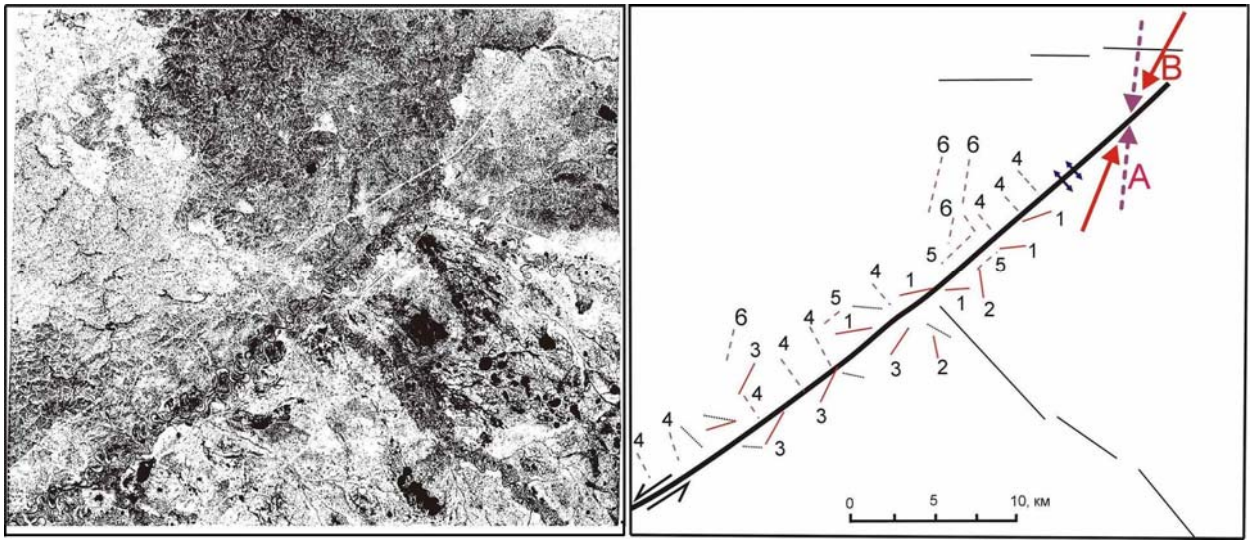


Рис.1. Дешифрирование мегатрещин и линеаментов для реконструкции направления сдвига и геодинамической обстановки прорыва разлома на дневную поверхность (Западная Сибирь, бассейн р. Пур). Объяснения в тексте

лирования [Ребецкий, 1987; Михайлова, 2002, 2007].

С помощью СГ метода составлены карты новейших разломов и тектонических напряжений Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и структур обрамления, Западно-Европейской (ЗЕП), Тимано-Печорской (ТПП), Скифской и севера Западно-Сибирской (ЗСП) плит [Сим, 2000; Сим и др., 2007].

Платформенные структуры северной Евразии по данным реконструкции тектонических напряжений делятся на области с разными типами региональных полей неотектонических напряжений и, как следствие, разными направлениями сдвиговых перемещений по разломам одного простирания.

Новейшие сдвиги Западно-Европейской плиты и запада Восточно-Европейской платформы активизированы в региональном сдвиговом поле напряжений с субмеридиональной и ЗСЗ ориентировкой оси сжатия и субширотной – оси растяжения. На рис. 2 приведен пример новейших сдвигов и неотектонических напряжений ЗЕП.

Региональные разломы северо-западного простирания являются в пределах ЗЕП, Балтийского щита и запада Русской плиты правыми, а северо-восточного – левыми сдвигами, формирующимися в осадочном чехле при субширотном сжатии и субмеридиональном растяжении.

Распространение такого поля напряжений доходит до границы Балтийского щита и Русской плиты, совпадая с флексурой Полканова.

Между областями с субширотной и субмеридиональной ориентировками осей сжатия, характерными для восточных областей, выделяется зона неустойчивых неотектонических напряжений, состоящая из двух ветвей (рис. 3). Первая ветвь примерно совпадает на севере с границей между Балтийским щитом и Русской плитой, далее на юг она проходит субмеридионально по западному крылу Белорусской антеклизы практически до Восточных Карпат. В пределах этой

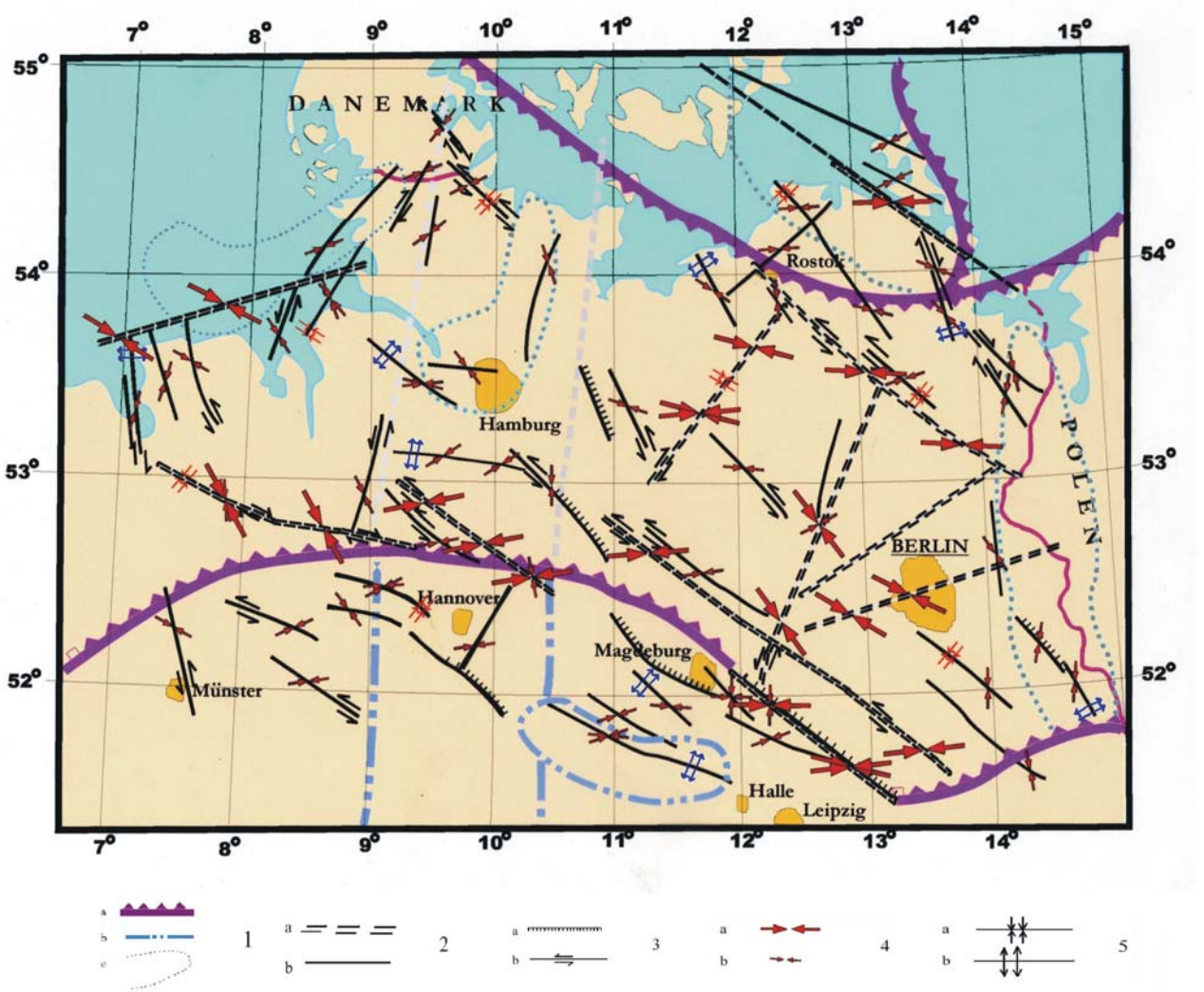


Рис.2. Новейшая разломная тектоника и неотектонические напряжения Западно-Европейской плиты .
1 – Границы новейших структур: a – региональных, b – локальных; новейшие сдвиги: a – над известными разломами фундамента, b – выделенные по данным дешифрирования и подтвержденные СГ методом; 3 – кинематические типы разломов: a – сбросы, b – сдвиги; 4 – ориентации осей сжатия в горизонтальной плоскости: a – 1, b – 2 рангаов; 5 – геодинамические обстановки формирования разломов: a –сжатия, b – растяжения

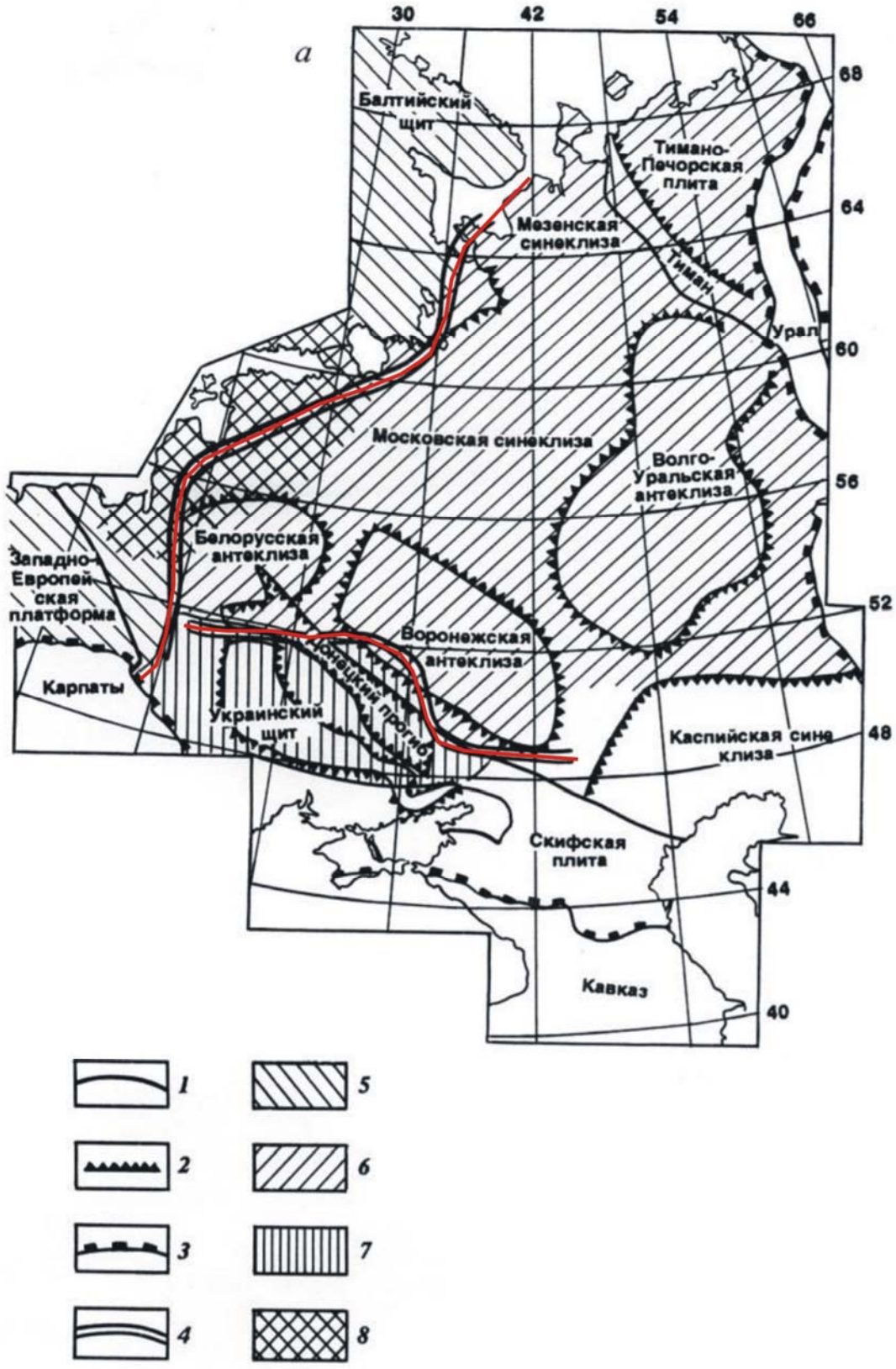


Рис. 3. Схема районирования ВЕП и структур обрамления по типу неотектонических напряжений и сдвиговых перемещений.

1 – Зоны глубинных разломов. 2–4 – границы: 2 – крупнейших структур фундамента ВЕП; 3 – орогенных структур обрамления; 4 – областей с разным типом неотектонических напряжений. 5-8 – Области с разным типом неотектонических напряжений: 5 – с субширотным и ЗСЗ сжатием; 6 – субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением; 7 – с неустойчивой ориентацией главных нормальных напряжений; 8 – с обстановкой растяжения

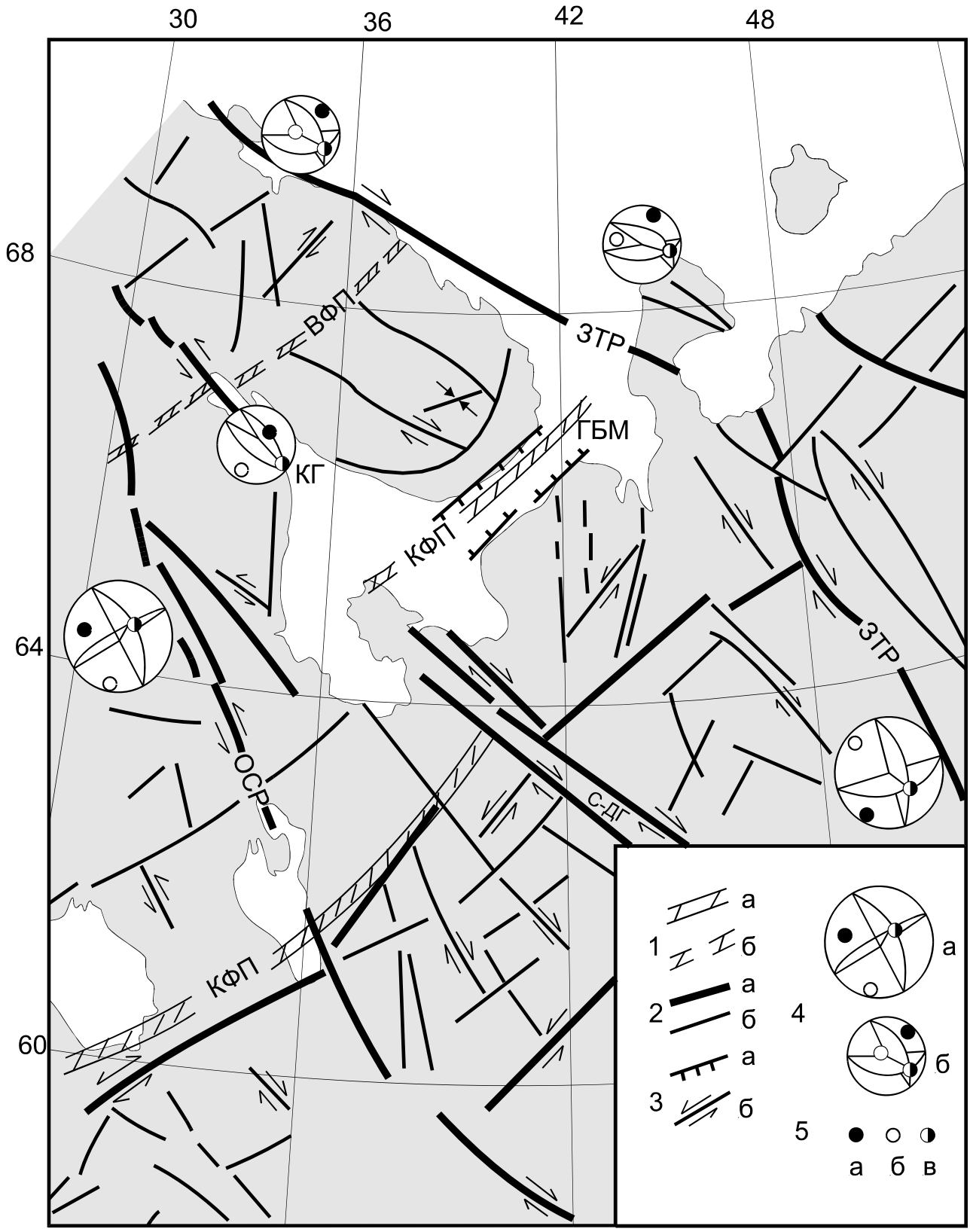


Рис.4. Схема новейших разломов восточной части Балтийского щита

1 - Флексуры: а – краевая, б – внутренняя (по Светову, Свириденко, 1991, 2005); 2 - неотектонические разломы: а - I, б - II и более мелких рангов; 3 - кинематические типы разломов: а – сбросы, б – сдвиги; 4 - стереограммы неотектонических напряжений (сетка Вульфа, верхняя полусфера): а – I, б - II рангов; 5 – 6 (на стереограммах) – 5 - оси: а – максимальных, б – промежуточных , в – минимальных главных нормальных сжимающих напряжений, 6 - плоскости действия максимальных касательных напряжений. Буквами обозначены структуры: КФП – краевая, ВФП – внутренняя флексуры Полканова; ЗТР – Западно-Тиманский; ОСР – Онего-Сегозерский разломы; КГ – Кандалакшский, СГ – Северо-Двинский грабены; ГБМ – горло Белого моря

ветви зоны неустойчивых неотектонических напряжений выделяется специфическая область, внутри которой большинство разломов формируется в обстановке растяжения. Кроме этого, по отдельным разломам на этом участке восстанавливаются противоречивые направления сдвиговых смещений, т.е. по ним возможны как право сторонние, так и левосторонние перемещения на одних и тех же отрезках разломов, а ориентация оси сжатия может быть как широтной, так и меридиональной. Обстановка растяжения в этой области, вероятно, связана с процессами формирования молодых грабенов Балтийского щита, а смена ориентации оси сжатия предположительно может быть обусловлена попеременной активизацией грабенов субмеридионального Ботнического и широтного Финского заливов.

Механизмы очагов Осмуссаарского и Калининградского землетрясений, произошедших в этой области, с соответственными субширотной и субмеридиональной осями сжатия, свидетельствуют о том, что специфика неотектонических напряжений в описываемой области характерна и для современного этапа, а Определения неотектонических напряжений в этом регионе согласуются с современными напряжениями по данным механизмов очагов землетрясений Балтийского щита. Выделенная область приурочена к побережью Балтики [Сим, 2000]. При обсуждении первой ветви зоны неустойчивых напряжений необходимо отметить, что граница между западным и восточным типами ориентации осей сжатия проходит не по линии ТТ – границе между платформенными плитами с разновозрастным фундаментом, а по западному крылу Белорусской антеклизы.

На юго-западе Восточно-Европейской платформы выделена вторая ветвь неустойчивых неотектонических напряжений. Вторая ветвь зоны в целом субширотна и проходит по южному крылу Белорусской антеклизы, далее на восток она приобретает ССЗ ориентировку, примерно повторяя ЮЗ границу Воронежской антеклизы. Она является северной границей области, характеризующейся меняющимися ориентировками осей сжатия. Эта область охватывает целиком Украинский щит и распространяется вплоть до юго-западных склонов Воронежской антеклизы.

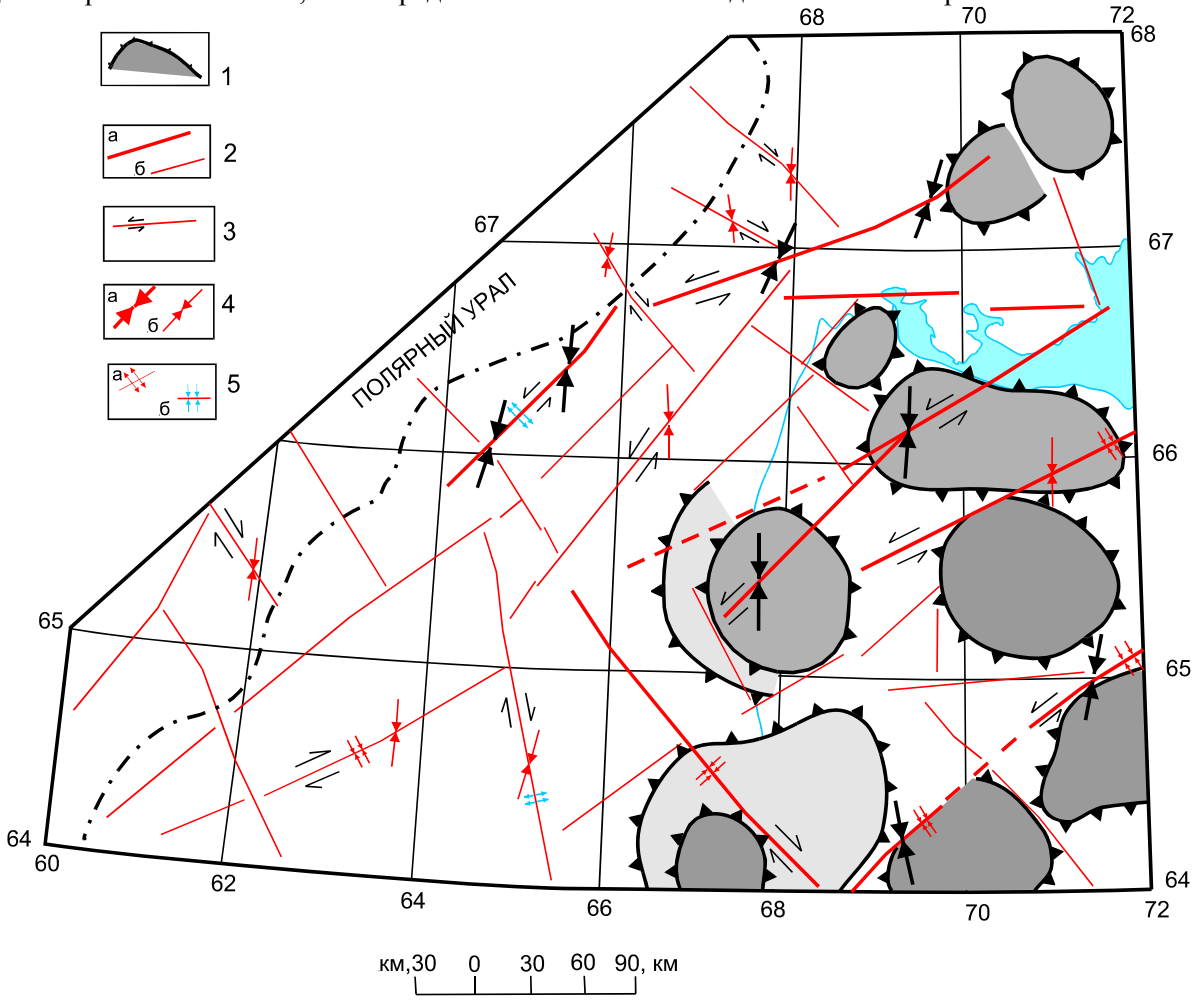


Рис. 5. Новейшая разломная тектоника западной части Западно-Сибирской плиты.
Новейшие структуры (1-2): 1 – поднятия (по Г.В.Брянцевой, 2007), 2 – разломы: а - I , б – II ранга; 3 – сдвиги. 4 – Оси сжатия в горизонтальной плоскости: а – I, б – II рангов. 5 – Геодинамические обстановки: а – сжатия, б – растяжения

Кроме положения этой области в приграничной зоне между крупными частями платформенных структур с разным типом напряженного состояния, возможна и другая причина неустойчивости в ней неотектонических напряжений. Она может быть обусловлена ограничениями используемой методики в областях развития древних отложений, т.к. в них дешифрируются и более древние, не активизированные мелкие разрывы, не отличимые от оперяющих разломов новейших сдвигов. Так, при реконструкции неотектонических напряжений восточной части Балтийского щита в масштабе 1:200000 СГ методом уверенно удалось определить ориентации осей сжатия и растяжения только по отдельным разломам, которые являются сейсмоактивными и их новейшая активизация не вызывает сомнения [Сим, 2000].

В пределах Балтийского щита и Русской плиты часть разломов СЗ простирания относится к сквозным разломам, секущим области с разнонаправленными сдвиговыми перемещениями. Формирование горла Белого моря, вполне возможно, обусловлено именно лево- и правосдвиговыми перемещениями по разломам Кандалакшского и Северо-Двинского грабенов (рис. 3).

Ориентации тектонических напряжений, восстановленные на севере ЗСП и на Полярном Урале, заключенным между ТПП и ЗСП, характеризуются субмеридиональной ориентировкой сжатия и субширотной - растяжения; сдвиговые перемещения здесь подтверждаются дислокациями в водно-ледниковых четвертичных отложениях [Сим, Брянцева, Чекмарев, 2007]. На рис. 5 приведена схема новейшей разломной тектоники и неотектонических напряжений западной части ЗСП, в пределах которой также, как и на Русской и Тимано-Печорской плитах диагональные разломы северо-западного простирания являются правыми, а северо-восточного – левыми сдвигами.

Необходимо отметить, что верхнепалеозойско-

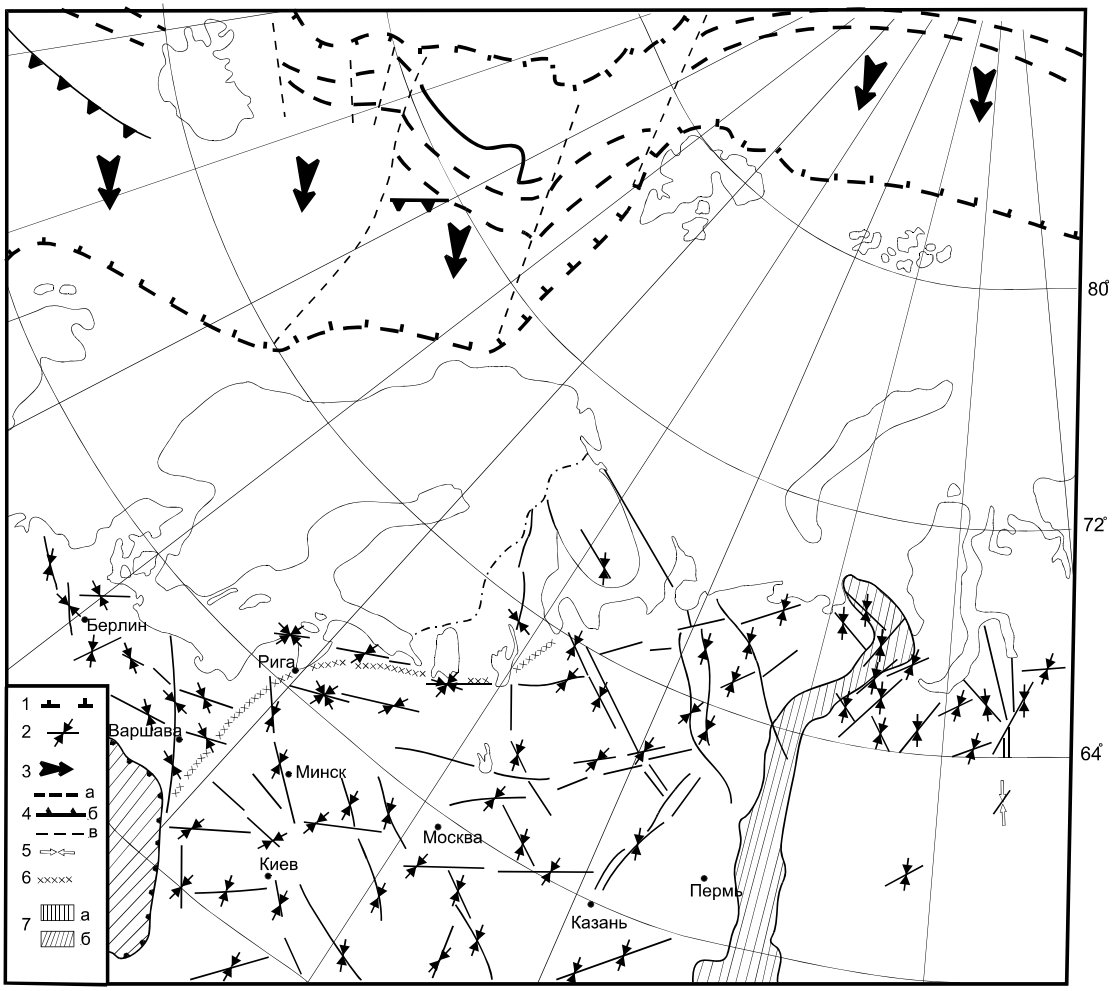


Рис.6. Схема крупнейших разломов и неотектонических напряжений платформ Северной Евразии.

1 – Граница шельфа. 2 – Ориентации осей сжатия, восстановленные в зонах динамического влияния крупнейших разломов. 3 – Направление перемещения плит в результате спрединга в океанах. 4 – Границы: а-срединно-океанических хребтов (СОХ), б – областей вулканизма, в – отдельных отрезков СОХ (трансформные разломы). 6- Границы областей с разными типами ориентировок осей неотектонических напряжений

мезозойская моноклинальная Обская ступень на западе ЗСП в новейшей структуре тоже сохраняется как крупная моноклиналь, осложненная диагональными разломами. В ее пределах не удается отдешифрировать новейшие складчатые структуры.

Граница областей с разными типами полей напряжений, а именно: субширотным сжатием в западных и субмеридиональным – в восточных частях платформ Евразии коррелируется с изменчивостью мощностей литосферы, теплового потока [Строение и динамика…, 2006], поэтому можно утверждать, что восстановленные неотектонические напряжения связаны глубинным строением исследованной территории. Первая ветвь этой границы отчетливо отделяет на севере сейсмичные Балтийский щит и Русскую плиту, а в южной части этой ветви заметна концентрация очагов землетрясений в пределах Русской плиты [Землетрясения и микросейсмичность…, 2007].

Субширотное сжатие на западе исследованной территории, вероятнее всего, обусловлено влиянием спрединга в Северной Атлантике, а субмеридиональное на севере ВЕП и ЗСП, включая Полярный Урал – раскрытием Арктического бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 535 с.

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

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова и др. Кн.1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. С. 173-218.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов и процессы подготовки землетрясений // Прогноз землятресений, №11. Геодезические методы исследований. Душанбе – Москва: «Дониш». 1989. С. 52-60.

Кузьмин Ю.О. Современная динамика разломов: активность или опасность? // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII международной конференции. Воронеж: ИПЦ ВГУ. 2006., С. 275-278.

Леонтьев А.В. Некоторые особенности геодинамики массива горных пород в урало-сибирских регионах // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Тр. Научной конференции. Новосибирск: 2005. С. 203-218.

Михайлова А.В. Исследование механизмов формирования тектонических структур в слое над активными разломами фундамента в свете учения М.В. Гзовского // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 212-224.

Михайлова А.В. Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента (по данным тектонофизического моделирования) // Геофизика XX1 столетия: 2006 год. Сб. Трудов Восьмых геофизических чтений им.В.В.Федынского, 2-4 марта 2006, Москва. М.: ИНТЕК-ГЕОН. ГЕРС. 2007. С. 111-118.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 41-56.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, Ленинградское отд. 1991. 197 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2005. 357 с.

Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10.. С.3-22.

Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326- 350.

Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В. Новейшая тектоника и неотектонические напряжения севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала // Бюлл. МОИП. 2007. № 6.

Строение и динамика литосферы Восточной Европы (результаты исследований по программе Europrobe). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. вып. 2. С. 559-658.

ИНТЕНСИВНОСТЬ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ (НА ПРИМЕРЕ ТЯНЬ-ШАНЯ)

Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев, А.Д. Костюк

Научная станция РАН в г. Бишкеке, nelya@gdirc.ru

На основе каталога сейсмических событий сети KNET (6370 событий) проведен анализ параметра сейсмогенных разрывов и интенсивности сейсмотектонической деформации по территории, ограниченной координатами 40,5°-43,5° С.Ш. и 72,0°-78,0° В.Д. Получены значения интенсивности СТД для всей исследуемой территории и составляющих ее зон, выделенных по уровню сейсмичности. Отмечено изменение этого параметра во времени и по территории, выделены зоны с максимальным его уровнем, который имеет порядок ~ 10^{-9}. Расчет параметра сейсмогенных разрывов позволил выделить зоны, имеющие повышенный уровень деструкции материала

Каждое землетрясение – это трещина в неоднородном материале (земной коре). Деформации в ней накапливаются постепенно, приводя к локальному развитию трещин. Изучение современных движений земной коры может быть связано с исследованием интенсивности сейсмотектонических деформаций, определяемых аналитически по данным о сейсмическом режиме. Представляется важным исследование как процесса интенсивности деформаций земной коры, так и процесса накопления трещин в земной коре, скопление которых может привести к образованию магистрального разрыва – крупного землетрясения.

Цель данной работы оценить интенсивность сейсмотектонической деформации (СТД) и параметра сейсмогенных разрывов ($K_{СР}$) для территории, контролируемой сейсмическими станциями сети KNET, для характеристики геодинамических процессов в коре Тянь-Шаня. Такой подход, при котором основное внимание фокусируется на скалярной характеристике – интенсивности, несмотря на тензорный характер СТД, опирается на ранее полученные результаты расчетов СТД [Сычева и др, 2005], свидетельствующие о незначительных изменениях со временем главных осей усредненного тензора СТД для исследуемой территории. При этом на диаграммах распределений углов осей сжатия P по направлениям для всего сейсмогенерирующего слоя (рис. 1) азимуты P меняются в ограниченных пределах от северо-западного до северо-северо-западного. Об этом свидетельствуют и диаграммы распределения азимутов углов осей P. Результат об упорядоченности распределений осей сжатия согласуется и с результатами исследования СТД коры Тянь-Шаня и Памира, полученными в Институте сейсмологии НАН КР за 1961-1994 гг. [Сычева и др, 2008] (рис. 2).

Поскольку интенсивность деформации определяется энергией тех сейсмических событий, которые произошли на данной территории, а трещиноватость неоднородного материала зависит от количества разрывов, возникающих в результате землетрясений, и их расположением относительно друг друга, то совокупность этих характеристик позволят оценить динамику процессов, происходящих в земной коре Тянь-Шаня.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Как показано в работе [Лукк и Юнга, 1979], интенсивность скорости СТД можно оценить с помощью выражения

$$I_{\Sigma} = \frac{1}{GVT}\sum_{\alpha=1}^{N} M_0^{(\alpha)} \qquad (1)$$

Суммирование ведется по числу землетрясений, происходящих в исследуемом объеме V за время T; G – модуль сдвига. Заметим, что интенсивность тензора скорости СТД, понимаемая в общепринятом в механике смысле равна произведению I_{Σ} на тензор среднего механизма очагов [Лукк и Юнга, 1979]. В формуле (1) сейсмические моменты $M_0{}^{\alpha}$ оцениваются по соответствующим магнитудам M при помощи корреляционного соотношения, [Ризниченко, 1985].

$$\lg(M_0) = 15{,}4 + 1{,}6M \quad , \qquad (2)$$

где $[M_0]$ дин см.

Параметр концентрации трещин $K_{ср}$ имеет ясный физический смысл и представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT, к их средней длине [Соболев и Завьялов, 1980]:

$$K_{ср} = \mu^{-1/3} / l_{ср}\,, \qquad (3)$$

где, $\mu = V_0 / N$ – объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произо-

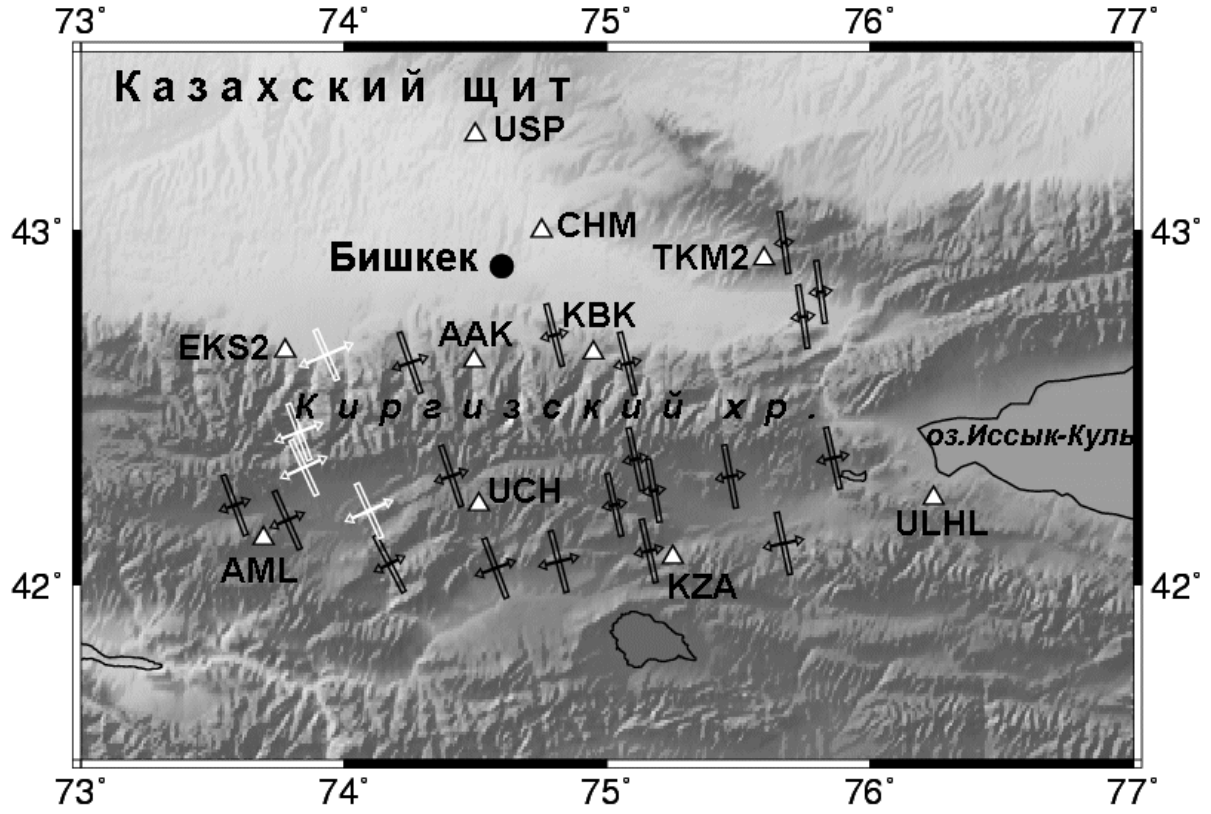


Рис. 1. Карта СТД по данным сети KNET за 1999-2007гг. треугольниками обозначены станции сети KNET

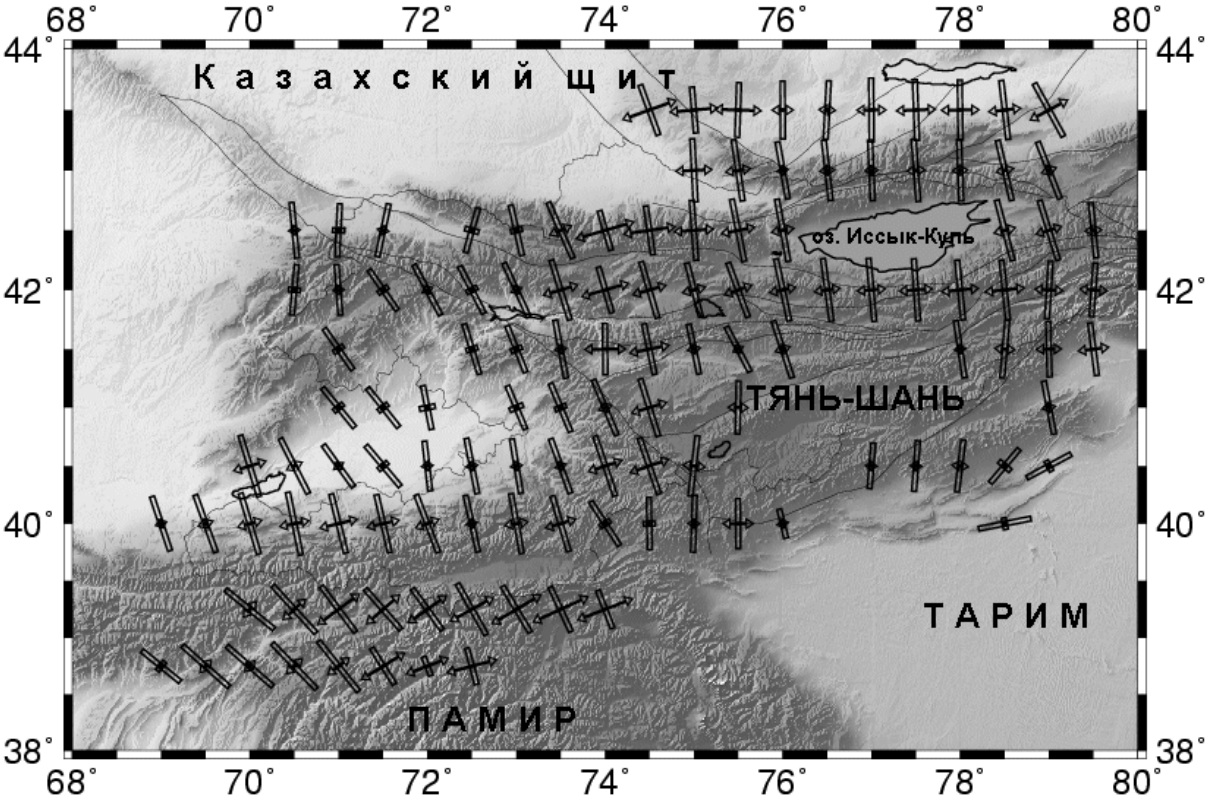


Рис. 2. Карта СТД Тянь-Шаня, по данным каталога фокальных механизмов Института сейсмологии НАН КР за 19961-1994 гг

шедшим землетрясениям; $l_{ср.} = \frac{1}{N}\sum_j l_j$ – средняя длина разрыва по ансамблю трещин; N – общее число землетрясений в диапазоне энергетических классов [K_{min}, K_{max}], произошедших в элементарном сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT.

Для проведения исследований выше упомянутых параметров был использован каталог сейсмических событий по данным сети KNET за 1994-2007 гг. За это время на исследуемой территории произошло 6370 событий. Распределение этих событий на исследуемой территории представлено на рис. 3.

Как видно из рисунка плотность расположения сейсмических событий неоднородна и проявляется в отдельных зонах, и в некоторых из них их концентрация достаточно высока. Это дает основание оценить исследуемые характеристики, как по всей исследуемой территории, так и по отдельным, условно выделенным зонам. Так согласно распределению сейсмичности выделяются Южная и Северная зона, которые разделяются линией Николаева, область которой характеризуется полосой отсутствия сейсмичности. В свою очередь Южная зона представлена двумя зонами сейсмичности – первая расположена вдоль Таласско-Ферганского разлома, вторая в южной части Центрального Тянь-Шаня. В Северной зоне можно выделить зону сейсмичности в районе Суусамырской и Кочкорской впадины и вдоль Джумгальского и Киргизского хребта. Все эти зоны объединены зоной Бишкекского Геодинамического Полигона (БГП). Интерес вызывают так же две зоны, которые ранее были отмечены при исследовании СТД внутри территории сети KNET.

Эти две зоны были выделены по различающимся режимам СТД на них: Западная и Восточная [Сычева и др, 2008]. В таблице 1 представлены условные названия этих зон и их координаты. При оценке величины I_Σ для каждой из выделенных областей вертикальный размер деформированных областей был принят равным 30 км, что соответствует мощности сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня и модулю сдвига $\mu = 3.0 \cdot 10^{11}$ дин/см^2 [Ризниченко, 1976]. В пределах каждой из выделенных областей подсчитывалось число землетрясений каждого энергетического класса K и использовалось преобразование класса в значение магнитуды по [Ризниченко,1985]

$$K = 4+1.8\ M, \qquad (4)$$

где M – магнитуда землетрясения. Преобразование класса события в магнитуду позволило производить перерасчет на сейсмические моменты.

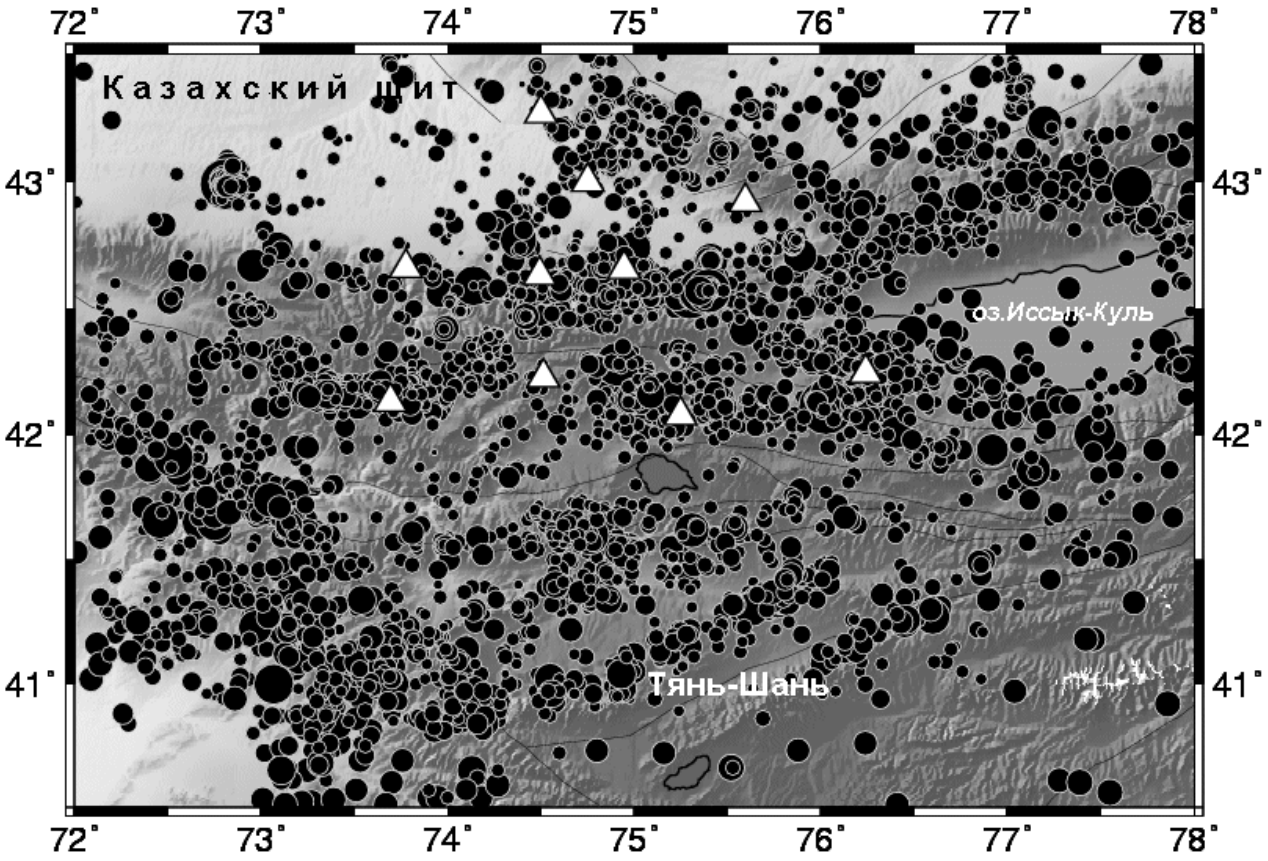


Рис. 3. Распределение сейсмических событий по данным сети KNET за 1994-2007 годы (6370собыий). Треугольники – станции сети KNET

Полученные результаты значения интенсивности деформации по выделенным зонам представлены в таблице 1. Деформации северной части и ее зон имеют больший порядок по сравнению с деформациями южного региона и ее составляющих. В целом, полученные значения интенсивности деформации по всем зонам северной части порядка 10^{-10} год$^{-1}$, за исключением Кочкорской зоны и Восточной зоны, которые частично перекрываются и где порядок соответствует 10^{-9} год$^{-1}$. К менее деформируемым можно отнести зону Суусамырской впадины и все зоны южной части исследуемой территории, которая находится ниже линии Николаева. По количеству землетрясений лидирует Северная зона и основная часть событий происходит на территории БГП и внутренней его зоне – территории Киргизского хребта. Исследование интенсивности деформации исследуемой территории уже с применением динамического подхода – проход окном 0.5° со сдвигом 0.2° позволил отметить, что максимальный уровень интенсивности отмечается на территории Киргизского, Джумгальского хребта, западной части Терской-Алатоо и в северо-западной части исследуемой территории (район Лугового землетрясения, май, 2003 года) (рис. 4).

Таблица 1. Условные названия и координаты исследуемых зон

Название	Широта	Долгота	I_Σ год$^{-1}$
Вся тер.	40.75°-43.50°	72.0°-78.0°	2.94E-10
ЮГ	40.75°-42.0°	72.0°-76.0°	4.00E-11
Талю-фер. Раз.	40.75°-42.00°	72.0°-74.5°	4.85E-11
Юг- Юга	40.90°-41.75°	74.5°-76.0°	3.81E-11
СЕВЕР	42.00°-43.50°	72.0°-78.0°	5.15E-10
БГП	41.50°-43.50°	73.0°-77.0°	**4.59E-10**
Суусамырская	42.0°-42.5°	73.0°-74.5°	5.07E-11
Киргизский хр.	42.5°-43.0°	74.0°-76.0°	**5.96E-10**
Кочкорская	42.0°-42.5°	74.7°-76.5°	**3.25E-09**
Западная	42.0°-43.0°	73.0°-75.0°	1.06E-10
Восточная	42.0°-43.0°	75.0°-77.0°	**2.85E-09**

На рис. 5 представлено распределение интенсивности деформации для БГП по данным GPS(1994-2006 гг.). Оба метода позволили выде

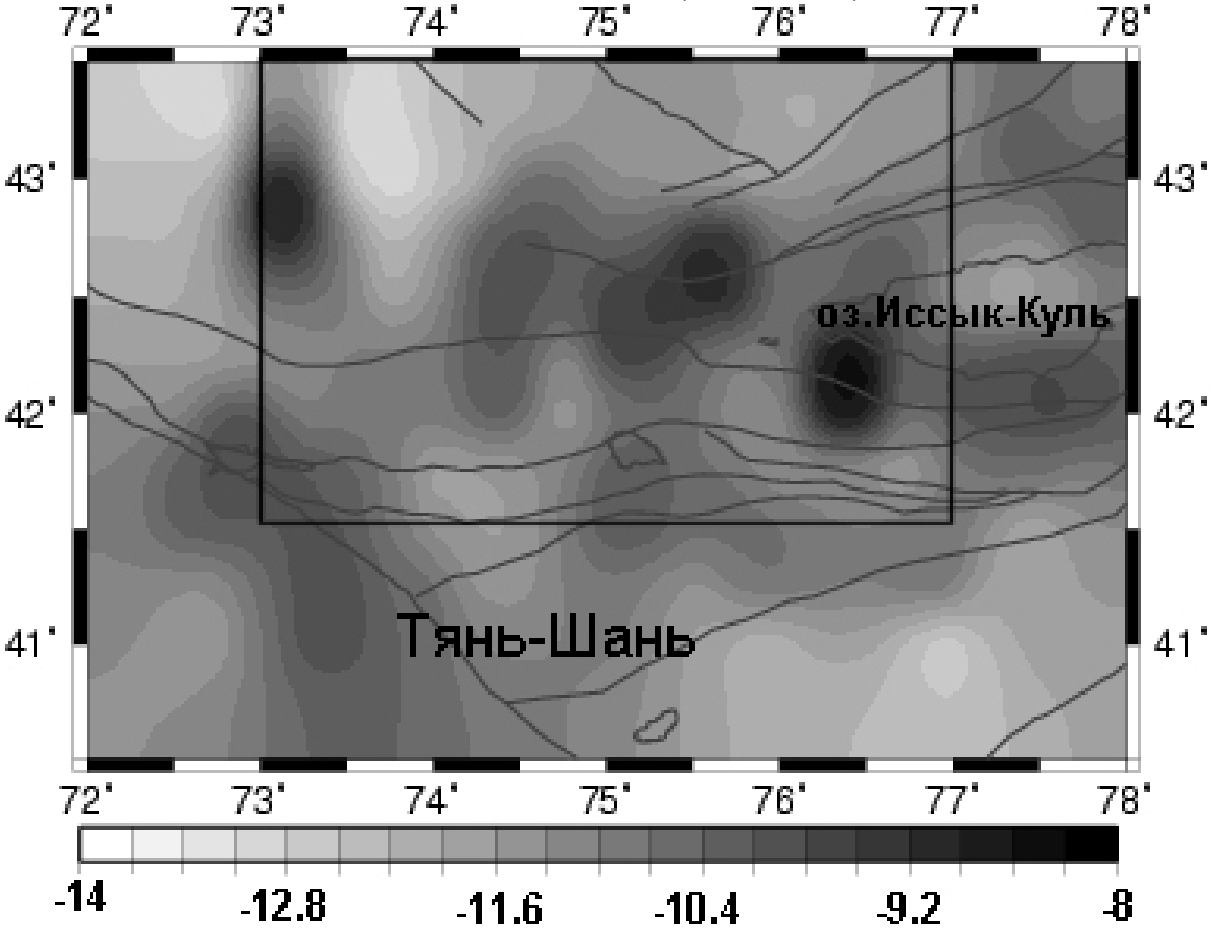


Рис. 4. Распределение интенсивности СТД на исследуемой территории. Рамка – территория БГП

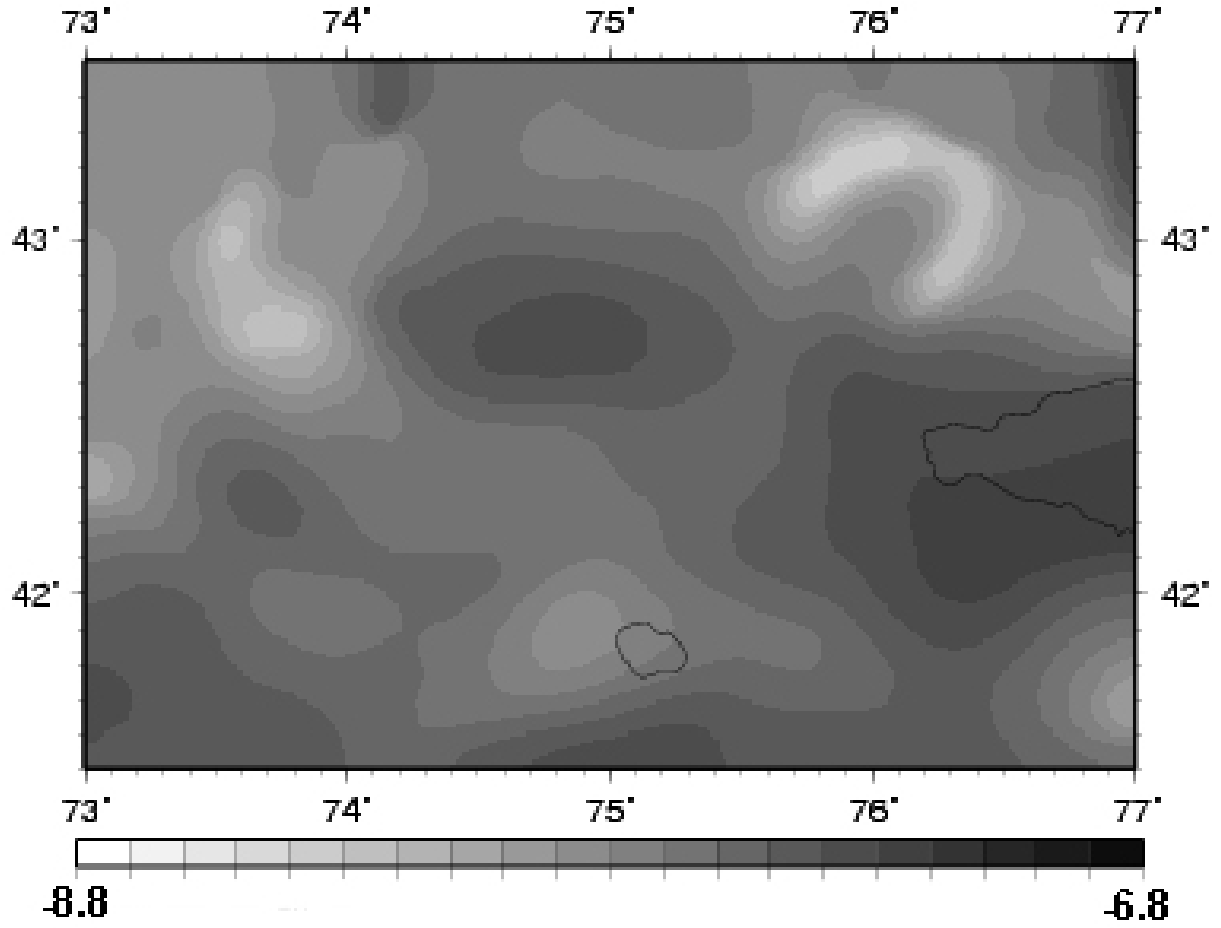


Рис. 5. Распределение интенсивности деформации на территории БГП по данным GPS

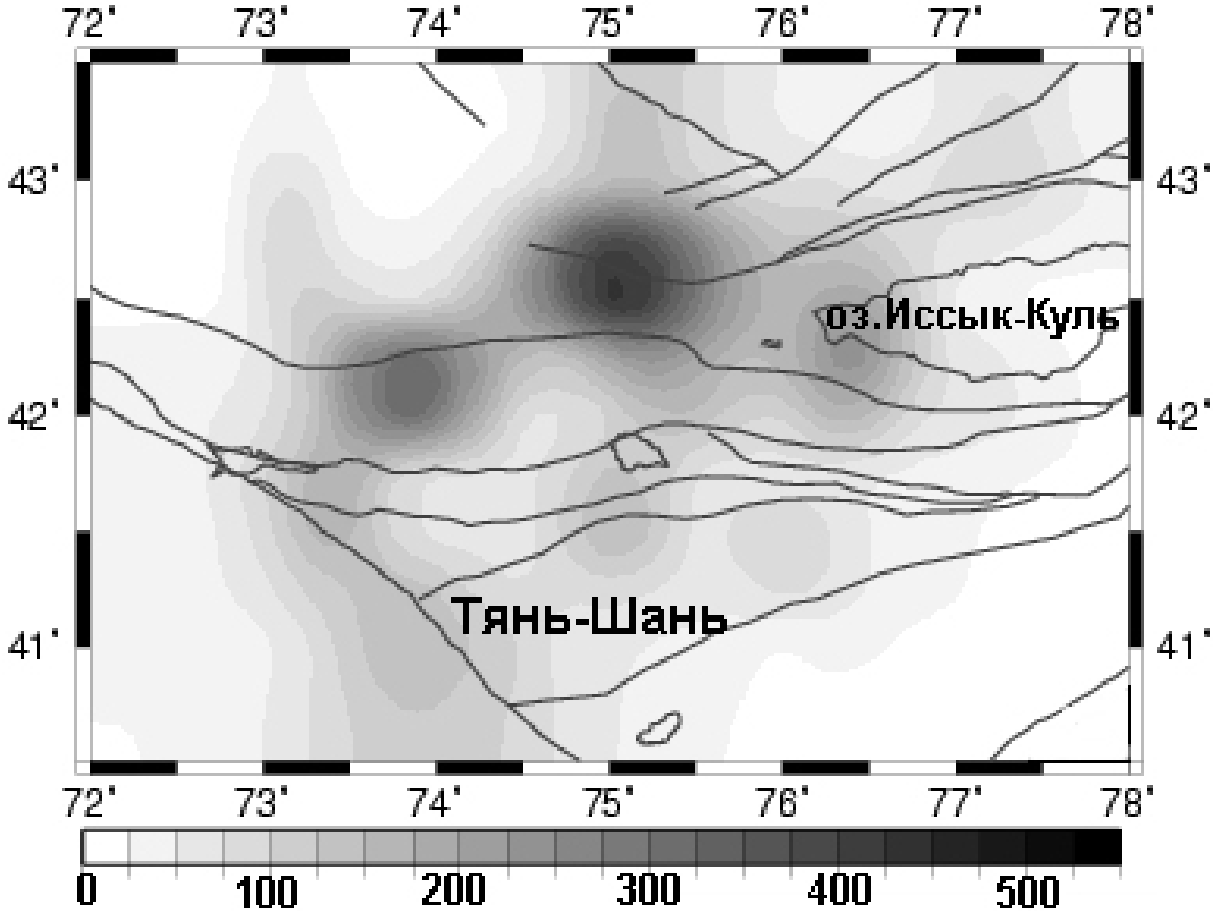


Рис. 6. Распределение количества землетрясений на исследуемой территории

лить одни и те же зоны повышенной интенсивности деформации. При этом повышенное количественное распределение сейсмичности, полученное тем же динамических подходом, отмечается в достаточно узкой полосой и проявляется в зоне Киргизского хребта, Суусамырской впадины и юго-западной части прибрежной части озера Иссык-Куль (рис. 6).

Региональные разломы, отмеченные на карте распределения интенсивности деформации, пересекают центральные части зон интенсивности – зону Киргизского хребта и Кочкорской зоны. Это обстоятельство свидетельствует о том, что в определенные моменты времени активизируются некоторые участки разломных зон. Для исследуемого периоды времени это оказались участки разломов, проходящие через вышеуказанные активные зоны.

Насколько сохраняется такая картина распределения интенсивности деформации во времени? Каталог KNET содержит данные по сейсмичности за 14 лет и включает в себя более 6 тысяч сейсмических событий. Этого достаточно, чтобы можно было проследить, как скорость деформации изменяется во времени по каждой из выше отмеченных зон. Для чего по каждой из выделенных зон были определены значения интенсивности деформации и количество землетрясений за каждый отдельный год с 1994 по 2007. Согласно полученному результату анализу в последние годы происходит повышение значений среднегодовой интенсивности деформации. Для более яркой визуализации этого явления построены временные ряды $\mathrm{Log}(I_\Sigma)$, поскольку разброс значений интенсивности отличается на порядки в отдельные моменты времени, и распределение количества землетрясений.

На рис. 7, a и рис. 7, b представлены кривые изменения $\mathrm{Log}(I_\Sigma)$ и количества землетрясений для Южной и Северной зоны исследуемой территории. По каждой из представленных кривых построены линейные тренды, которые наиболее ярко демонстрируют характер изменения и позволяют отметить, что интенсивность деформации Северной зоны возрастает активнее, чем Южной. При этом тренды кривых изменения сейсмичности практически не имеют наклона. Это демонстрирует отсутствие связи между интенсивностью деформации и количеством землетрясений, т.е. она зависит только от качественной характеристики землетрясений, произошедших в исследуемом объеме.

Отдельно логарифм интенсивности по составляющим зонам северной и южной части исследуемой территории представлены на рис. 8, a и рис. 8, b. Наличие угла положительного наклона у каждого из линейных трендов $\mathrm{Log}(I_\Sigma)$ показывает, что интенсивность деформации возрастаетсо временем для всех исследуемых зон, при этом величина этого наклона отличаются от зоны к зоне. Максимальный наклон имеют распределения построенные для Кочкорской зона и зоны Киргизского хребта. Эти зоны, характеризуются тем, что в последнее время на них произошли достаточно значимые землетрясения.

Список землетрясений с $K > 13$, которые произошли на исследуемой территории за исследуемое время свидетельствует о том, что почти все из них, за исключением одного, произошли в этом столетии. Это является еще одним свидетельством того, что в последние пять лет, происходит повышение интенсивности сейсмотектонических деформаций на локальной территории, контролируемой сейсмической сетью KNET.

Дальнейшие исследования интенсивности проведены для зон, которые характеризуются различными режимами СТД [Сычева и др, 2005] (рис. 1), и координаты которых представлены в таблице 1. Там же представлены значения интенсивности, логарифма интенсивности и количество землетрясений, которые произошли на данной территории за исследуемое время.

Изменение логарифма интенсивности деформации и количества землетрясений для Восточной и Западной зоны во времени представлены на рис. 9.

Как видно из рисунка наиболее интенсивно процесс деформации протекает в восточной части территории внутри сети KNET и об этом свидетельствует более крутой угол наклона тренда $\mathrm{Log10}(I_\Sigma)$.

В результате выполненного исследования определено, что последнее десятилетие действительно характеризуются повышенной сейсмической активностью, что в свою очередь вызвано повышением активности геодинамических процессов, протекающих в земной коре Тянь-Шаня. При этом возрастание интенсивности деформации в той или иной степени отмечены по всем исследуемым зонам и наиболее ее высокий уровень отмечается в восточной зоне Киргизского хребта и Кочкорской впадины. Минимальной интенсивностью деформации в северной части исследуемой территории характеризуется зона Суусамырской впадины, что является логичным. Поскольку именно в этой зоне произошло Суусамырское землетрясение ($M = 7.3$)[Кучай и др, 2002], что привело к разрядке накопленных напряжений и вся слабая сейсмичность, которая проявлялась в 90-годы в этой зоне, была связана с афтершоковым процессом (перераспределение напряжений).

Полученные результаты по данным каталога KNET показало, что для исследуемого периода характерно повышение уровня интенсивности деформации во времени и позволило отметить наиболее активные зоны. Насколько зоны с повышенным значением интенсивности стационарны во времени?

Для исследования этого вопроса были использованы сейсмологические данные института сейсмологии НАН КР за 1980-1993 гг. Полученная картина интенсивности деформации за этот период на исследуемой территории представлена на рис. 10, a, на которой выделяется одна зона максимальных деформаций и эта зона Суусамырского землетрясения 19 августа 1992 года с магнитудой 7.3. Для того чтобы получить фоновое распределение интенсивности деформации из каталога были исключены события с M > 6 (K = 15). Тогда фоновое распределение интенсивности деформации позволило отметить зоны максимального ее проявления. Полученная картина достаточно отличается от той, что изображена на рис. 4. Это является ответом на поставленный вопрос. Центры интенсивности деформации перемещаются по площади в различные этапы времени. Примечательно, что зонам повышенной интенсивности на рис. 10, b. соответствуют зоны пониженной интенсивности в предыдущий этап времени. Поскольку в предыдущих исследованиях было отмечено повышение интенсивности деформационного процесса в последние годы, то для исследования критерия трещиноватости были использованы данные сети KNET за 1998-2007 гг. Исследование параметра сейсмогенных разрывов проведено по тем же зонам, которые были выделены и описаны выше.

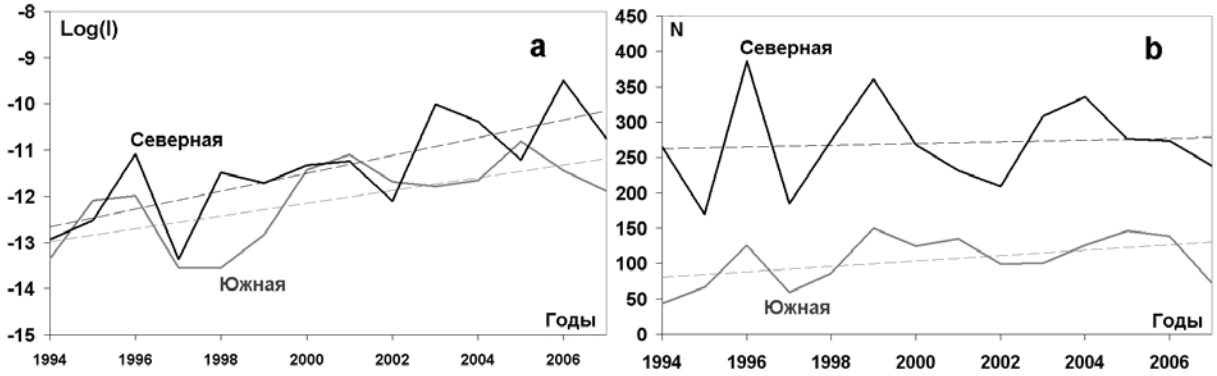


Рис. 7. Изменение логарифма интенсивности и количества землетрясений во времени для Южной и Северной зоны исследуемой территории

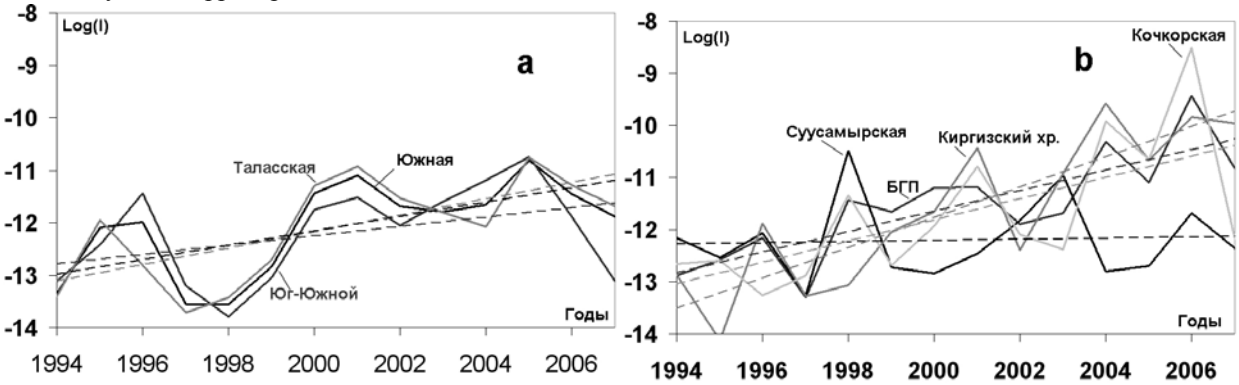


Рис. 8. Изменение логарифма интенсивности во времени для зон Южной (a) и Северной (b) части исследуемой территории

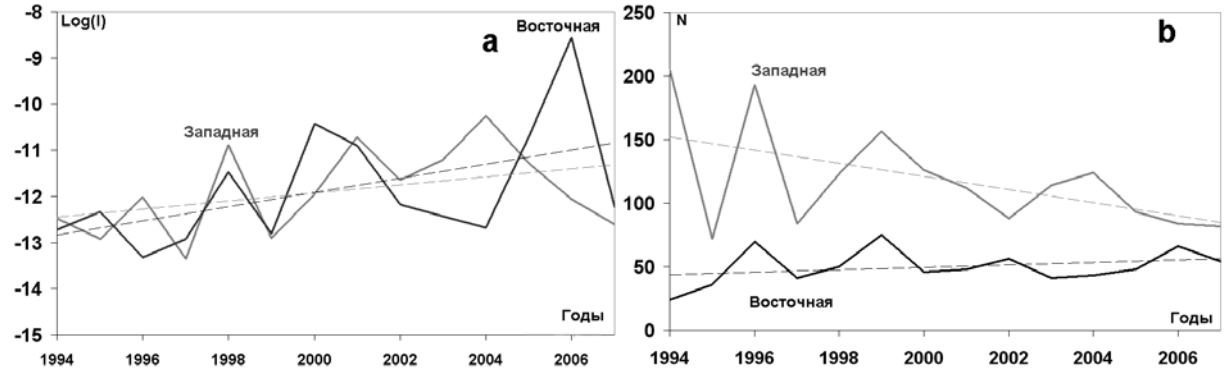


Рис. 9. Изменение логарифма интенсивности (a) и количества землетрясений (b) для зон территории внутри сети KNET

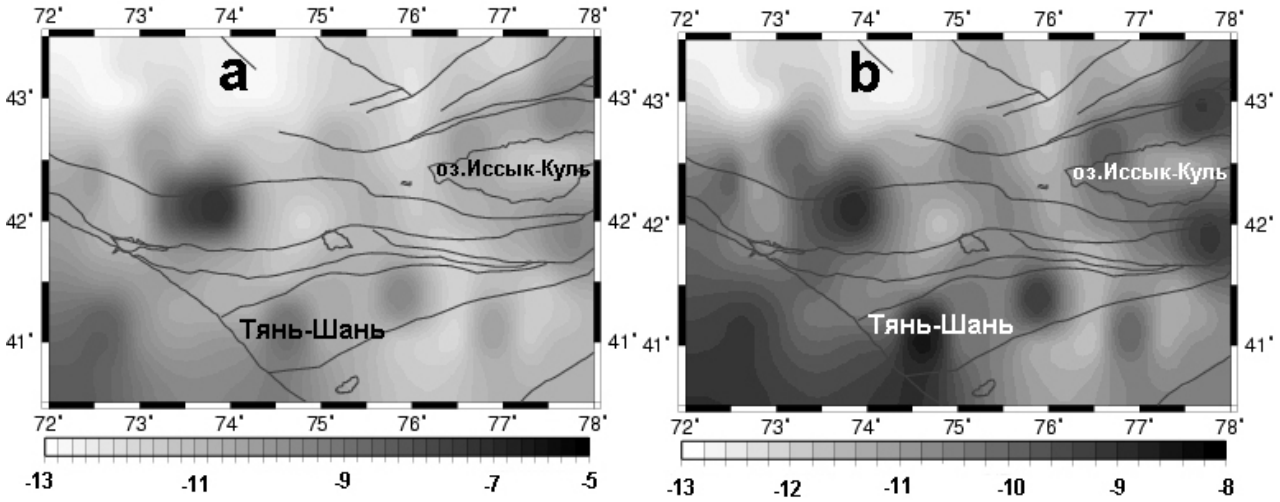


Рис. 10. Распределение интенсивности СТД по данным каталога ИС НАН КР за 1980-1993 (включая Суусамырское землетрясение) (a) и для событий с M<6 (b).

Отмеченное выше повышенное значение интенсивности деформации для зон северной части исследуемой территории вызывает особый к ним интерес при исследовании коэффициента трещиноватости. На этом основании отдельно исследованы составляющие блоки, входящие в Северную зону и полученные результаты представлены на рис. 11, a.

Отмечено следующее: режим деструкции материала для составляющих зон северной части значительно отличаются друг отдруга по скорости приближения к критическому значению. Особый интерес представляют Суусамырская зона, зона Киргизского хребта и Кочекорская зоны.

Наиболее высокий уровень деструкции материала для Суусамырской зоны наблюдается в 90-е годы, которые характеризуется потоком афтершоковых событий Суусамырского землетрясения. В настоящее время скорость изменения параметра трещиноватости носит более устойчивый характер по отношению к соседним зонам. Наиболее высокий уровень деструкции материала, на современном этапе, характерен для зоны Киргизского хребта и Кочкорской зоны. Каждая из этих зон развивалась по-своему в 90-годы, и в настоящее время они ведут себя синхронно.

Отличие режимов СТД для Западной и Восточной зоны выражается и в изменении параметра трещиноватости для этих зон (рис. 11, b). Более высокий уровень деструкции характерен для Западной зоны до 2000 года. В 2000-е – годы наиболее высокий уровень деструкции характерен для Восточной зоны. На этой территории за 2004-2007 гг. произошло несколько землетрясений с K > 13. По физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов носит кумулятивный характер и определяет условие неустойчивости. Каждый сейсмоактивный объем V_j (или группа объемов) проходит свой сейсмический цикл, начиная от стадии накопления тектонических деформаций до стадии сбрасывания напряжений в результате произошедшего землетрясения, сопровождающегося афтершоками или, возможно, без них. Приведенные выше графики не доходят до критического значения, отмеченного в различных источниках [Завьялов, 2006].

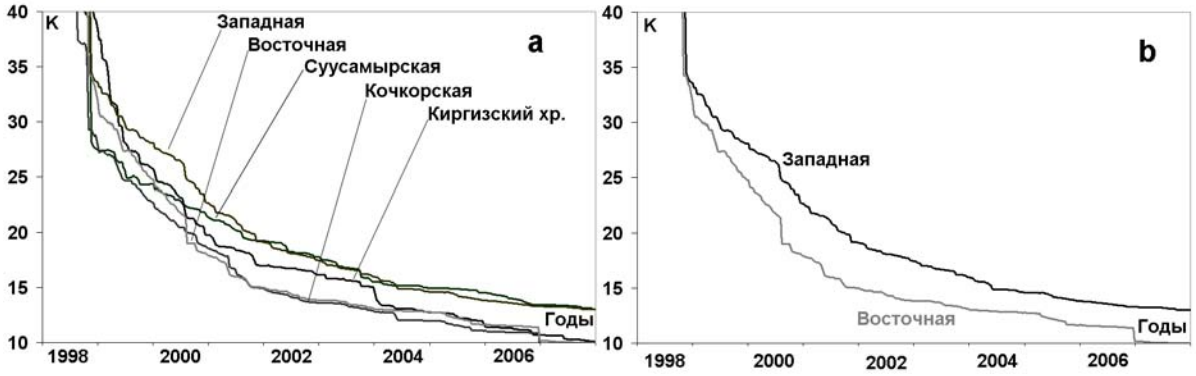


Рис. 11. Изменение коэффициента трещиноватости: a – по зонам северной части; b – о Западной и Восточной части исследуемой территории

На графиках нет достаточно четко выраженных аномалий, которые также оцениваются, как предвестники сильных землетрясений. Хотя ближе всех к критическому состоянию приближаются Восточная и Кочкорская зона исследуемой территории. Скачкообразные изменения исследуемого параметра также характерны для этих же зон. А в целом полученные результаты можно объяснить следующими соображениями: либо проявился небольшой по времени период наблюдений, либо в исследуемом объеме состояние среды еще достаточно далеко до возникновения сейсмогенных разрывов, соответствующих сильным землетрясениям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования проведена оценка параметров, характеризующих протекание геодинамических процессов в земной коре Тянь-Шаньского региона: интенсивности деформации и параметра сейсмогенных разрывов. Полученное значение интенсивности для Южной части исследуемой территории, и ее составляющих зон имеет порядок 10^{-11} год$^{-1.}$ На порядок выше значение интенсивности деформации характерно для Северной части исследуемой территории, и ее составляющих – зона Киргизского хребта, БГП. Выделены зоны, имеющие максимальную интенсивность деформации и зоны, характеризующиеся быстрым темпом накопления трещин в неоднородной среде – Восточная и Кочкорская зона. Такое поведение зон можно объяснить расположением этих зон в зоне сочленения Тянь-Шаньского орогена и Казахской платформы.

Авторы признательны С.Л. Юнга за регулярные обсуждения, которые внесли важный вклад в данную работу. Настоящее исследование осуществлено частично благодаря проекту по Программе № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН «Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно – вычислительной среды на основе технологий GRID» и гранту РФФИ № 07-05-00687а.

ЛИТЕРАТУРА

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 254 с.

Кучай А.О., Муралиев А.М., Абдрахматов К.Е., Дельво Д. Дучков А.Д. Суусамырское землетрясение 1992 года и поле деформаций афтершоковой последовательности //Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 11. С. 1038-1048.

Лукк А.А., Юнга С.Л. Сейсмотектоническая деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24-43.

Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент// Исследование по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9-27.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии // Избр. тр. М.: Наука. 1985. 408 с.

Соболев Г.А., Завьялов А.Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 1. С. 69-71.

Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62-78.

Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Макаров В.И. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня //Физика Земли. 2008. № 5. С. 3-15.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОРИЕНТИРОВКИ ТРЕЩИННЫХ СИСТЕМ И ОСЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

А.И. Тимурзиев

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

Резюме. По результатам изучения структур горизонтального сдвига (СГС) обоснованы новые кинематические принципы интерпретации трещинных систем[1], разработана методика сквозных (рельеф-фундамент) реконструкций напряженно-деформированного состояния (НДС) на основе структурно-кинематического анализа разломов фундамента и осадочного чехла по данным сейсморазведки 2Д/3Д и анализа линеаментов. Для осадочных бассейнов (ОБ) Северного полушария выполнены реконструкции НДС земной коры и их тектонофизическая интерпретация, установлены закономерности пространственной организации трещинных систем и осей сдвигового поля палео- и новейших напряжений.

Фактический материал. Результаты анализа трещинных систем и реконструкций НДС земной коры основаны на интерпретации авторского материала по ОБ Северного полушария, включающего: Восточно-Европейскую (Прикаспийская впадина) и Северо-Африканскую (бассейн Иллизи) докембрийские платформы; Туранскую (Южно-Мангышлакский прогиб и Бузачинский свод) и Западно-Сибирскую (Надым-Пурская и Пур-Тазовская синеклизы) эпигерцинские плиты; Тихоокеанский тектонический пояс (Зондский шельф Вьетнама).

Методика исследований. Основы структурно-геоморфологического метода реконструкций НДС земной коры заложены нами в начале 80-х годов [Тимурзиев, 1981, 1983, 1984] при комплексировании геолого-геофизических данных, дистанционных, полевых и структурно-геоморфологических исследований на Мангышлаке и окончательно оформлены к середине 80-х [Тимурзиев, 1985, 1985, 1989, 2009] для прогноза трещинно-разрывных зон новейшего растяжения при поисках и разведке залежей УВ с трещинными коллекторами. На новом этапе возможности метода существенно расширены за счет включения в комплекс исследований данных сейсморазведки 3Д [Тимурзиев, 2004, 2007]. Важность этого определяется качественно новым кинематическим типом разрывных структур (отрывы), картируемых в чехле сейсморазведкой 3Д в отличие от сейсморазведки 2Д (сколы).

В основе реконструкций НДС земной коры анализ трещинных систем и различных структурных парагенезов, служащих индикаторами разрядки тектонических напряжений. По известному рисунку и кинематике трещинных систем решается обратная задача восстановления типа НДС и ориентировки осей напряжений. Разломы фундамента, чехла и линеаменты рельефа служат прямыми структурно-кинематическими индикаторами разрядки напряжений на различных глубинных уровнях и временных интервалах. Для изучения НДС земной коры привлекались данные по азимутальному распределению разломов. История развития разломов изучалась путем восстановления кинематики движений (вертикальных и горизонтальных), анализа углов скола в системе материнский сдвиг – оперяющий сброс, выраженных в углах встречи оперяющих разломов к плоскости сдвига в фундаменте и чехле.

Результаты исследований приводятся по бассейновому принципу.

Туранская плита. Анализ ориентировки трещинных систем для структурных элементов запада Туранской плиты (рис. 1) показал сходимость и сопоставимость азимутов их основных систем [Тимурзиев, 1985]. Установлено близкое простирание геологических и геоморфологических элементов в пределах единых систем азимутов СЗ 300-320°, СВ 30-40°, С 0-10°, З 270-280°, отражающие их связь с планетарной трещиноватостью (П.С. Воронов, 1968; С.С. Шульц, 1973). На основе сопоставления ориентировки разломов фундамента, складчато-разрывных дислокаций чехла, линеаментов рельефа и трещиноватости пород был сделан вывод об устойчивости во времени направлений разрядки тектонических напряжений. Для запада Туранской плиты обоснован вывод о генетическом единстве и унаследованности процессов складко- и разрывообразования как двух сопряженных форм деформаций земной коры в едином силовом поле планетарных напряжений. Результаты получены в эпоху двухмерной (плоской) геологии и не позволяли судить о динамике НДС земной коры во времени.

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

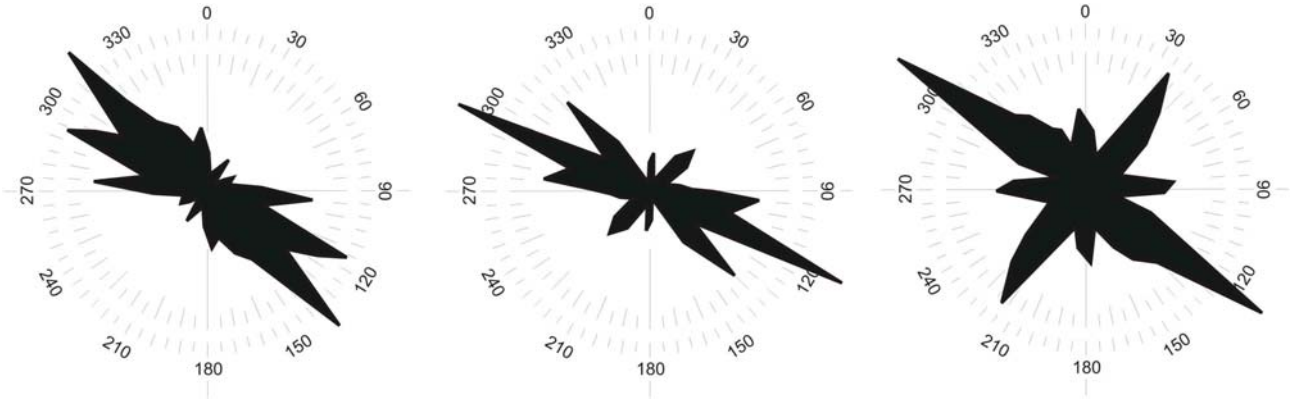


Рис. 1. Запад Туранской плиты. Розы-диаграммы простираний: а – осей гравимагнитных аномалий и осей мезозойско-кайнозойских структур (осадочный чехол); б – разрывных нарушений; в – линеаментов рельефа

На примерах локальных структур Мангышлака [Тимурзиев, 1985, 1989] методом кинематического анализа сопряженных систем трещин установлена постоянная северо-западная ориентировка (азимут 280° и 315°) оси максимальных сжимающих напряжений новейшего времени. Скачок в 35°, равный углу скалывания и закономерно связанный с простиранием триасовой (300-320°) и юрской (270-290°) складчатости, объясняется различной ориентировкой осей структур, перераспределением и приспособлением осей напряжений к простиранию структур.

Бассейн Иллизи. В строении палеозойского чехла бассейна Иллизи (Северо-Африканская докембрийская платформа), сейсморазведкой 3Д выделены кулисные системы оперяющих сбросов на региональных разломах фундамента Tak Fault System и Gara Tasselit (рис. 2).

Активизированные на новейшем этапе развития бассейна Иллизи и формирующие сложный структурный парагенезис, эти разломы впервые интерпретированы нами в терминах сдвиговой тектоники. На диаграммах видно (рис. 2), что сейсморазведка 2Д картирует сдвиги в фундаменте и чехле (сколы) одного СВ (20-40°) сечения. По данным сейсморазведки 3Д разломы чехла (отрывы) и фундамента (сколы) косо ортогональны, при этом на участке Tak Fault в фундаменте выражена только СЗ (280-300°) система сколов, а на участке Gara Tasselit – только ССВ (10-30°) система. Эти два сечения в соответствии с правилом сопряженных пар сколов идентифицируют субширотный отрыв (ВСВ 60-80º), который закартирован сейсморазведкой 3Д в чехле в виде оперяющих кулис горизонтальных сдвигов Tak Fault и Gara Tasselit. Максимум линеаментов рельефа (СЗ 310-330º) не совпадает с сечениями сдвигов по данным 2Д и 3Д. Совпадение с сечением трещин по замерам в скважинах (FMI) характеризует линеаменты как молодые сколы, очевидно уже современного поля напряжений, при этом сечение отрыва, совпадающее с субмеридиональной осью сжатия, образует угол $\alpha \leq 45^{\circ}$ с осью главных касательных напряжений и сечением главного скола (СЗ 310-330º). Реконструкции дают следующие сечения главных нормальных и касательных напряжений, связанных со сдвиговым типом[2] новейшего времени развития бассейна Иллизи (рис 2): σ_1 – максимальные главные нормальные сжимающие напряжения ВСВ 70° (±10°); σ_2 – средние нормальные напряжения; σ_3 – минимальные главные нормальные сжимающие напряжения ССВ 340° (±10°); τ_{max} – главные тангенциальные правосдвиговые напряжения ССВ 20° (±10°). Динамопара главного сдвига ЗСЗ 290° (±10°) имеет левую кинематику и не картируется сейсморазведкой 2Д.

Бассейн Кыу-Лонг. Изучение геометрии и кинематики разломов и их тектонофизическая интерпретация на примере бассейна Кыу-Лонг (Зондский шельф Вьетнама) позволило выделить в фундаменте и чехле устойчивые долгоживущие сечения, связанные с проявлением горизонтальных сдвигов фундамента СВ простирания (20-40°), и два разновозрастных сечения оперяющих кулисных сбросов в фундаменте (ВСВ 60-80°) и чехле (ССЗ 340-350°), сформированные в условиях разрядки напряжений на завершающих этапах киммерийского и альпийского тектогенеза (рис. 3). При стабильном положении и активном сечении сдвигов фундамента I-III квадрантов (СВ-ЮЗ), формирование кулисных сбросов в

[2] $\sigma_1(x)>\sigma_2(z)>\sigma_3(y)$. Принято следующее правило расстановки знаков: сжимающие напряжения имеют положительный знак. Положение и индексация осей напряжений ($P_{бок}^{max} = \sigma_{max} = \sigma_1$; $P_{гор} = \sigma_{avr} = \sigma_2$; $P_{бок}^{min} = \sigma_{min} = \sigma_3$, где оси – σ_1 и σ_3 субгоризонтальны, ось σ_2 – субвертикальна) характеризует сдвиговый тип поля напряжений.

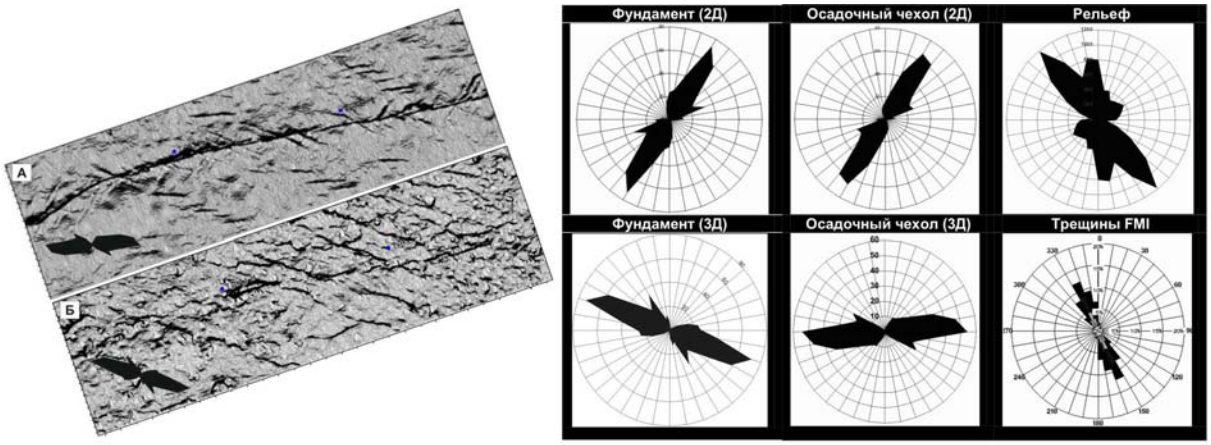


Рис. 2. Бассейн Иллизи. Горизонтальный сдвиг фундамента Tak Fault по данным сейсморазведки 3Д на картах кривизн: А) палеозойского чехла (кембро-ордовик), Б) докембрийского фундамента. Розы-диаграммы простирания различных типов трещинных систем чехла, фундамента и рельефа в зависимости от метода изучения

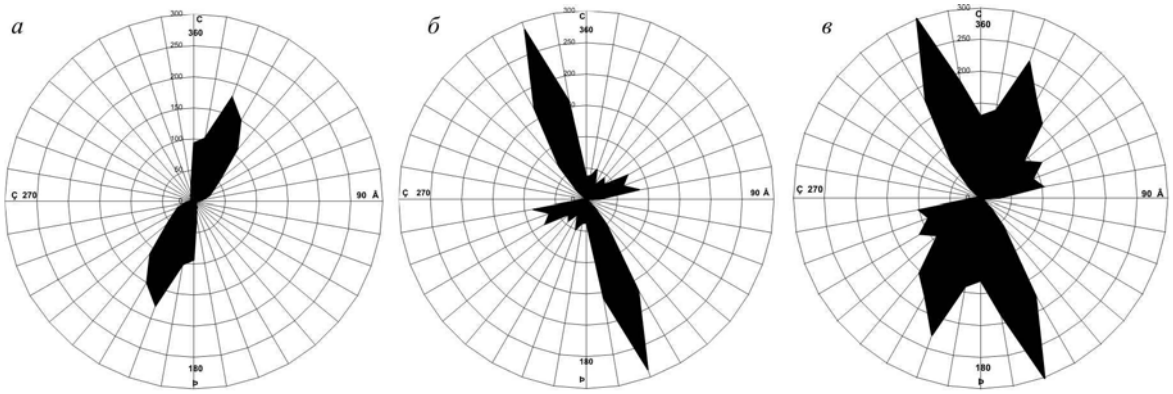


Рис. 3. Бассейн Кыу-Лонг, месторождение Белый Тигр. Розы-диаграммы простирания разломов по данным сейсморазведки 3Д: *а* – фундамента (3500-4800 м); *б* – осадочного чехла (2000-3500 м); *в* – сводная диаграмма простирания разломов фундамента и осадочного чехла (2000-4800 м)

фундаменте объясняется субширотной правосдвиговой палеотранспрессией (киммерийский этап), а в чехле – субмеридиональной левосдвиговой транспрессией (альпийский этап). Для сопряженной динамопары сдвигов II-IV квадрантов (ЮВ-СЗ) формирование оперяющих сбросов в фундаменте объясняется субширотной левосдвиговой палеотранспрессией, а в чехле – субмеридиональной правосдвиговой транспрессией (альпийский этап). Диагональные сдвиги характеризуются разнонаправленными во времени движениями. Реверсная природа сдвигов фундамента и миграция осей напряжений, установленная для бассейна Кыу-Лонг, объясняется сменой геодинамических обстановок и ориентировки осей напряжений в процессе структурообразования. В этой связи кинематика разломов рассматривается во временном аспекте, в динамике изменения НДС земной коры, а не как статическое явление.

Реконструкции дают ортогональные сечения действия главных нормальных напряжений и встречные (реверсные) направления действия касательных напряжений на завершающих этапах мезозойской и кайнозойской складчатости.

I. *Палеонапряжения (досреднемиоценовое поле напряжений)*: σ_1 – максимальные главные нормальные сжимающие напряжения, азимут простирания СВ 60-80°; σ_3 – минимальные главные нормальные сжимающие напряжения, азимут простирания ССЗ 340-350°; σ_2 – средние нормальные сжимающие напряжения; τ_{max} – максимальные главные тангенциальные напряжения (ССВ 20-40°), правосторонняя широтная палеотранспрессия. Динамопара главного сдвигового сечения (СЗ 290-310°) имеет левую кинематику.

II. *Неонапряжения (послесреднемиоценовое поле напряжений)*: σ_1 – максимальные главные нормальные сжимающие напряжения, азимут простирания ССЗ 340-350°; σ_3 – минимальные главные нормальные сжимающие напряжения, азимут простирания СВ 60-80°; σ_2 – средние нормальные сжимающие напряжения; τ_{max} – максимальные главные тангенциальные напряжения (ССВ 20-40°) левосторонняя меридиональная транспрессия. Динамопара главного сдвигового сечения (СВ 290-310°) имеет правую кинематику. В соответствии с таким распределением осей напряжений происходило развитие горизонталь-

ных сдвигов диагональной системы на завершающих этапах тектонофаз мезозоя и кайнозоя.

Западная Сибирь. На рис. 4 показано положение вторичных структур разрушения (кулисного оперения) чехла над проекцией плоскости горизонтального сдвига фундамента для систем диагональных (СЗ и СВ) и ортогональных (С-Ю и В-З) сколов в условиях разрядки новейшего сдвигового поля напряжений, ориентировка осей напряжений и кинематика сдвигов (ПС – правый, ЛС – левый). Ниже приводится перечень месторождений, осложненных СГС с различным типом кинематики сдвиговых деформаций, согласно рис. 4.

А – правый СЗ сдвиг: Еты-Пуровское (север), Вынгаяхинское (юг), Вынгапуровское (запад, юго-запад), Губкинское, Северо-Губкинское, Восточно-Комсомольское (фрагмент), Южно-Харампурское, Новогоднее, Сев.-Харампурское, Фестивальное, Самотлорское, Мессояхский вал; *Б – левый СВ сдвиг*: Губкинское (восток), Еты-Пуровское (юг), Северо-Комсомольское (фрагмент), Западно-Комсомольское, Ярайнерское, Северо-Харампурское, Вынгаяхинское (север), Вынгапуровское (юг), Метельное, Русское, Кынское, Верхне-Часельское, Усть-Часельское, Новоаганское, Бахиловское, Хохряковское, Северо-Хохряковское, Верхне-Коликъеганское, Мало-Сикторское, Мессояхский вал; *В – левый СЗ сдвиг*: нет примеров; *Г – правый СВ сдвиг*: Северо-Комсомольское; *Д – левый СЮ сдвиг*: Северо-Комсомольское (фрагмент), Вынгапуровское (север, центр), Ново-Часельское; *Е – правый СЮ сдвиг*: Барсуковское (запад); *Ж – левый ВЗ сдвиг*: Барсуковское (север), Восточно-Комсомольское; *З – правый ВЗ сдвиг*: нет примеров.

Как видно, подавляющее число примеров СГС на месторождениях Западной Сибири связано со сдвигами фундамента диагональной сети. Будучи структуроформирующими, СЗ разломы повсеместно имеют правосдвиговую, а СВ – левосдвиговую кинематику. Удивительным открытием, обоснованным нами массовыми примерами по Западной Сибири, стало обнаружение единой для всех СГС (независимо от типа осложняющих структур и простирания сдвига) субмеридиональной ориентировки оперяющих кулис чехла. Единственным исключением из правила является Северо-Комсомольское месторождение, основной СВ сдвиг которого осложняет сложная сеть кулис меридионального и широтного простирания, при этом последняя является единственной на уровне кровли верхнего мела.

Идентифицируя положение оси максимальных нормальных сжимающих напряжений, кулисные системы оперения сдвигов фундамента позволили установить субмеридиональное направление вектора регионального сжатия для новейшего сдвигового поля напряжений севера Западной Сибири. Этот вывод подтвердили наши многочисленные реконструкции НДС земной коры по результатам интерпретации сейсморазведки 3Д. Этот вывод подтвержден и более поздними прямыми определениями ориентировки осей напряжений по результатам записи пластового микроимиджера в скважинах, мониторинга процесса гидроразрыва пластов сейсмическими методами, исследованиями на ориентированном керне (О.А.Чащин, 2006).

По данным овализации ствола скважин и изучения техногенных трещин, промысловым данным и лабораторным исследованиям ориентированных образцов керна преимущественное развитие трещин после гидроразрыва пластов на месторождениях УВ Западной Сибири происходит по азимуту 340-350° (Р.Н. Мухаметзянов и др., 2006).

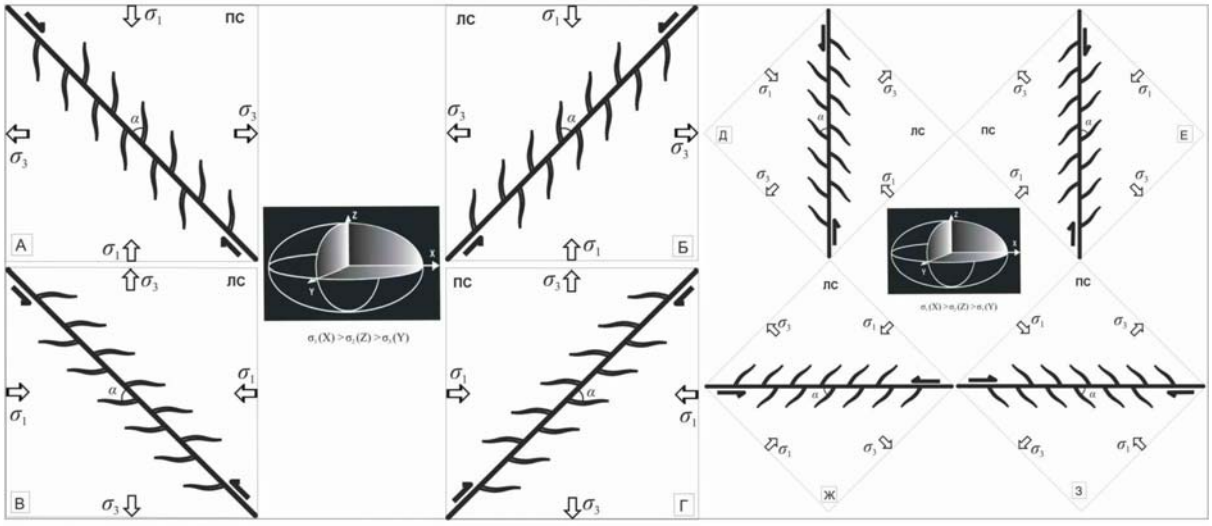


Рис. 4. Варианты соотношений систем кулисных сбросов осадочного чехла с плоскостью горизонтального сдвига в фундаменте для парагенеза материнский сдвиг – оперяющий сброс

Выводы по меридиональной ориентировке разломов осадочного чехла Етыпуровского и Вынгапуровского валов (структурные элементы 1-го порядка), контролирующие крупнейшие месторождения Надым-Пуровской синеклизы (Новогоднее, Еты-Пуровское, Ярайнерское, Вынгапуровское, Вынгаяхинское), подтверждают последние данные (рис. 5).

Крайние значения азимутов простирания разломов фундамента для динамопар сдвигов СВ (20-50°) и СЗ (300-340°) образуют двойной угол скола (2α), величина которого не превышает 90° (80° и 70°). Этот факт доказывает субмеридиональное положение оси максимальных нормальных сжимающих напряжений σ_1 при формировании разломов осадочного чехла севера Западной Сибири. С учетом диапазона изменения min и max значений азимутов простирания оперяющих кулис чехла и величины угла скола $\alpha \leq 45°$, ось σ_1 не может выйти из крайних значений (ССЗ 340° – ССВ 15°) сектора меридионального сжатия (рис. 6). Т.о., ось максимального сжатия σ_1 в пределах севера Западной Сибири испытывала флуктуации относительно меридиана с дискретом в диапазоне 15±5° (рис. 5, 6). Диапазон крайних значений азимутов простирания кулисных разломов составляет 35°, что указывает на скачкообразные изменения в положении осей напряжений с шагом, кратным углу скола.

Анализ показал, что активизация правого или левого сдвига определяется углом встречи плоскости сместителя с осью σ_1, что связано в свою очередь с двумя переменными в координатах пространства: 1) азимут простирания разлома и 2) азимут простирания оси σ_1. Одно из направлений динамопары сдвига (рис. 6) в силу несимметричного положения оси сжатия σ_1, приобретает доминирующую сдвиговую компоненту за счет меньшего угла скола ($\alpha_1 < \alpha_2$) грани деформационной ячейки с осью сжатия σ_1. При меньшем угле скола требуется меньшее касательное усилие для преодоления предела прочности пород на скол, начала пластической деформации пород, хрупкого разрыва и смещения смежных блоков вдоль плоскости сдвига. Сдвиг формируется за счет объединения плоскостей роя микросколов. Деформации сдвига на первичных плоскостях скола опережают на том из сечений, которое находится под меньшим углом с осью максимальных напряжений сжатия σ_1. Это в равной степени справедливо для вертикального и горизонтального сечений. То из направлений динамопары, которое получает большее тангенциальное ускорение, получает большую сдвиговую компоненту. Второе направление динамопары сколов оказывается подчиненным и морфологически представлено смещенными фрагментами активных сдвигов.

Обсуждение результатов. На рис. 6 на азимутальный круг наложены сечения сдвигов фундамента севера Западной Сибири. Разрядка напряжений для энергетически насыщенной сети разломов теоретически может быть осуществлена через разрывообразование в 8-ми азимутальных секторах (I-VIII) ортогональных и диагональных систем сколов. Темным цветом выделены сектора диагональных сдвигов для ортогональных напряжений (меридиональное сжатие – широтное растяжение и широтное сжатие – меридиональное растяжение). Светлым цветом выделены сектора ортогональных сдвигов для диагональных напряжений (СЗ сжатие – СВ растяжение и СВ сжатие – СЗ растяжение). Вокруг диагональных сечений сколов образуется поле рассеяния (структурный индеферент, $\Delta = \pm 15°$ в обе стороны от максимума), связанное с перескоком основного сколового сечения под действием ротационного режима полярного сжатия-растяжения в условиях перестройки сдвигового поля напряжений. При меридиональном сжатии активизируются сколовые сечения СВ 30° (плоскость СВ 45° между секторами I-ССВ и II-ВСВ за минусом индеферента $\Delta = -15°$) и СЗ 330° (плоскость СЗ 315° между секторами VII-ЗСЗ и VIII-ССЗ за минусом индеферента $\Delta = -15°$), приспосабливаясь к остромеридиональной геометрии ромба деформационной ячейки. При широтном сжатии активизируются сколовые сечения СВ 60° (плоскость СВ 45° между секторами II-ВСВ и III-ВЮВ за минусом индеферента $\Delta = -15°$) и СЗ 330° (плоскость СЗ 315° между секторами VII-ЗСЗ и VIII-ССЗ за минусом индеферента $\Delta = -15°$), приспосабливаясь к остроширотной геометрии ромба деформационной ячейки.

Следствием такой модели деформирования являются розы-диаграммы простирания трещинных систем и линеаментов с широкими азимутальными лучами диагональных и узкими лучами ортогональных максимумами по изученным бассейнам.

Важным наблюдением, определяемым современным взглядом на проблему и вытекающим из наших ранних исследований [Тимурзиев, 1985], является совпадение ориентировки разломов фундамента и чехла по данным интерпретации потенциальных полей и сейсморазведки 2Д. Сечениям сдвигов по данным 2Д отвечает плоскость максимальных касательных напряжений. По данным 3Д в чехле картируется одна система (максимум диаграммы) отрывов. На уровне фундамента картируется полный набор структур разрушения: две пары сколов диагональной системы и максимум отрыва на биссектрисе острого

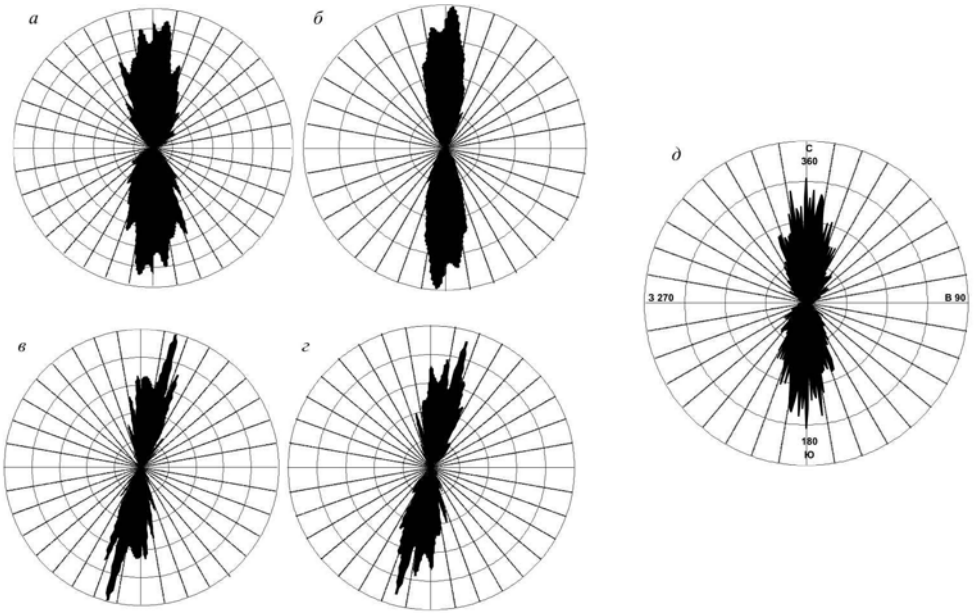


Рис. 5. Розы-диаграммы простирания разломов осадочного чехла по всей выборке месторождений по кровле горизонтов: *а* – фундамента, *б* – верхней юры, *в* – сеномана, *г* – верхнего мела; *д* – по всей выборке месторождений по всем горизонтам

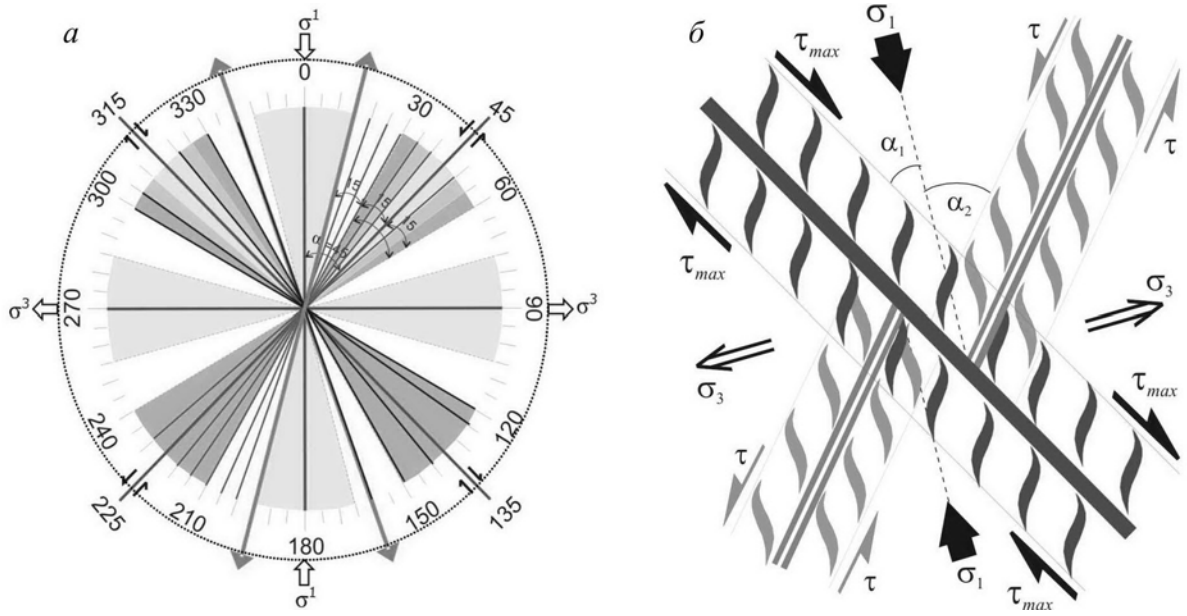


Рис. 6. Север Западной Сибири: *а* – положение сколовых сечений (СЗ 300-330º и СВ 20-50º) на азимутальном круге для энергетически насыщенной сетки разломов для сечений диагональных (45º-225º; 135º-315º) и ортогональных (0º-180º; 90º-270º) систем сколов; *б* – модель активизации правосдвиговых деформаций на теле СЗ разлома в условиях субмеридионального сжатия

угла, образуемого динамопарой сколов. По данным 3Д максимум на розах-диаграммах (сечение отрывов) совпадает с осью максимальных сжимающих напряжений, ортогонально ей выделяется ось минимальных сжимающих напряжений. По данным 3Д на основе геометрии вторичных структур разрушения восстанавливается плоскость, разделяющая блоки со встречным падением кулисных сбросов (с различной полярностью), как проекция оси горизонтального сдвига фундамента в чехле (угол между плоскостью сдвига и оперяющими кулисами равен углу скола). Эта плоскость – шовная зона сдвига по фундаменту. Ей отвечает плоскость максимальных касательных напряжений (динамопара главного сдвигового сечения выражена не всегда). Эти выводы справедливы для стационарного поля сдвиговых напряжений.

Анализ кинематики структурных парагенезов в пределах СГС ОБ Северного полушария позволил обосновать существование как минимум двух стационарных полей напряжений сдвигового типа (палео- и неотектонических) с ортогонально ориентированным положением нормаль-

ных осей (или кратных углу скола) и знакопеременными (реверсными) движениями по плоскостям сколовых сечений. Установленная устойчивость основных направлений разрядки касательных напряжений для ОБ Северного полушария позволяет расширить понятие принципа унаследованности развития тектонических структур, распространив его на поля напряжений, определяющие заложение и формирование складчатых и разрывных дислокаций. С другой стороны, полученные по данным сейсморазведки 3Д соотношения разновозрастных и разноориентированных вторичных структур разрушения, характеризуя этапы коренных перестроек структурного плана, служат основой создания динамических схем тектонического районирования на основе синтеза представлений об унаследованности и динамике геологических процессов.

Для трещинных систем Западной Сибири, Алжирской Сахары, Прикаспийской впадины, Туранской плиты и Зондского шельфа Вьетнама установлены схожие геометрические и азимутальные характеристики, а также кинематические и динамические условия развития. Имеющий место азимутальный разброс максимумов простирания основных систем разломов в диапазоне ±15°, связан со структурной неоднородностью деформируемых пород. Плоскость разломов одной системы редко бывает строго ориентирована на большом пространстве, она имеет интервальное распределение вокруг оси азимутального максимума.

Глобальным следствием полученных результатов является необходимость объяснения с позиций теории мобилизма, допускающей бессистемное, «броуновское» движение литосферных плит существование для ОБ Северного полушария двух устойчивых сдвиговых полей с единообразно (ортогонально) ориентированными осями напряжений доновейшего (субширотная палеотранспрессия, правосдвиговая для I-III квадрантов и левосдвиговая для II-IV квадрантов) и новейшего (субмеридиональная транспрессия, левосдвиговая для I-III квадрантов и правосдвиговая для II-IV квадрантов) тектонических этапов развития.

Для перевода полученных выводов в ранг закономерности для Земли необходимо: изучить параметры догерцинских трещинных систем и палеонапряжений (для рассмотренных нами ОБ, кроме бассейна Иллизи, герцинская фаза складчатости наиболее поздняя), увеличить статистику по ОБ и выполнить аналогичные исследования для ОБ Южного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

Тимурзиев А.И. Возможности структурно-геоморфологических исследований в изучении тектоники и нефтегазоносности Мангышлака // Тезисы докладов Республиканской научной конференции. Шевченко. КазНИПИнефть. 1981. С. 2-4.

Тимурзиев А.И. Структурно-тектонический анализ мегатрещиноватости Песчаномысско-Ракушечной зоны сводовых поднятий // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1983. № 7. С. 133-137.

Тимурзиев А.И. Результаты применения анализа зон разломов на Мангышлаке (на примере Песчаномысско-Ракушечной зоны). Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 78-81.

Тимурзиев А.И. Системы разрывных нарушений Мангышлака и их соотношение с планетарной трещиноватостью // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 108-118.

Тимурзиев А.И. Методика поисков и разведки залежей нефти и газа в низкопроницаемых коллекторах (на примере Южного Мангышлака) // Геология нефти и газа. 1985. № 1. С. 9-16.

Тимурзиев А.И. Обоснование структурно-геоморфологического метода прогноза локальных зон новейшего растяжения. Советская геология. 1989. № 1. С.69-79.

Тимурзиев А.И. Технология прогнозирования фильтрационной неоднородности трещинных коллекторов на основе реконструкций напряженно-деформированного состояния земной коры по результатам интерпретации сейсморазведки 3Д // Сборник докладов конференции к 75 летию ВНИГРИ. СПб.: ВНИГРИ. 2004. С. 128-139.

Тимурзиев А.И. Реконструкции напряженно-деформированного состояния горных пород по результатам интерпретации сейсморазведки 3Д (на примере Еты-Пуровского месторождения) // Доклады VIII международной конференции. М.: РГГРУ. 2007. С. 355-358.

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В НЕКОТОРЫХ ГОРНЫХ ОБЛАСТЯХ ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫМ ДАННЫМ

Р.А. Умурзаков

ГП «Геологический музей» Госкомгеологии РУз,
Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз, umrah@mail.ru

Тянь-Шань включает в себя отдельные горные области, каждая из которых имеет своеобразное геологическое строение и историю. В северо-восточной части среднеазиатского региона Таласско-Суусамырская горная область по зоне Таласско-Ферганского глубинного разлома граничит с Чаткало-Кураминской. Первая относится к области проявления каледонской складчатости домезозойской истории, а вторая – к области проявления герцинской складчатости. Несмотря на различия древней истории, их объединяет тектоническое развитие в новейшую эпоху – как область эпиплатформенного орогенеза. В пределах отмеченных горных областей Тянь-Шаня обнаружено множество следов древних землетрясений – палеосейсмодислокаций, которые в совокупности с данными о современных, составляют весьма похожую историю сейсмотектоники региона, свидетельствуя о некотором единстве современных геодинамических условий.

Произошедшие в исторически обозримое время сильные разрушительные землетрясения, и материалы их исследований, позволяют осуществить сравнительный анализ этих условий, на основе сопоставления данных кинематики и динамики очаговых зон. В работе приводятся отдельные примеры из известного множества данных о механизмах очагов и палеосейсмодислокаций разрушительных землетрясений. В Таласско-Суусамырской области – данные Сусамырского землетрясения (19.08.1992, M = 7.2), в Чаткало-Кураминской области – данные Таваксайского (06.12.1977, M = 5.0).

В пределах эпицентральных областей этих землетрясений были выполнены специальные полевые исследования по выявлению структурно-геологических особенностей и реконструкцией структурно-динамической обстановки.

Структурно-динамическая схема Таласско-Суусамырской области. Плейстосейстовая зона Суусамырского землетрясения (19.08.1992, M = 7.2) приурочена к сочленению Суусамыртау с одноименной впадиной. Современную структуру этой области представляют крупные горст-мегантиклинали Таласско-Алатауская и Киргизская, горст-антиклинали Суусамыртау и Арамзатау, разделенные Суусамырской впадиной (рис. 1). Структура осложняется разрывными нарушениями разного морфологического типа, локальными голоценовыми впадинами и более поздними деформациями, включая и палеосейсмодислокации.

Суусамырская впадина выполнена кайнозойскими (палеоген-неогеновыми и четвертичными) отложениями, представленными конгломератами, гравелитами, глинами, прослоями песчаников. По данным И. Садыбакасова [1971] общая мощность олигоцен-раннечетвертичных отложений достигает 1150 метров. Она представляет собой, вытянутую в широтном направлении грабен-синклиналь с широкой восточной и узкой западной частью.

Палеозойские образования Арамзатауской и, отчасти, Суусамырской горст-антиклиналей взброшены на молодые палеоген-неогеновые отложения южного крыла Суусамырской грабен-синклинали (рис. 1). Арамзатауское горст-антиклинальное поднятие занимает обособленное положение, отделяясь от Суусамыртауской горст-антиклинали Арамсинской грабен-синклиналью. С запада Арамзатауское поднятие и Арамсинская впадина контролируются зоной Арамсинского разлома северо-западной ориентировки (рис. 1). Последняя имеет древнее заложение, отчетливо выражена несогласным контактом разновозрастных образований. Признаки омоложения и активности разломной зоны обнаруживаются по деформациям террасовых поверхностей, ступенями и уступами в рельефе, родниковыми проявлениями. Обнаруживаются следы древних землетрясений. Разломная зона имеет большую протяженность, рассекает сооружения Таласского Алатау и Суусамыртау. В южной части по зоне разлома палеозойские породы Суусамыртау взброшены на неоген-четвертичные образования Толукской впадины. В зоне разлома обнаружены элементы левосторонних сдвигов.

Ориентировки осей напряжений локальных объемов пунктов наблюдений, полученных по данным кинематического анализа трещинных структур (методика О.И. Гущенко), относительно разнообразны (рис. 1). По ряду пунктов наблюдений (п.н. 1, 2, 4, 7, 10, 11), обрамляющих Сусамыртаускую горст-антиклиналь, и на неко

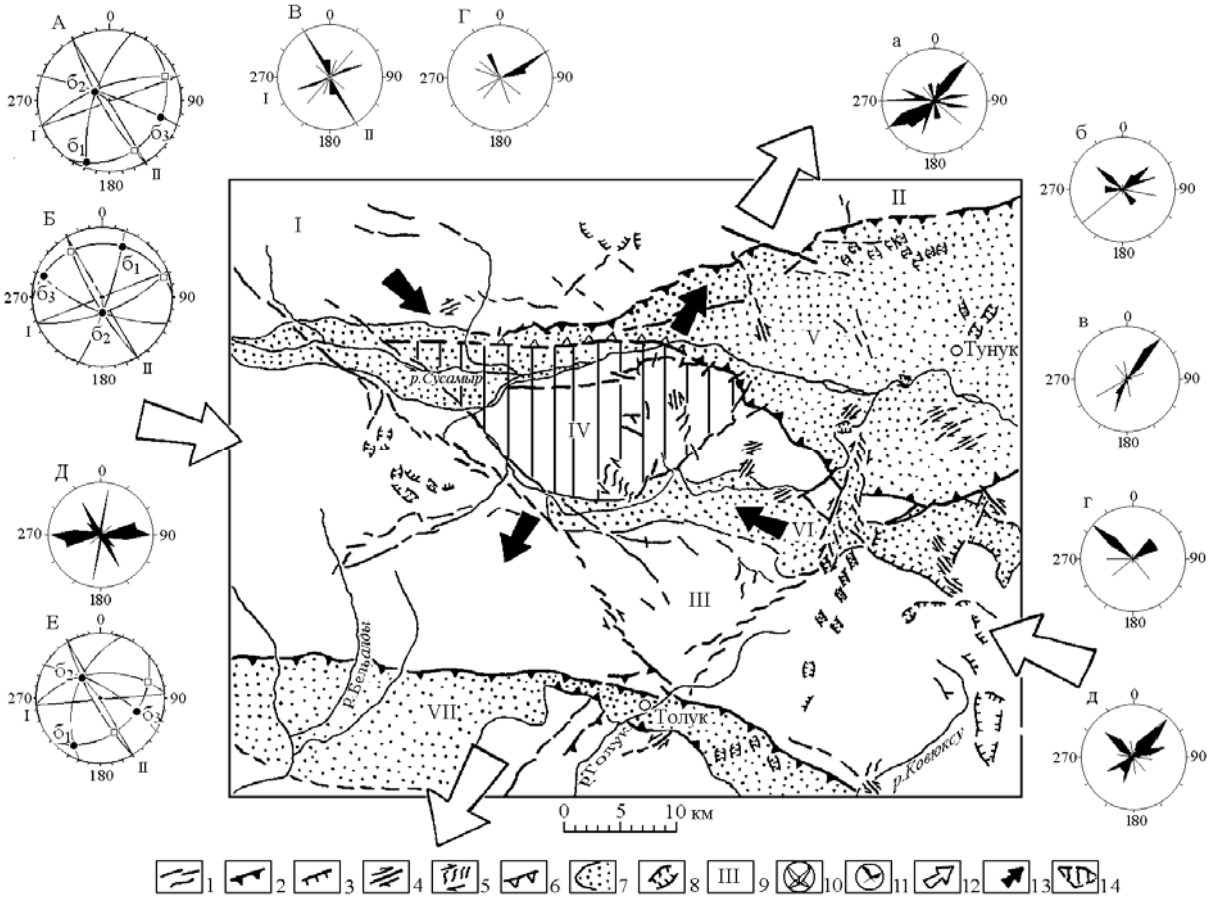


Рис. 1. Структурно-динамическая схема очаговой зоны Суусамырского землетрясения 19 августа 1992 года

Условные обозначения: Активные разрывные нарушения: *1* – сколы, *2* – взбросы, *3* – сбросы, *4* – сдвиги; *5* – сдвиговые зоны; *6* – сейсмогенный взброс Суусамырского землетрясения; *7* – мезозойско-кайнозойские впадины; *8* – локальные голоценовые впадины; *9* – складчато-блоковые геоструктуры (горст-мегантиклинали: *I* – Таласско-Алатауская, *II* – Киргизская; горст-антиклинали: *III* – Суусамырская, *IV* – Арамзатауская; грабен-синклинали: *V* – Суусамырская, *VI* – Арамсинская, *VII* – Бельалды-Толукская); *10* – диаграммы полей напряжений: ***А***, ***Б*** – среднего (второго?) ранга, эпицентральной области, ***Е*** – механизм очага землетрясения 19.08.1992 г. по сейсмогеологическим данным; *11* – розы-диаграммы: ***В***, ***Г*** – простираний и падений сколов локальных объемов пунктов наблюдений эпицентральной области; ***Д*** – первичных сейсмодислокаций землетрясения 19.08.1992 г; **а–д** : розы векторов относительных смещений висячих блоков по трещинам локальных пунктов наблюдений: **а** – взбросы, **б** – сбросы, **в** – взбросо-сдвиги, **г** – сбросо-сдвиги, **д** – сдвиги;.12 – направления внешнеприложенных к очаговой зоне усилий; 13 – элементы механизма очага землетрясения по сейсмогеологическим данным; 14 – выколовшаяся часть блока Арамзатауской горст-антиклинали

тором удалении от нее – они имеют близкие характеристики. Оси растяжения имеют северо-восток – юго-западное простирание, оси сжатия – северо-запад – юго-восточное, при субмеридиональном положении оси промежуточного напряжения.

Полученная на основе обобщения локальных данных сводная диаграмма (рис. 1, А) соответствует региональному полю напряжений. Оно характеризуется субгоризонтальной северо-западной ориентировкой оси главного нормального напряжения сжатия, северо-восточной субгоризонтальной осью напряжения растяжения и субвертикальной осью промежуточного напряжения.

В пределах Суусамырского района отмечено множество морфоструктурных элементов (зоны дробления пород с элементами сдвигов, ориентация локальных заболоченных впадин, деформации террасовых поверхностей, уступы и рытвины, палеосейсмодислокации), пространственная ориентация, условия образования и элементы кинематики которых соответствуют отмеченным динамическим условиях. Поле напряжений, отвечающее этим условиям, по-видимому, определяет и особенность проявления Суусамырского землетрясения с разрушением «сплошности» массива горных пород при мгновенном вспарывании земной поверхности, как продолжение развития взбросовых подвижек Арамзатау на Суусамырскую впадину.

Материалы обработки и анализа первичных

сейсмодислокаций Суусамырского землетрясения 19.08.1992, которые были закартированы по свежим следам [Умурзаков,1995], свидетельствуют о достоверности этих рассуждений.

На диаграммах В и Г (рис. 1) показаны сводные розы, соответственно, простираний и падений сколов локальных объемов пунктов наблюдений эпицентральной области. Роза диаграмма ориентации совокупности первичных сейсмодислокаций Суусамырского землетрясения 19 августа 1992 года приводится на диаграмме Д (рис. 1). Преобладающая широтная ориентировка соответствует магистральному разрыву, проявленному на поверхности. Другая, северо-западная, менее выраженная, является сопряженной составляющей пары. Восстановленная по данным этих двух сопряженных плоскостей сколов диаграмма напряжений представляет элементы механизма очага Суусамырского землетрясения (по сейсмогеологическим данным). Обращает на себя внимание соответствие полученной диаграммы региональному полю напряжений второго ранга.

Очаг разрушительного Суусамырского землетрясения, судя по полученным данным, может быть результатом проявления сжимающих сил северо-западной ориентировки со стороны Таласско-Алатауской горст-мегантиклинали (I) и Молдотауской горст-антиклинали (рис. 1), приводящей к сдавливанию участка земной коры между ними. В результате этого произошло мгновенное взбрасывание на Суусамырскую впадину части блока Арамзатауской горст-антиклинали, ограниченной с запада зоной активного Арамсинского разлома, по зоне сейсмогенного взброса. Проведённые расчеты с учетом массы и скорости подвижки позволили определить значение кинетической энергии переданной вмещающей среде в качестве сейсмической волны [Умурзаков,1996]. Полученная диаграмма механизма очага землетрясения (рис. 1, Е) связывается с полем напряжений, ось сжатия которого ориентируется в северо-западном и юго-восточном секторах, ось растяжения – в северо-восточном и юго-западном секторах, промежуточная ось – субвертикальна с отклонением к запад – северо-западу.

В структурно-динамической схеме юго-западной части Каржантауского поднятия Чаткало-Кураминской горной области главное место занимают Азатбашское (I) и Акташское (II) поднятия, находящиеся в сочленении с Кокпакской (Y) и Чирчикской (YI) впадинами. В периклинальной части Карачатауское (III) поднятие меньшего порядка отделяется от первых двух Азатбашским (IY) прогибом (рис. 2). Горст-антиклинальные поднятия сложены палеозойскими породами представленными раннепермскими порфиритами, их туфами, дацитовыми порфирами, фельзитовыми песчаниками, конгломератами шурабсайской свиты. В южном крыле Азатбашской горст-антиклинали они полого падают к югу, резко меняя угол падения вблизи Каржантауской разломной зоны [Умурзаков и др., 1999].

По зоне разлома они взброшены на меловые красноцветные песчаники. Плоскость сместителя падает к северу под углом 60º-70º (рис. 4, А) В рельефе зона разлома выражена неширокой полосой перехода от древней (возможно домеловой) откопанной поверхности к более поздней – среднечетвертичной поверхности выравнивания (рис. 4, В). Северо-западнее селения Азатбаш вертикальная амплитуда по надвигу достигает 10 метров, видимое смещение по линии разлома – 16 метров Элементы падения сместителя: азимут 310º, угол 35º[Умурзаков и др., 1999].

Надвиг проявляется в юго-западной ветви Каржантауского разлома, выполняющего морфоконтролирующую роль между Карачатау и Чирчикской депрессией. Возможно, эти элементы тектоники послужили основанием Н.П. Васильковскому (1938) отметить вероятную сейсмотектоническую опасность этого участка. О возможности возникновения к востоку от Ташкента очагов землетрясений «интенсивностью 8 баллов» отмечали и другие исследователи сейсмотектоники (Г.П. Горшков, Р.Н. Ибрагимов), проводившие обследование геологических условий Ташкентского землетрясения (1971, стр.339 и др.). Они подтвердились возникновением очага Таваксайского землетрясения 06.12.1977 г. (M = 5.0)

Проведенное детальное картирование отдельных участков зон указанных разломов с изучением кинематических данных свидетельствует о сложной структурной зональности, обусловленных взаимодействием структурно-тектонических элементов разных рангов [Умурзаков и др., 1999]. По разрывным нарушениям северо-западной ориентировки выявлены левосдвиговые составляющие подвижек. По разрывам северо-восточного (юго-западного) простирания выявляются преимущественно правосдвиговые смещения. Общая направленность относительных взбросов, судя по сводной диаграмме (рис. 2, а), юго-западная. В целом, основное число подвижек висячих блоков имеет, либо юго-западную, либо юго-восточную ориентацию (рис. 2, a, b, c, d, e).

Формирование и активность Каржантауской зоны определено динамическим взаимодействием региональных полей напряжений низших по

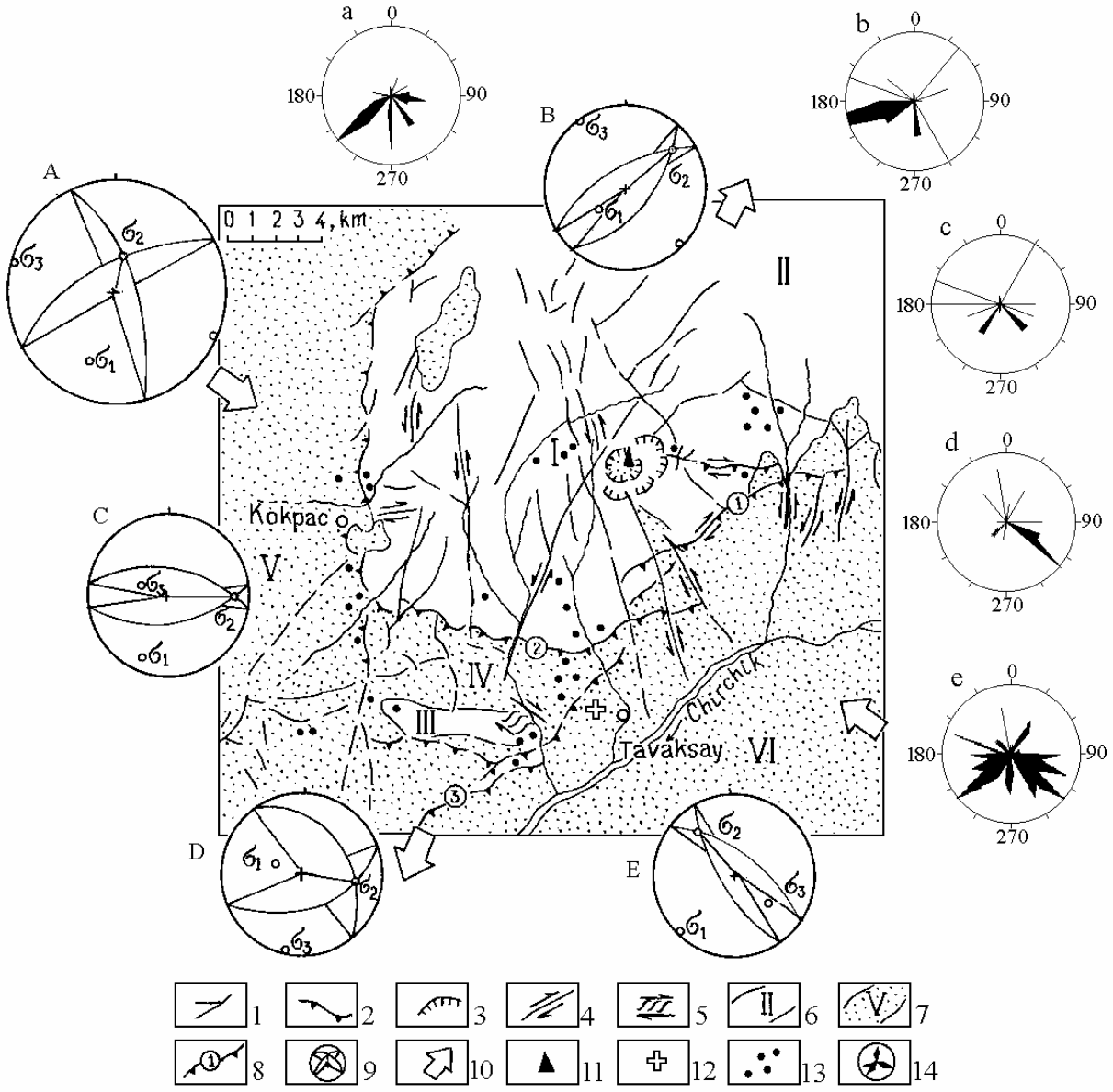


Рис. 2. Структурно-динамическая схема западной части Каржантау.

Диаграммы поля напряжений: A – сводное для всей площади исследований; отдельные участки горст-антиклинали: B – осевая зона , C – северо-западное крыло, D – периклинальная часть, E – юго-восточное крыло.

1 – разрывные нарушения; *2* – взбросы; *3* – сбросы; *4* – сдвиги; *5* – локальные сдвиговые зоны; *6* – поднятия (горст-антиклинали: I – Азатбашское, II – Акташское, III – Карачатауское); *7* – впадины (грабен-синклинали: IV – Азатбашская, V – Кокракская, VI – Чирчикская); *8* – зона Каржантауского разлома (цифры в кружочках-ветви разлома: *1* – северо-восточная; *2* – широтная; *3* – юго-западная); *9* – поля напряжений: регитональное (A), местное, в пределах поднятий (B – осевой части поднятия; C – северо-западного крыла; D – периклиналь; E – юго-восточного крыла поднятия); *10* – направления внешнеприложенных усилий; *11* – участок палеосейсмодислокация «Шурабсай»; *12* – эпицентр Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г. (M = 5.2); *13* – пункты полевых наблюдений; *14* – сводные розы-диаграммы векторов относительных смещений висячих блоков по плоскостям трещин: a – взбросы, b – сбросы, c – левые сдвиги, d – правые сдвиги, e – сводная всех видов смещений

рангу и ранних по возрасту (послепалеогеновых), чем полученное для данного района региональное поле напряжений. Последнее относится нами к самому позднему (четвертичному) этапу развития района. О том, что с четвертичного времени увеличивается активность и контрастность движений и деформаций свидетельствуют факты проявления поперечных сдвиговых структур разрушения и активных взбросо-надвигов в периклинальной и юго-восточной частях участка.

Механизм очага Таваксайского землетрясения 06.12.1977 (M = 5.0), полученный Е.М. Безродным [1981] (рис. 3, б), согласуются с восстановленным по структурно-геологическим данным полем региональных напряжений и отвечает ре-

альным динамическим условиям юго-западной периклинали Каржантау. Формирование очага Таваксайского землетрясения связано с динамической обстановкой взбросо-сдвиговых смещений по зоне Каржантауского разлома, осложненных левосдвиговыми смещениями по Шурабсайской зоне с выдвиганием Азатбашско-Карачатауской складчато-глыбовой структуры к югу, в направлении Чирчикской депрессии.

Сопоставление полученных материалов Таласско-Суусамырской и Чаткало-Кураминской областей показывает, что несмотря на разное структурное положение и историю развития обращает на себя внимание совпадение пространственной ориентации осей регионального поля напряжений (рис. 4). И здесь и там наблюдается северо-западное субгоризонтальное сжатие при северо-восточной ориентации растяжения. Поле напряжений характериуузуется как взбросо-сдвиговое. Совпадение этого ранга поля напряжений не трудно объяснить, если принять во внимание его общерегиональный характер. Оно неоднократно отмечалось в опубликованных работах многими исследователями.

Сходство ориентации осей и типа поля напряжений, восстановленных по геолого-структурным данным (рис. 4), отмечается и в эпицентральных областях. В Суусамыртау и в Каржантау на уровне ранга рассмотренных структурно-тектонических блоков земной коры наблюдается близгоризонтальная, запад-северо-западная ориентация оси напряжения сжатия. Ось растяжения также субгоризонтальна, расположена в северо-восточном (юго-западном) секторе стереографической диаграммы.

Такое совпадение может означать о некотором сходстве структурно-динамических условий, в которых находятся рассматриваемые геологические структуры. Учитывая масштабы рассматриваемых структур можно говорить о динамичес-

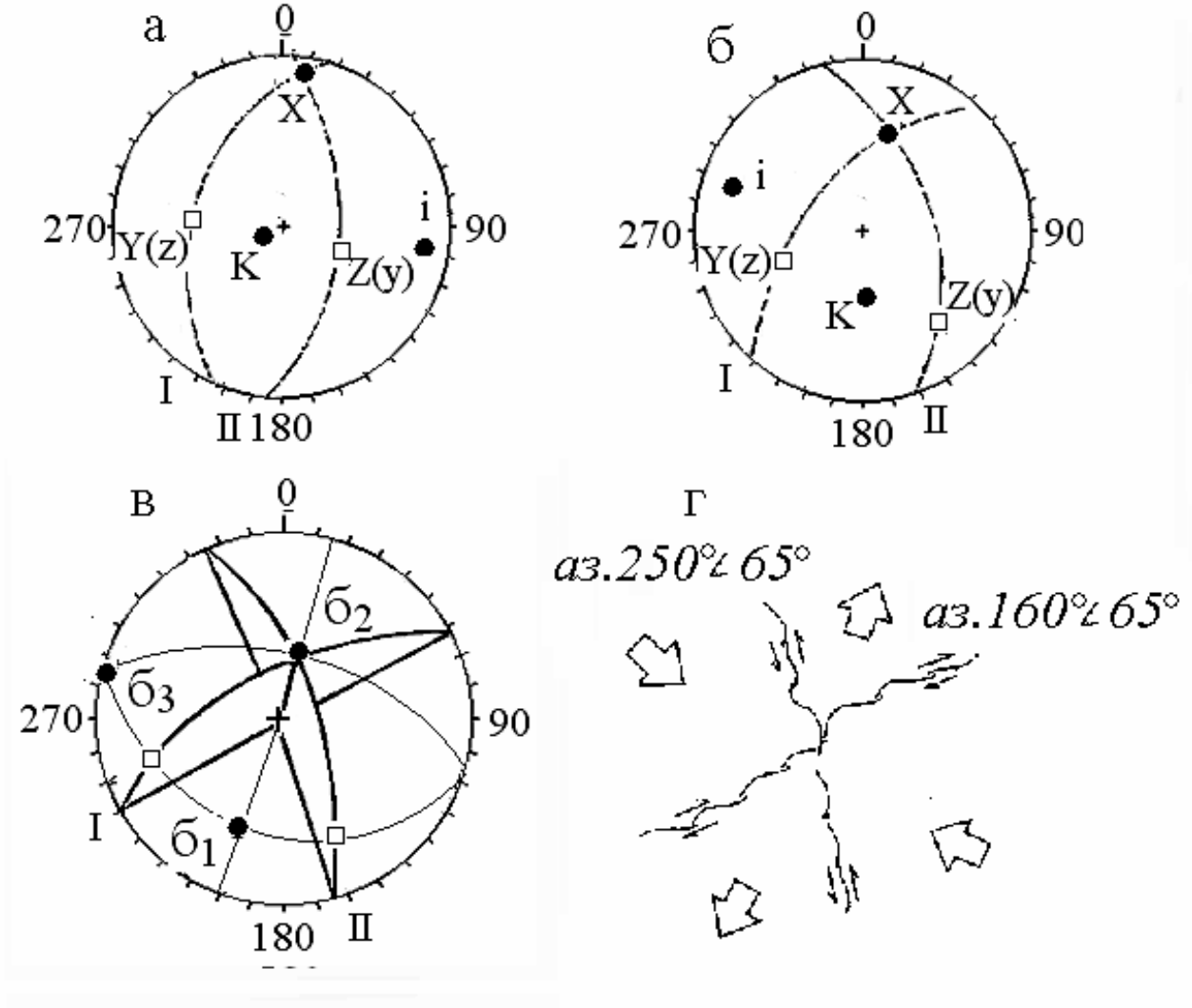


Рис. 3. Диаграммы механизма очага Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г.
а – по Л.М. Плотниковой и др., 1981; б – по Е.М. Безродному, 1981; в – по структурно-геологическим данным; г – вероятные сколовые плоскости,образующиеся в данном поле напряжений

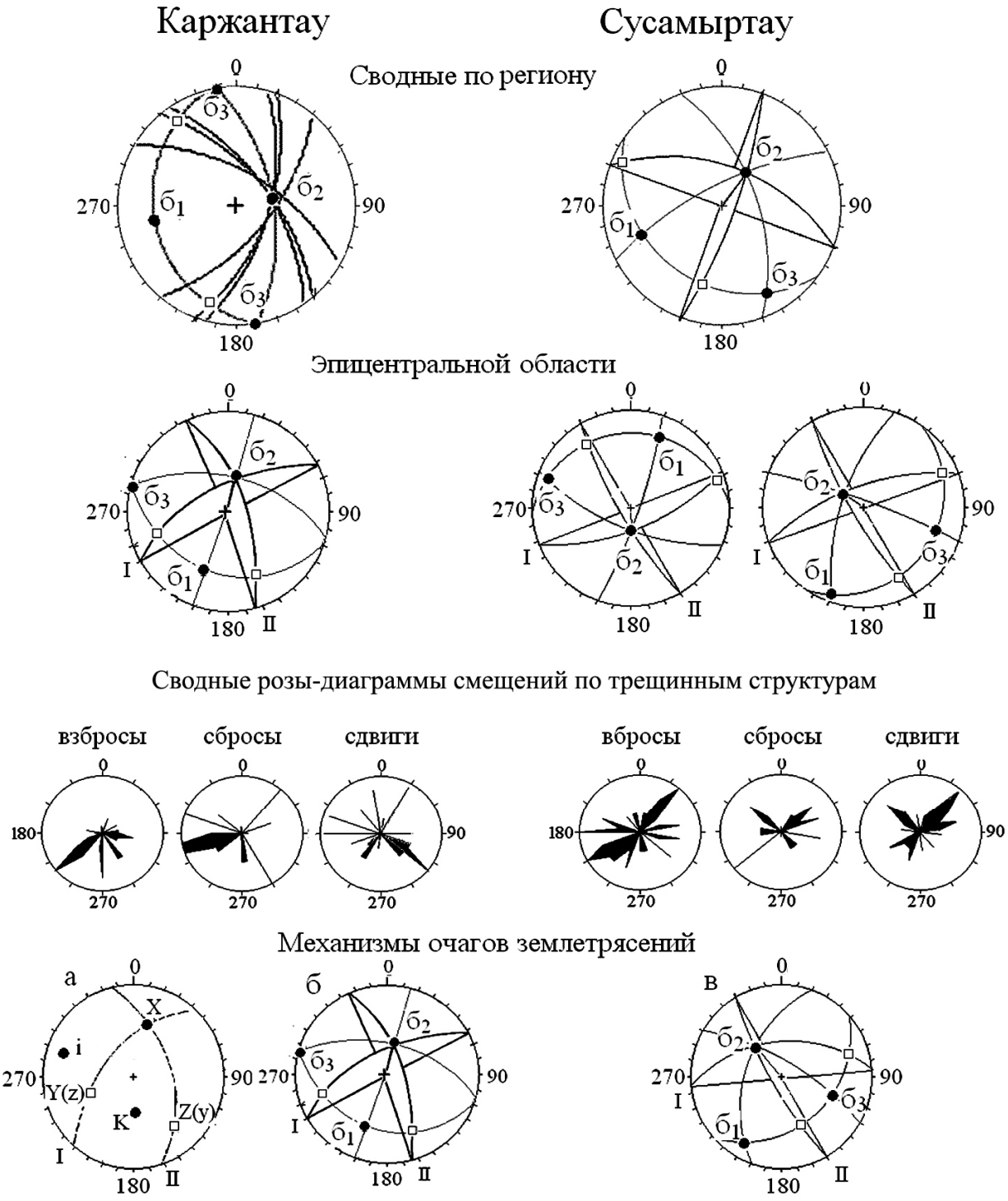


Рис. 4. Основные элементы тектодинамики Каржантау и Суусамыртау (диаграммы полей напряжений, розы векторов относительных смещений и механизмы очагов землетрясений: Таваксайского, 06.12.1977: а – по сейсмологическим данным (Безродный, 1981), б – по геолого-структурным данным; в – Суусамырского 19.08.1992 г., по сейсмогеологическим данным)

динамическом влиянии крупнейшей Таласо-Ферганской разломной сдвиговой зоны на «рисунок» траекторий осей главных нормальных напряжений.

Отличительные особенности рассматриваемых участков будут связаны с расположением их по отношению к сдвиговой зоне – расстояние и разные крылья сдвига.

Розы-диаграммы векторов относительных смещений висячих блоков (рис. 4) свидетельствуют о том, что эти блоки испытывают разнонаправленные движения.

ЛИТЕРАТУРА

Безродный Е.М. Механизм очага Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 года и его проявления в поле упругих напряжений. В сб.: Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 года. Ташкент: Фан. 1981. С. 106-112.

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

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Наука. 1992. 340 с.

Садыбакасов И. Неотектоника Центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1972. 117 с.

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент: Фан. 1971. 672 с.

Умурзаков Р.А. Тектодинамические предпосылки и механизм возникновения сейсмогенерирующих дислокаций Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 года (Срединный Тянь-Шань, территория Республики Кыргызстан). Узб. геол. ж. 1995. № 1. С. 26-29

Умурзаков Р.А. Механизм позднекайнозойского структурообразования и современных сейсмотектонических дислокаций юго-западной части Каржантауского хребта (Таваксайский полигон). Геология и минеральные ресурсы 1999. № 3. С. 40-47

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ РАЗНОМАСШТАБНЫХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Ш.Д. Фатхуллаев, Р.А. Умурзаков

ГП «Геологический музей» Госкомгеологии РУз., Ташкент, umrah@mail.ru

К одному из первых заключений геотектонического, и, вместе с тем, тектонофизического характера можно отнести выводы М.В. Ломоносова [1757]. Строго говоря, термин «тектонофизика» впервые употребил Е.М. Андерсон (1905) в работе «The dynamics of faulting», ознаменовавшая появление этого научного направления в рамках методологии структурной геологии. Его работы стимулировали развитие тектонофизических исследований во многих странах.

Со времени формулирования «основ тектонофизики» В.В. Белоусовым и М.В. Гзовским [1964, 1975], тектонофизика значительно переросла рамки Геотектоники, вбирая в себя задачи других направлений (например, Геодинамики, Глубинной геофизики). Успехи современной тектонофизики в значительной мере определились благодаря работам В.В. Белоусова, М.В. Гзовского, И.В. Лучицкого, Д.Н. Осокиной, А.В. Лукьянова, Ш.Д. Фатхуллаева, П.Н. Николаева, М.А. Гончарова, С.И. Шермана, О.Б. Гинтова и многих других.

Проблемные задачи, рассматриваемые при моделировании тектонических процессов, натурными исследованиями, имеют не только научно-теоретические, но и научно-прикладные аспекты.

Изучение структуры рудных полей и месторождений – главного фактора размещения эндогенных гидротермальных руд, – в Среднеазиатском регионе определились работами А.В. Королева, В.И. Смирнова, В.М. Крейтера, П.А. Шехтмана, В.А. Королева, В.П. Федорчука, Ф.И. Вольфсона, Ш.Д. Фатхуллаева и др. Они были основаны на использовании реальных природных данных о строении рудных полей, что имеет немаловажную роль в получении надёжных результатов. Как было отмечено А.В. Лукьяновым (2002), «природный эксперимент» остается неоценимым источником сведений о геологических процессах и структурообразующих силах – сведений, необходимых для постановки любых тектонофизических задач. При этом, в связи с проблемой прогнозирования гидротермальных типов оруденений, особое значение приобретает изучение тектонофизических условий формирования структур рудных регионов, рудных районов, рудных полей, месторождений, и элементов предрудной тектонической фазы

На основе анализа материалов о процессах оруденений установлено, что, размещаясь в пределах структур более высокого порядка рудные объекты, как правило, имеют четкие обособленные естественные границы. Границами служат различные геологические поверхности: разломы, контакты осадочных пород, интрузивных тел, сложные тектонические зоны, разделяющие участки крупных структур с различными знаками движений. Эти поверхности играют не только демаркационную роль, – они нарушают однородность регионального структурного и тектонического плана и одновременно формируют свой (частный) план тектонических деформаций в ограниченных участках более крупных структур. С ними связаны особенности распределения частных, локальных и региональных тектонических напряжений. Выделение отмеченных границ на основе анализа тектонофизических условий является главной и перспективной задачей тектонофизических и структурно-геологических исследований для целей прогнозирования позиций рудных объектов.

В прогнозных построениях значительную роль играет метод аналогии – главным образом, оценка сходства морфологических особенностей структур, а также степени однородности их геологического строения. Опыт показывает, что широкое некритическое использование аналогии служит источником многих просчетов и ошибок. Основным требованием использования аналогии является, обязательное выяснения границ его распространения. Обычно, ранее рассматривались – ориентировка рудоконтролирующих структур, сходство состава пород, характер их деформированности и др.

Прогнозирование на основе тектонофизического анализа включает последовательное решение следующих задач: 1) изучение условий размещения минерализации методами геологического картирования; 2) разработка структурной схемы рудного района, поля и месторождения; 3) изучение кинематики тектонических деформаций этапа рудоотложения и выделение однородных блоков; 4) выявление рудоконтролирующих факторов (РФ); 5) обоснование размещения перспективных участков.

Необходимо рассматривать значимость рудоконтролирующих факторов (РФ) в их взаимном воздействии и сопряженности. Такая совокупность РФ определяет геологическую позицию

всей иерархии рудных объектов – рудных месторождений, полей, районов и регионов.

О региональных и локальных планах деформаций и связи с ними гидротермальных оруденений. Важным фактором, определяющим возможность проявления гидротермального оруденения и характера процесса эндогенной минерализации, является тектонофизическая обстановка. Выделяются четыре тектодинамических обстановок, определивших структурные преобразования объемов земной коры и характер процессов эндогенной минерализации: 1) региональное горизонтальное растяжение; 2) локальное горизонтальное сжатие в условиях регионального растяжения; 3) региональное горизонтальное сжатие; 4) локальное растяжение в обстановке регионального сжатия (рис. 1).

Экспериментально установлено, что для образования рудолокализующих структур наиболее благоприятна обстановка горизонтального сжатия (всестороннего или ориентированного), а для локализации крупных объектов – условия локального растяжения в обстановке регионального сжатия. Задача тектонофизических исследований заключается в определении таких позиций. Для этого проводится анализ комплекса геологических данных, в том числе, изучение физических и механических свойств горных пород представленных формаций, морфологокинематический анализ элементов тектонической карты, составленной на основе кондиционной структурно-геологической съёмки.

На основе геологических материалов были вы-

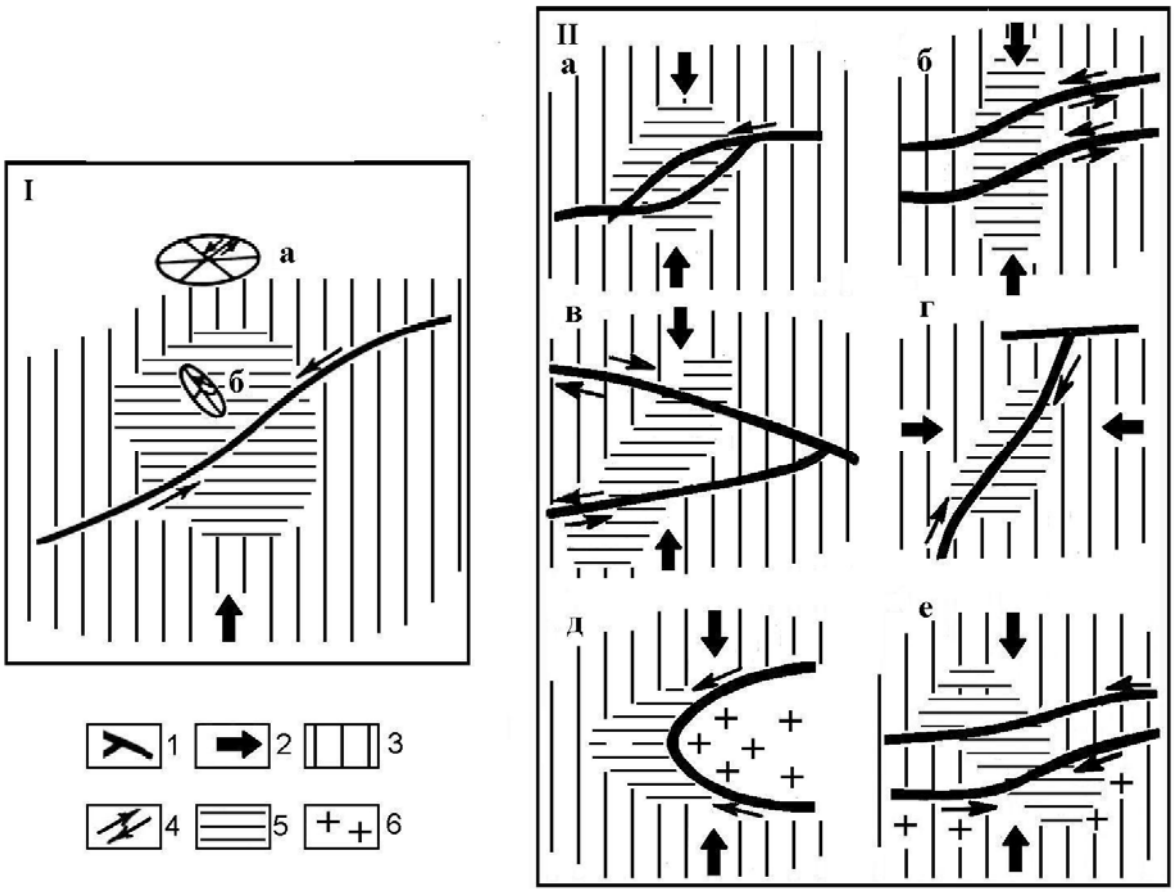


Рис. 1. Зоны локального растяжения в условиях горизонтального сжатия (I) и различные сочетания структурных элементов, создающих эти условия (II) [Королёв, Фатхуллаев, 1979]

I – Эллипсоид деформации в зоне: а – регионального сжатия; б – локального растяжения. II : а – флексурный изгиб антиклинальной структуры; б – изгиб системы субпараллельных разломов; г – изгиб дизъюнктивного нарушения, обусловленный изменением углов падения (вид в разрезе); д – периклинальное замыкание интрузива; е- изгиб контакта интрузива и параллельного ему дизъюнктивного нарушения (все соотношения могут проявляться в плане и разрезе);

Условные обозначения: *1* – тектоническая поверхность; *2* – направления действия усилий регионального сжатия. *3* – зоны регионального сжатия. *4* – направления сдвига. *5* –зоны локального растяжения. 6 – интрузивные породы

полнены замеры площадей распространения различных формаций горных пород (табл. 1), которые были учтены при моделировании разномасштабных рудных объектов с учётом (по возможности) всех параметров среды – физико-механических свойств горных пород, формы и объёмов геологической структуры и др.

Для этого были выполнены исследования по определению физико-механических свойств различных типов горных пород. Полученные осреднённые данные для пород различных формаций приводятся в таблице 2 (публикуется впервые).

В целом, в пределах среднеазиатского региона соотношение площадей изученных формаций горных пород неравномерно. Наибольшее распространение имеют породы интрузивной (29.4%), сланцевой (21.8%), терригенной (18.5%) формаций. Менее распространены карбонатные (15.4%), карбонатно-терригенные (9.3%) и эффузивные (5.6%) формации (табл. 1).

Таблица 1. Размеры площадей распространения главнейших формаций Средней Азии [Фатхуллаев, Королев, 1972]

Формации	Этаж					Интрузивные массивы центрального типа тыс. км^2	Всего	
	Mz тыс. км^2	Pz			до Pz тыс. км^2		тыс. км^2	%
		верхний тыс. км^2	средний тыс. км^2	нижний тыс. км^2				
Сланцевая	8,753,	1,44	8,01	15,55	10,75	—	44,50	21,8
Карбонатная	97	0,37	25,75	0,58	1,08	—	31,57	15,4
Карбонатно-терригенная	0,81	1,66	8,69	4,66	3,27	—	19,10	9,3
Терригенная	6,54	14,35	11,45	3,47	2,14	—	37,95	18,5
Эффузивная	—	3,18	7,96	0,25	—	—	11,39	5,6
Интрузивная	0,27	Сл.	0,28	Сл.	8,10	51,64	60,29	29,4

В таблице 2 приводятся осредненные данные плотности, пористости, пластичности, проницаемости, прочности, а также коэффициент Пуассона, которые установлены на основании лабораторного изучения более 100 000 образцов. Все эти физические величины имеют конкретный смысл. Пластичность – хрупкость пород оценена в баллах и определена по методике А.В. Королева и П.А. Шехтмана. Интервал значений пластичности – хрупкости был принят от 100 (хрупкие) до 500 (пластичные) баллов.

Таблица 2. Осредненные физико-механические свойства пород различных формаций (по Ш.Д. Фатхуллаеву, Р.А. Умурзакову)

Формации	Плотность, г/см^3	Пористость, %		Пластичность, (баллы)	Проницаемость $n \cdot 10^{-5}$ (м. дарси)	Прочность, МПа		Коэфф. Пуассона
		общая	Эффективная			на сжатие	на растяжение	
Сланцевая	2,70	3,05	1,65	351	1,63	200	8,7	0,21
Карбонатная	2,50	2,85	1,87	367	1,85	148	9,1	0,19
Карбонатно-терригенная	2,51	7,73	4,62	314	2,75	170	9,5	0,18
Эффузивная	2,67	6,15	3,77	251	1,00	225	12,2	0,24
Интрузивная	2,79	3,21	2.27	127	3,91	248	13,7	0,28
Контактово-метаморфическая	3,17	4,28	2,77	175	2,37	237	16,1	0,22

Наиболее пластичными являются породы карбонатной (367), сланцевой (351) и карбонатно-терригенной (314) формаций. Хрупкими являются – интрузивные (127), контактово-метаморфические (175). Эффузивные занимают промежуточное положение (251). Все отмеченные параметры имеют весьма важное значение при тектонофизических исследованиях.

На основе морфолого-кинематического анализа структурно-геологических позиций большинства рудных полей (более 100) Средней Азии с промышленными месторождениями гидротермального генезиса было установлено, что во время минералообразования в них, как правило, преобладало локальное растяжение на фоне регионального сжатия (Шехтман, Королев,

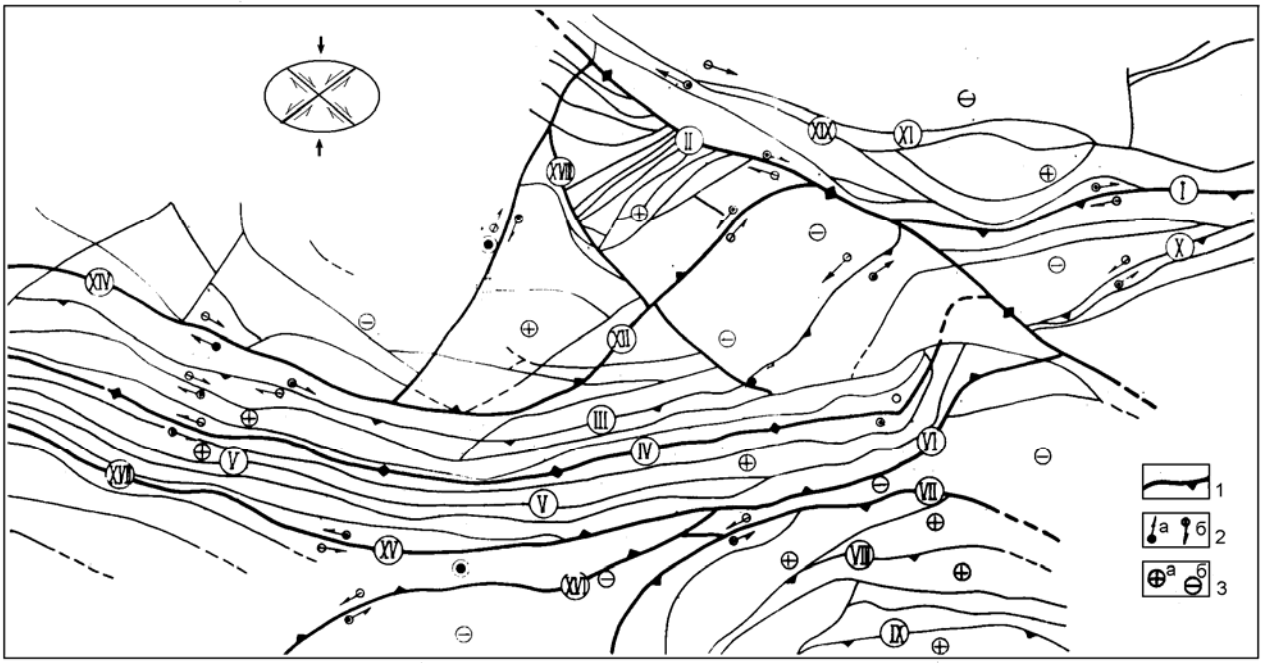


Рис. 2. Тектодинамическая схема Средней Азии.
1 – разрывные нарушения; *2* – смешение по разломам; *3* – тектонические блоки: а – приподнятые, б – опускание

Фатхуллаев, 1976; Фатхуллаев, 1981).

При тектонофизическом анализе большое значение имеют такие показатели, как: 1) характеристика геологических формаций; 2) деформационные свойства толщ различных сочетаний в разрезе – однородных (карбонатные толщи Чаткала), двучленных (сланцевые и карбонатные, карбонатные и вулканические Кураминской зоны), трехчленных (сланцы, карбонатные отложения и эффузивы – Алтын-Топганского рудного района) и др. Важное значение имеет подготовка материалов, анализ и составление по единой методологии структурно-динамической карты региона, на которой должны быть отражены данные о разломно-блоковой тектонике, с учётом морфологических особенностей зон разломов, тектонических блоков, и, главное, динамических и кинематических показателей (рис. 2). Предлагаемая схема служит основой для выявления зависимости размещения позиций эндогенных рудных полей Средней Азии от морфологии глубинных разломов и их кинематики. На схеме выделены участки разломов, которые при перемещениях оказались в нагруженном или разгруженном состояниях. При этом учитывалось, что среднеазиатский регион подвергался сжатию в меридиональном направлении.

Выделение участков разломов различного тектонического состояния[3] и проведение границ зон их влияния, в пределах которых проявляется своеобразие структур, типов деформаций и разнородных геологических образований может быть выполнено лишь весьма приближенно. Решение этих задач достигается на основе тектонофизических методов исследований. Анализ размещения позиций рудных полей по зонам глубинных разломов различного тектонического состояния позволил установить, что на долю разгруженных участков разломов приходится 75% рудных полей и месторождений, на долю нагруженных 10%. Эта закономерность отчётливо устанавливается даже при простом рассмотрении схемы размещения рудных полей Средней Азии. Талассо-Ферганский разлом подразделяется северо–западное, центральное и юго-восточное звенья [Буртман, 1964]. В пределах северо-западного звена размещены многочисленные полиметаллические месторождения хр. Каратау. В центральном звене промышленные месторождения практически отсутствуют. Аналогичные закономерности размещения полей характерны для Кенколо – Арашанских разломов, Северо – Гиссарского разлома и почти всех остальных глубинных и крупных разломов.

Некоторые результате моделирования тектонофизических условий Чаткало-Кураминского региона. На основе экспериментального моделирования, в условиях действия уси-

[3] Под «тектоническим состоянием» в данном случае понимается комплекс характерных неоднородностей во внутренней структуре разрывных нарушений и сопредельном объеме среды, с которыми связано появление локальных полей напряжений.

лий субмеридионального регионального сжатия, было установлено, что участки наибольшей концентрации максимальных касательных напряжений наблюдаются вблизи нагруженных граней Талассо-Ферганского разлома, в центральной части блока (в окрестностях Кумбельской зоны разломов) и периклинальной части (рис. 4).

Сопоставление позиций рудных полей и месторождений с распределением зон максимальных касательных напряжений в модели позволило установить, что наиболее благоприятными оказываются участки контрастных переходов τ_{max} и изотропные площади. В концентрации значений полей напряжений и, соответственно, распределения крупных рудных объектов большую роль сыграло положение разгруженного, северо-западного участка Талассо-Ферганского разлома.

Тектонофизические особенности Мурунтауского рудного поля. Мурунтауское золоторудное поле размещается в сланцевой толще нижнего палеозоя, которое подстилается породами карбонатной формации нижнего палеозоя (мощностью 2100 м). В верхней части они перекрываются породами карбонатной формации среднего палеозоя (мощностью до 2500 м). Золотое оруденение приурочено к пачке углисто-кварцевых песчаников, а рудное поле – к восточному погружению ядерной части Тасказганской антиклинали. Основные разломы, сформировавшие структуру рудного поля: Структурный и Южный, которые сопрягаются в восточной части. Ограниченный ими блок имеет клинообразную форму (рис. 5). Как по геологическим, так и экспериментальным данным определено, что на ранних этапах формирования структуры, в условиях регионального субмеридионального сжатия, в вершине клинообразного блока возникает локальная зона растяжения с многочисленными структурами отрыва. Создаются условия для внедрения сюда изверженных пород. Об этом свидетельствуют обнаруживаемые в разрезе дайки. Вместе с тем, внутри блока возник северо-восточный разлом, который косо сечёт антиклиналь и сопрягается с продольными разломами. По отмеченным разломам происходили разнонаправленные движения. На ранних этапах преобладал левый сдвиг, в результате, чего возникли многочисленные сколовые оперяющие трещины субширотного направления. На стадии после магматической минерализации происходили смещения в обратном направлении (правый сдвиг). Интенсивное выжимания материала происходило в вершинной части блока. В результате возникновения условий растяжения на участке прикрытого звена разлома, имеющиеся сколовые трещины испытали раскрытие. Именно здесь локализовались стержневые кварцевые жилы, а вмещающие сланцы подверглись интенсивному, метасоматическому окварцеванию. При последующих тектонических деформациях окварцованные сланцы испытали дробление, что способствовало образованию благоприятной среды для размещения оруденения. Сюда приурочены штокверковые рудные тела. Наиболее богатое оруденение оказалось сосредоточено в жилах.

По данным тектонофизического анализа в Мурунтауском рудном поле перспективными оказались юго-восточный фланг и периферийные позиции (участки, площади, объёмы), а также контактовые зоны (полосы) скрытого Мурунтау-Шарыктинского лапполита. Таким образом, подводя некоторый итог изложению, отметим следующие основные положения, которые имеют важное значение при тектонофизических исследованиях: 1) главным фактором определяющим масштабы месторождений (рудного объекта) является объем геологического пространства, подвергшийся тектоническим деформациям, а также интенсивность массового дробления пород (трещинное, брекчиевое, штокверковое и др.) которые определяют размеры (масштаб) рудного объекта. 2) определяющим показателем размещения рудных объектов, соответствующих масштабов, является пространственное распределение зон локальных растяжений, наличие разгруженных участков разломов; 3) структурные типы рудных полей, разнообразие их вещественного, в т.ч. и минерального состава находятся в тесном соотношении с геолого-структурными, тектоническими и тектонофизическими условиями их формирования, что обуславливает жесткие требования к исследованиям и осуществляемым построениям. 4) достоверность прогнозных построений, позволяющих уверенно направлять поисково-разведочные работы на благоприятные участки, определяет степень использования структурно-тектонической и тектонофизической основ и учета факторов, контролирующих размещение гидротермального оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В.В., *Газовский М.В.* Экспериментальная тектоника. М.: 1964. 119 с.

Буртман В.С. Талассо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Труды ГИН. М.: 1964. Вып. 104.

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

Королев В.А., *Фатхуллаев Ш. Д.* Рудные поля в клиновидных тектонических блоках – самостоятельный структурный тип. В кн: Принципы и методика составлений металлогенических и прогнозных карт рудных полей и районов. М.: 1973. С. 101-107.

Ломоносов М.В. Слово о рождении металлов от трясения Земли. СПб: 1757.

Лукьянов А.В. Некоторые особенности современной тектонофизики. В кн: Тектонофизика сегодня. М.: 2002. С. 22-46.

Фатхуллаев Ш.Д. Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии. В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: 1985. С. 147-150.

Фатхуллаев Ш.Д., Королев В.А. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. В кн.: Эксперимент и моделирования в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука. 1976. С. 9-22.

Фатхуллаев Ш.Д., Королев В.А. Характеристика эндогенной рудоносности главнейших рудовмещающих формаций Средней Азии, их методы изучения и разведки. Труды САИГИМС. Ташкент. 1972. С. 4-17.

Anderson E.M. The dynamics of faulting // Trans. Edin. Geil. Soc. 1905. 8. pt3. P. 387–395.

ДЕФОРМАЦИЯ ОДНООСНОГО УДЛИНЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ И ЕЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

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

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, lukk@ifz.ru

АННОТАЦИЯ

При изучении характера тектонического деформирования верхнего этажа земной коры Таджикской депрессии, тектоноферов Индонезии и Эгейского региона, а также трещиноватости горных пород, наблюдаемых в геологических обнажениях и микроструктур в шлифах тектонитов выявляется, что, несмотря на огромные, многопорядковые различия в масштабах рассмотренных явлений, имеет место практически полное сходство в характере деформирования упомянутых объектов. Установленное во всех этих случаях одноосное удлинение в силу невозможности его адекватной интерпретации в рамках общепринятых представлений связывается с активным увеличением объёма горных пород. Имеются основания полагать, что это явление широко распространено в земной коре и верхней мантии и играет существенную роль в формировании тектонических дислокаций, размеры которых могут различаться на много порядков.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно оценке П.Н. Кропоткина и др. [1987], судя по геологическим и геофизическим (сейсмологическим, гравиметрическим) данным, до 95% площади земной коры находится в состоянии субгоризонтального сжатия (подвижные пояса, платформы), и только 1-2% – в состоянии растяжения (области рифтообразования, осевые зоны спрединга). На обстановку такого сжатия указывают, в частности, складчатые и покровно-надвиговые дислокации слоистых пород земной коры. Напротив, образование сбросов, грабенов свидетельствует об обстановке растяжения. Главные оси напряжений сжатия и растяжения ориентированы, соответственно, преимущественно вкрест простирания зон, в пределах которых развиты названные дислокации. Кроме того, и в обстановке сжатия, и в обстановке растяжения могут формироваться сдвиговые дислокации (обстановки транспрессии и транстенсии соответственно). Перечисленные типы дислокаций и соответствующие обстановки сжатия (укорочения), растяжения (удлинения) и сдвига по геологическим и сейсмологическим (в форме стереограмм) данным представлены на рис. 1 и 2. Известны и другие разновидности стереограмм, характеризующих обстановки деформирования (см., например, [Расцветаев, 1982, 2002]).

Возникновение этих обстановок и образование соответствующих тектонических дислокаций в настоящее время связывается, как правило, с плейттектоническими механизмами сближения, раздвижения и взаимного проскальзывания литосферных плит, микроплит, блоков земной коры-литосферы, т.е. с внешним воздействием на деформируемые объемы коры-литосферы. Обратимся, в связи с этими представлениями, к некоторым данным, полученным на Гармском геодинамическом полигоне ИФЗ АН СССР в Таджикской депрессии [Гусева и др., 1983; Лукк и др., 1986, 2005, 2008б].

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ ОДНООСНОГО УДЛИНЕНИЯ В ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Хорошо известно, что Таджикская депрессия и смежные части Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, расположенные между Евразиатской и Индийской литосферными плитами, находятся в обстановке субгоризонтального сжатия, ориентированного вкрест простирания тектонической структуры региона. Сжатие обычно связывают со сближением названных плит. На территории полигона был детально, на многочисленных небольших выборках-ячейках (размеры основания ячеек преимущественно ~3.5×3 км^2) изучен (по многочисленным совокупностям фокальных механизмов землетрясений) характер сейсмотектонического деформирования (СТД) верхней части (12 км) земной коры региона [Лукк и др. 2005, 2008б].

Наиболее широко распространена обстановка СТД одноосного субгоризонтального сжатия и одноосного сжатия, надвигового, сдвигового, одноосного растяжения. Как будет показано

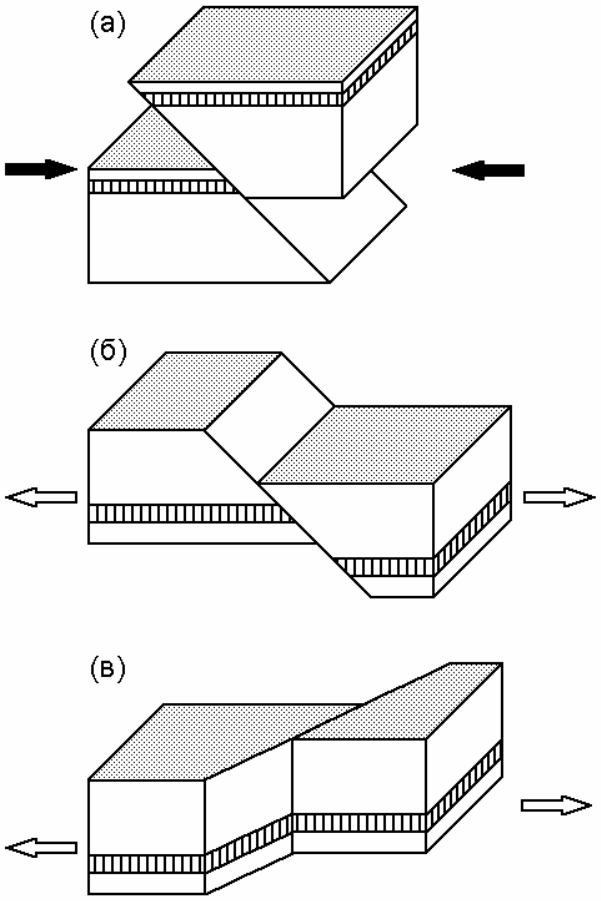


Рис. 1. Схематическое изображение разрывных смещений взбросо-надвигового (сжатие) (*а*), сбросового (растяжение) (*б*) и сдвигового (растяжение) (*в*) типов (по [Белоусов, 1986] с незначительными изменениями)

далее, в рассматриваемом регионе будет более правильно говорить не о «растяжении», а об «удли нении». Для СТД этой части депрессии характерна (за исключением одноосного удлинения) общая неустойчивость ориентировок главных осей деформирования. Размеры этой части депрессии на полигоне – (~20-30)×(~80) км. Эта картина уже сама по себе свидетельствует о том, что в приосевой части депрессии общее направленное субгоризонтальное сжатие, обычно связываемое, как уже упоминалось, со сближением смежных литосферных плит, отсутствует или, по крайней мере, не играет той первостепенной роли, которая ему обычно приписывается. Такую картину СТД только сближением плит объяснить невозможно. Особое внимание привлекает обстановка СТД субгоризонтального одноосного удлинения, зафиксированная в многочисленных ячейках в приосевой части депрессии, в области «мешанины» в пределах нескольких полей приблизительно овальной (в плане) формы размером до (7-10)×(10-20) км [Лукк и др., 2008б] (рис. 3). Поскольку, как уже упоминалось, рассматривались очаги с глубинами до 12 км, объемы коры с СТД одноосного удлинения могут быть оценены здесь приблизительно в 1000-2500 км^3. На крыльях депрессии такое СТД практически отсутствует.

СТД этого типа характеризуется большой упорядоченностью ориентировки индивидуальных осей удлинения *t* фокальных механизмов землетрясений**,** вследствие чего главная ось удлинения *T* тензора СТД, построенного по их совокупностям, занимает преимущественно определенное положение в пространстве – в общем вдоль простирания депрессии (рис. 4, а, б). При этом индивидуальные оси сжатия *p* фокальных механизмов характеризуются неустойчивостью своих ориентировок, с более или менее равномерным их распределением по наклонам в пределах плоского

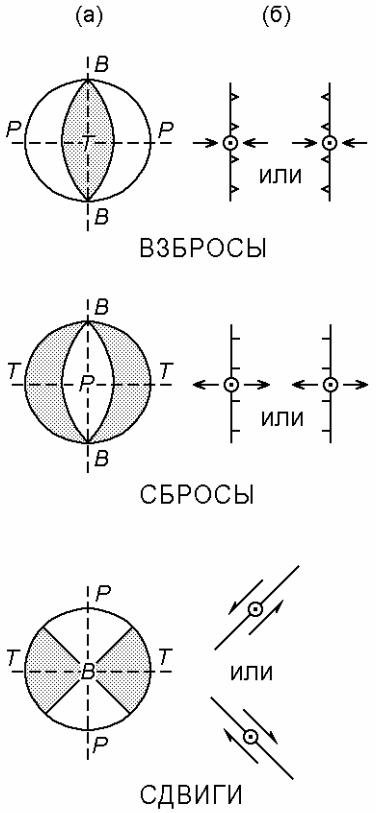


Рис. 2. Стереограммы фокальных механизмов землетрясений надвигового, сбросового и сдвигового типов (*а*): *P* – ось максимального сжатия, *T* – ось максимального удлинения, растяжения, минимального сжатия; *B* – промежуточная ось; зоны удлинения, растяжения – с крапом; разрывные нарушения (*б*) – по одной из возможных плоскостей максимальных касательных напряжений (по Л. Сайксу и Д. МакКензи из [Хаин и др., 2005], фрагмент с незначительными изменениями)

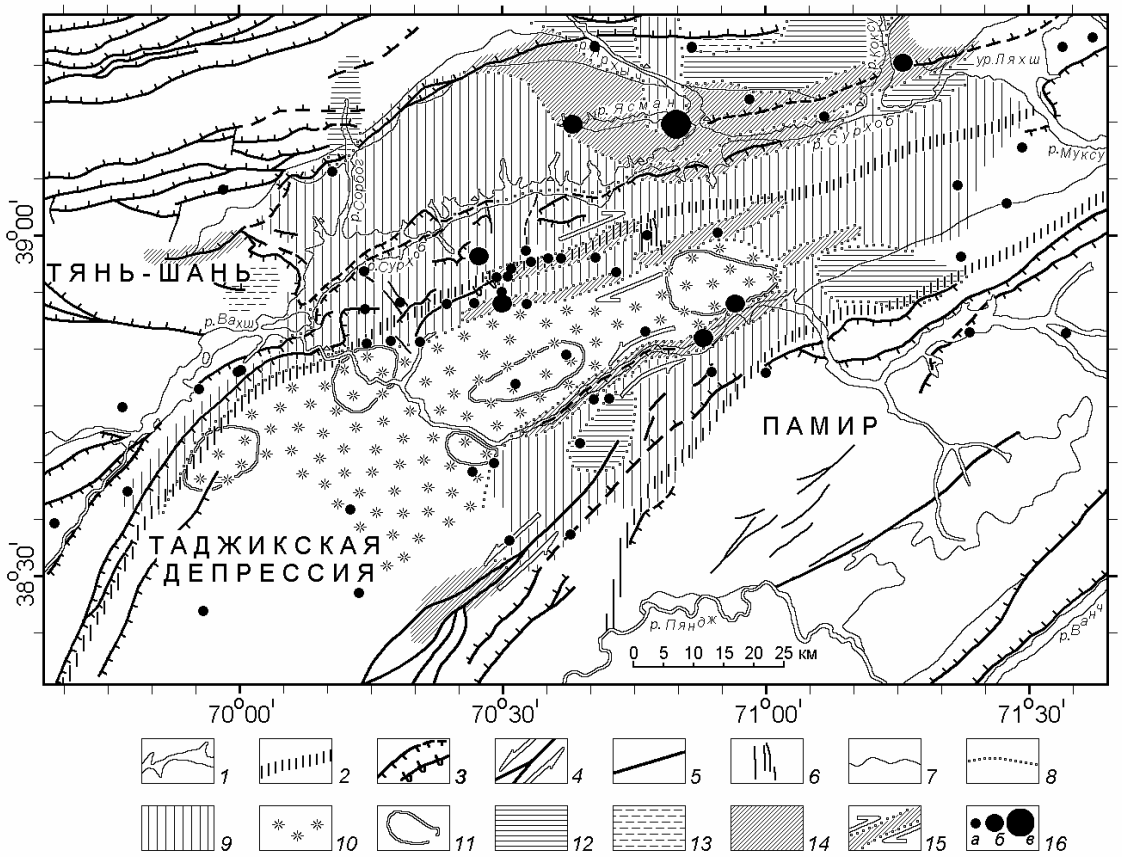


Рис. 3. Обстановки СТД в верхнем этаже земной коры Гармского полигона в Таджикистане (из [Лукк и др., 2008б]).

1 – аллювиальные отложения основных речных долин; *2* – границы Таджикской депрессии; *3* – надвиги и Петровский ретронадвиг; *4* – Дарвазский сдвиг; *5* – крупные разрывные дислокации неясной природы; *6* – второстепенные разрывные дислокации; *7* – нормальные (стратиграфические) границы; *8* – контуры территорий с СТД разного типа; *9–13* – территории с разными преобладающими типами СТД: одноосного близгоризонтального укорочения и надвигового (*9*); «мешанина» СТД разных типов (*10*); одноосного близгоризонтального удлинения в пределах поля «мешанины» (*11*); одноосного близгоризонтального удлинения вне поля «мешанины» (*12*); сбросового (*13*); сдвигового (*14*); *15* – линейные зоны упорядоченных сдвиговых деформаций; *16* – эпицентры сильнейших из известных за последние приблизительно 100 лет землетрясений на территории полигона с магнитудами M = 4.7-5.4 (*а*), 5.5-6.7 (*б*), 7.5 (*в* – Хаитское разрушительное землетрясение 1949 г.)

«слоя», нормального к оси удлинении *T* в пределах соответствующих выборок. Встречаются единичные ячейки с иной ориентировкой оси субгоризонтального одноосного удлинения (рис. 4, в), а также ячейки с СТД субвертикального одноосного удлинения (рис. 4, г) и с наклонной осью удлинения.

На первый взгляд кажется очевидным объяснение СТД, изображенного на рис. 4, а, б, исходящее из предположения о продольном растяжении материала земной коры, ориентированном субгоризонтально, по простиранию Таджикской депрессии. Но подобное объяснение не может быть принято. Во-первых, такое растяжение должно было бы проявиться (помимо совокупностей землетрясений, характеризующихся приведенными стереограммами) также в образовании тектонических дислокаций, свойственных, как известно, обстановке субгоризонтального растяжения – сбросов, грабенов, раздвигов, отрывов, плоскости которых ориентированы вкрест оси растяжения, т.е., в данном случае, вкрест простирания Таджикской депрессии, сдвигов, ориентированных диагонально к простиранию, а также в индивидуальных землетрясениях со сбросовыми механизмами соответствующей ориентировки. Ничего подобного в пределах рассматриваемой части депрессии нет. Во-вторых, отсутствуют сколько-нибудь правдоподобные предположения о том, какие именно элементы структуры региона могли бы раздвигаться, чтобы создать обстановку реального растяжения в необходимом для таких дислокаций и землетрясений направлении.

Все это позволяет придти к выводу, что субгоризонтальное растяжение по простиранию Тад-

жикской депрессии не имеет места. Наконец, упоминавшиеся выше данные об обстановке субгоризонтального, вкрест простирания депрессии сжатия в регионе, связанного со сближением Евразиатской и Индийской литосферных плит, делают более правдоподобным предположение не о растяжении вдоль простирания депрессии, а о сжатии последней сближающимися плитами вкрест ее простирания и, как следствие этого, о выдавливании, нагнетании материала в направлении простирания депрессии [Кучай, 1983; Трифонов, 1991]. И, следовательно, должно происходить удлинение (но не растяжение) материала в этом направлении.

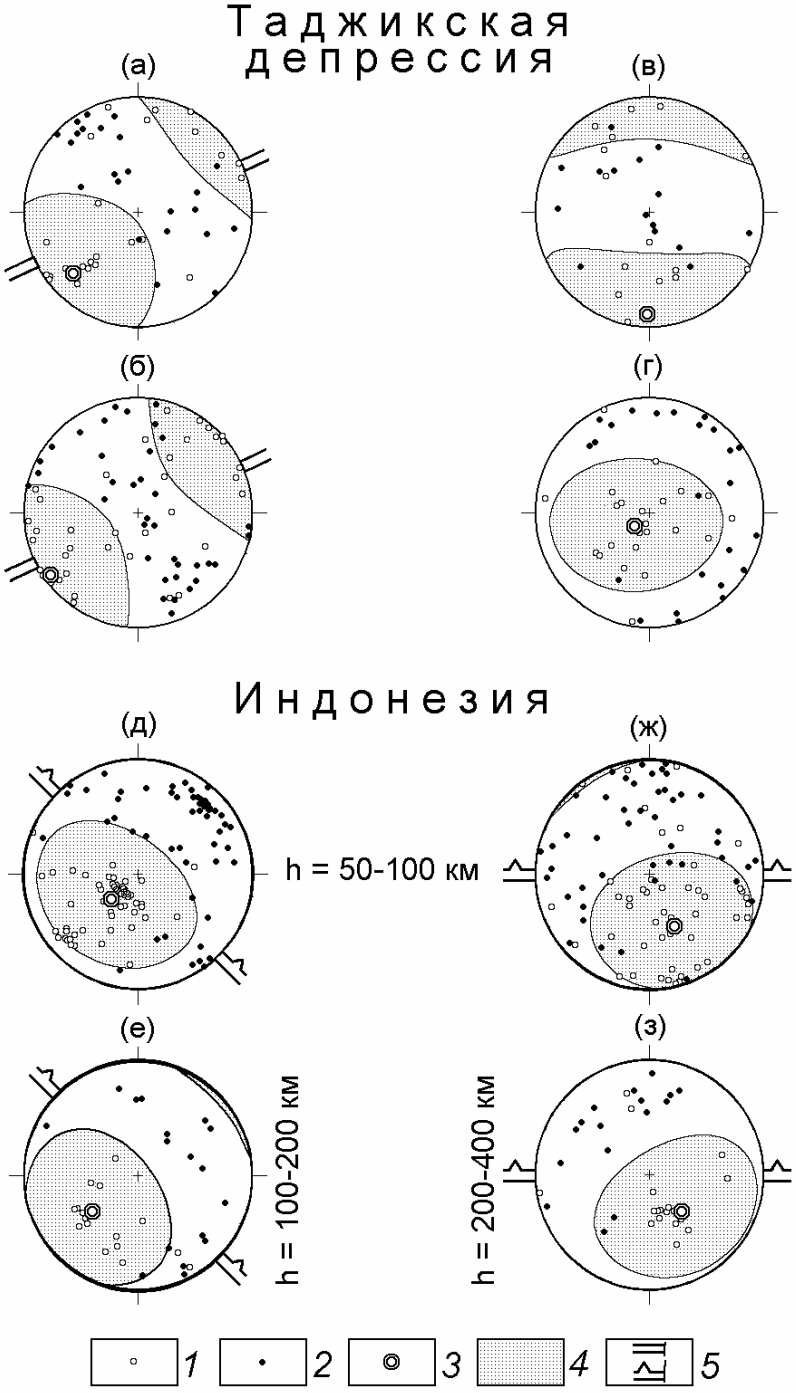


Рис. 4. Примеры стереограмм СТД одноосного удлинения (в проекции на верхнюю полусферу) в земной коре в приосевой части Таджикской депрессии (*а–г*) и в верхней мантии в тектоносфере Индонезии у островов Суматра (*д*, *е*) и Ява (*ж*, *з*) (из [Лукк и др., 2008б]).

1 – точки выхода на верхнюю полусферу стереографической проекции индивидуальных осей удлинения *t* фокальных механизмов землетрясений; *2* – то же для индивидуальных осей сжатия *p*; *3* – то же для главной оси удлинения *T* тензора СТД с устойчивой ориентацией в пространстве; *4* – область удлинения на стереографической проекции тензора СТД; *5* – линия простирания тектонической структуры Таджикской депрессии и сейсмофокальной зоны Индонезии; *h* – интервалы глубин, в которых установлен рассматриваемый тип СТД

Однако реально наблюдаемое в каждой ячейке с таким СТД рассеяние индивидуальных осей сжатия *p* механизмов очагов землетрясений в пределах плоского «слоя», нормального к оси субгоризонтального удлинения *T* (см. рис. 4) свидетельствует об отсутствии в их пределах направленного, упорядоченного субгоризонтального сжатия, неизбежно возникающего при сближении литосферных плит. Вид СТД здесь скорее приближается к гидростатическому (или, точнее, литостатическому), для которого отсутствие направленного сжатия является квалифицирующей характеристикой. Этим СТД одноосного удлинения принципиально отличается от обстановок взбросо-надвиговой, сбросовой и сдвиговой, изображенных на рис. 1 и 2. В этих последних положение осей и сжатия, и удлинения всегда устанавливается однозначно.

Напряженное состояние одноосного удлинения (но не растяжения) может быть получено двумя совершенно разными способами.

Оно может быть связано с напряженным состоянием одинакового двустороннего сжатия по осям *P* и *B*, направленного вкрест оси удлинения *T*. Индивидуальные оси *P* при этом рассеиваются в «слое», нормальном к оси *T*. Такое напряженное состояние может быть вызвано внешним осестремительным всесторонним сдавливанием. Подобная ситуация приводит к выдавливанию, истечению материала горной породы вдоль оси *T* в направлении, в котором такое истечение встречает, по-видимому, меньшее сопротивление. Модель такой ситуации – тюбик с пастой, равномерно обжимаемый с боковых сторон, что приводит к истечению содержимого из открытой горловины тюбика. Поэтому в такой ситуации происходит, повторим еще раз, именно удлинение, а не растяжение материала по этой оси. Вероятно, СТД одноосного субгоризонтального удлинения можно было бы получить, в рамках этой модели, за счет действия литостатической нагрузки вышележащих пород, т.е. осестремительным сдавливанием материала, способного к оттоку в направлении, близком к простиранию Таджикской депрессии. Линии, характеризующие поперечное сечение тюбика (его диаметр, радиусы и т.д.), одновременно укорачиваются. Но при этом останется совершенно непонятным, почему такая обстановка распространена в приосевой части депрессии, но полностью отсутствует на ее северном крыле. Здесь, под водораздельной частью хр. Петра Первого литостатическая нагрузка должна быть наибольшей. То же самое можно сказать о южном крыле депрессии в водораздельной части Дарвазского хребта. Здесь обстановка одноосного субгоризонтального удлинения распространена незначительно. На обоих крыльях преобладает субгоризонтальное, вкрест их простирания сжатие. Все это не позволяет принять изложенное объяснение.

Таким образом, ни сближение смежных литосферных плит, ни литостатическая нагрузка, т.е. внешние воздействия на деформируемые объемы горных пород, не объясняют появление СТД рассматриваемого типа в Таджикской депрессии. В результате приходится обратиться к внутренним источникам деформирования.

Ранее проведенный совместный анализ имеющихся геологических, сейсмологических и геодезических материалов показал, что, помимо плейттектонических, существует самостоятельный, автономный процесс тектогенеза, связанный, по нашему мнению, с активным увеличением объема, с объемным распором слоистых пород земной коры (вероятно, за счет привноса дополнительного минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов) [Добровольский и др., 2006; Лукк и др., 2004, 2008б; Прилепин и др., 2005; Шевченко, 1984, 1999, 2005а, 2005б; Шевченко и др., 2006, 2007].

Так, например, в осевой части Таджикской депрессии в интервале глубин 20-30 км по сейсмологическим данным обнаруживаются аномальные ориентировки осей сжатия и растяжения механизмов очагов землетрясений [Лукк и др., 2004]. Эти аномалии могут быть объяснены тем, что в осевой части депрессии происходит активное увеличение объема пород, приводящее к обстановке распора и формированию дивергентно ориентированных надвигов на крыльях депрессии. Кроме того, прямые светодальномерные геодезические измерения показали, что ширина Таджикской депрессии (в пределах Гармского геодинамического полигона) увеличивается, а не уменьшается – при том, что сближение Евразиатской и Индийской литосферных плит сомнений не вызывает [Гусева и др., 1993; Зубович и др., 2007; Лукк и др., 2008б] (рис. 5). Аналогичная картина, по геодезическим GPS-данным, характерна для средиземноморской части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса [Прилепин и др., 2005; Шевченко и др., 2007].

Поэтому СТД одноосного удлинения в Таджикской депрессии приходится объяснять тем, что возникает активное увеличение объема горных пород, т.е. возникает напряженное состояние, которое можно назвать состоянием объемного распора. Модель – тюбик, в котором объем пасты по причинам, которые здесь не обсуждаются, увеличивается. Сопротивление материла внешней среды «тюбика» препятствует или затрудняет расширение «пасты» вкрест оси *T*. В «тюбике» в этом направлении возникает напряженное состояние, неотличимое от напря-

женного состояния сжатия. Напряжения распора, действующие вкрест главной оси удлинения *T*, воспринимаются внешним наблюдателем как напряжения сжатия *p*, хотя их природа принципиально отлична от тех напряжений сжатия, которые возникают при приложении внешней нагрузки сдавливания (например, при коллизии литосферных плит, при литостатической нагрузке) к некоторому объему горных пород. Материал пород при этом, как и в предыдущем случае, выдавливается в том направлении (по оси *T*), в котором это возможно поскольку, по-видимому, выдавливание встречает там меньшее сопротивление. Но линии, характеризующие поперечное сечение тюбика (его диаметр, радиусы и т.п.) одновременно испытывают не укорочение, как в предыдущем случае, а удлинение. Другие истолкования СТД рассматриваемого типа, учитывающие перечисленные выше обстоятельства, нам не известны. Поэтому СТД одноосного удлинения (субгоризонтального или иного) с неустойчивой ориентацией индивидуальных осей *p* механизмов очагов землетрясений само по себе может рассматриваться как указание на возможную обстановку объемного распора материала горных пород, т.е. как признак возможного активного увеличения объема пород в пределах соответствующих пространственных выборок.

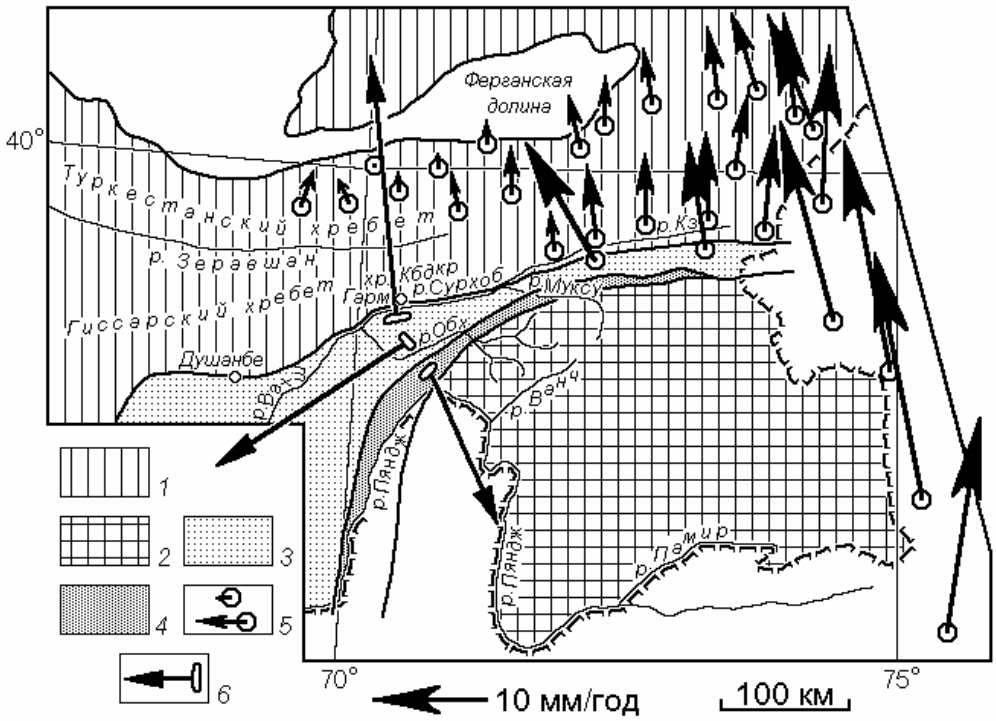


Рис. 5. Схема векторов среднегодовых скоростей горизонтальных перемещений геодезических пунктов Гармского полигона по светодальномерным измерениям 1967-1987 годов (по [Белокопытов и др., 1990; Гусева и др., 1993]) и GPS измерениям в Южном Тянь-Шане и смежных территориях (по [Зубович и др., 2007]) (в Евразиатской системе координат).

1 – Тянь-Шань; *2* – Памир; *3* – мезозойские и кайнозойские отложения Таджикской депрессии; *4* – палеозойские отложения южного крыла Таджикской депрессии (Дарвазская флексура); *5* – векторы скоростей горизонтальных смещений пунктов GPS измерений; *6* – обобщенные векторы скоростей горизонтальных смещений групп пунктов светодальномерных измерений. Сокращения на схеме: хр. Кбдкр – хр. Кабудкрым; р. Обх. – р. Обихингоу; р. Кз. – р. Кызылсу

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ ОДНООСНОГО УДЛИНЕНИЯ В ТЕКТОНОФЕРАХ

Напряжения одноосного субгоризонтального удлинения характерны для значительно б*о*льших объемов земной коры и верхней мантии в пределах Альпийско-Индонезийского подвижного пояса. Такие напряжения приурочены здесь к глубинным наклонным сейсмофокальным зонам, четко проявленным в обрамлении Индонезии и Эгейской впадины в Средиземноморье. Их обычно называют зонами Беньофа. Мы эти сейсмофокальные зоны, в отличие от сейсмофокаль-

ных зон Тихоокеанского кольца, называем, используя термин Ю.М. Шейнманна [1968], тектоноферами [Лукк и др., 2008а; Шевченко и др., 2002]. Вид их СТД не укладывается в общепринятые представления о зонах Беньофа.

СТД наклонных сейсмофокальных зон островных дуг Альпийско-Индонезийского подвижного пояса – Индонезии и Эгейской впадины (т.е. тектоноферов) – существенно различно на разных интервалах глубин [Лукк и др., 2008а]. В верхней (~40 км) части этих сейсмофокальных зон сжатие ориентировано примущественно субгоризонтально и вкрест простирания подвижного пояса, а удлинение (растяжение, наименьшее сжатие) субвертикальное. Имеет место, следовательно, типичная надвиговая обстановка. Но глубже, в интервале ~40-400 км в Индонезии и ~40-100 км в эгейском регионе картина иная. Индивидуальные оси удлинения *t* на этом интервале глубин характеризуются значительной упорядоченностью, а осредняющая их главная ось удлинения *T* тензора СТД наклонена приблизительно по восстанию-падению сейсмофокальной зоны. Такая картина наблюдается в Индонезии, например, в районах островов Суматра (рис. 4, д, е) и Ява (рис. 4, ж, з). Ориентировка индивидуальных осей сжатия *p* оказывается либо неустойчивой, с более или менее равномерным их распределением по разным направлениям вкрест оси удлинения *T*, либо выявляется некоторое сгущение индивидуальных осей сжатия вблизи одного направления. В этом случае главная ось сжатия *P* оказывается ориентированной по простиранию сейсмофокальной зоны и, соответственно, по простиранию подвижного пояса. Такая картина очень четко проявилась в эгейском сегменте Альпийско-Индонезийского подвижного пояса [Шевченко и др., 2001]. Здесь субгоризонтальные оси сжатия располагаются вдоль круто изогнутой Эгейской островной дуги (рис. 6). Объяснить эту картину приложением внешнего воздействия не представляется возможным.

СТД одноосного удлинения в наклонных сейсмофокальных зонах, при котором главная ось удлинения *T* приблизительно совпадает с направлением восстания-падения зоны, во многих случаях объясняют тем, что такая зона соответствует слэбу, т.е. субдуцирующей части литосферной плиты. При этом имеется ввиду, что субдукция вызвана действием силы тяжести, поскольку предполагается, в связи с этой точкой зрения, что слэб обладает, по тем или иным причинам, некоторой избыточной, по сравнению с вмещающей мантией, плотностью и, соответственно, отрицательной плавучестью. При такой ситуации слэб должен тонуть в мантии, испыты-

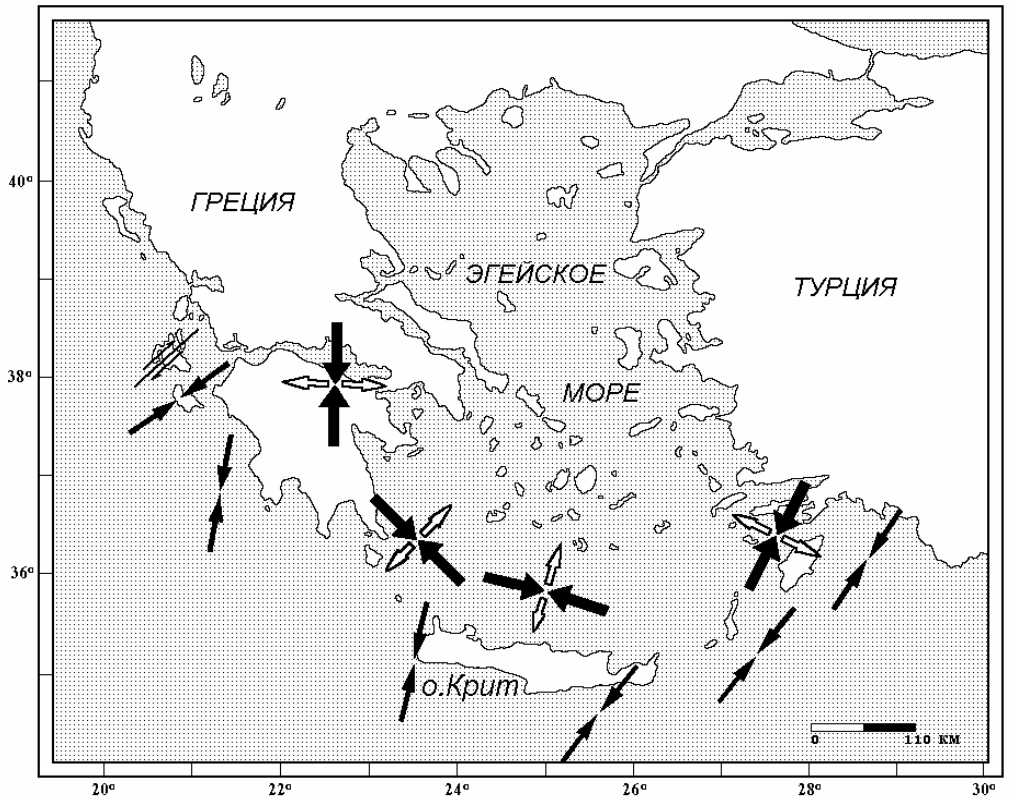


Рис. 6. Распределение сейсмотектонических деформаций сжатия на глубинах до 40 км (небольшие залитые стрелки) и сжатия (большие залитые) и растяжения (незалитые стрелки) в интервале глубин 40-100 км в полосе Эллинской островной дуги в Средиземноморье (по [Papazachos et al., 1996])

вать при этом реальное растяжение и, соответственно, удлинение. Однако изложенная схема не объясняет, почему при этом либо ориентировка индивидуальных осей *p* оказывается неустойчивой (оси *P* и *B* одинаковые, эллипсоид деформации становится одноосным), либо ось *P* выявляется, но, как уже упоминалось, при этом она оказывается ориентированной по простиранию сейсмофокальной зоны. Это заставляет принять иное объяснение рассмотренной картины.Слабая упорядоченность или отсутствие упорядоченности индивидуальных осей сжатия *p* в механизмах очагов землетрясений, возникающих в тектоносферах в обсуждаемом интервале глубин в Индонезии и в эгейском регионе, т.е. в Альпийско-Индонезийском подвижном поясе, свидетельствует о том, что для этих элементов структуры литосферы ориентированное давление сближающихся литосферных плит не является определяющим. Можно скорее предположить, что главную роль в этих случаях, в отличие от зон Беньофа Тихоокеанского кольца, играет напряжение всестороннего расширения, всестороннего распора, возникающее в результате активного увеличения объема материала сейсмофокальной зоны, т.е. тектонофера [Лукк и др., 2008а]. Судя по реально наблюдаемой по сейсмологическим данным картине, в Индонезии наименьшее сопротивление перемещению материала тектонофера на глубинах 40-400 км, обусловленному напряжениями всестороннего распора, существует в направлении восстания – падения тектонофера, вкрест простирания сейсмофокальной зоны и подвижного пояса. В результате именно в этом направлении, оказывается ориентированной главная ось удлинения (наименьшего сжатия, но не растяжения) *T*, а главная ось сжатия *P* нередко оказывается ориентированной по простиранию подвижного пояса. На материале эгейского региона [Шевченко и др.,2001] (рис. 6) было показано, что такая картина может быть объяснена только на основе предположения о распоре, об активном увеличении объема пород подвижного пояса. В этом случае в направлении действия главной оси сжатия *P* происходит деформация не укорочения, а удлинения. Какие-либо иные объяснения предложены не были (во всяком случае, нам таковые не известны).

Таким образом, предположение об активном увеличении объема пород, как причине сейсмичности в сейсмофокальных зонах Альпийско-Индонезийского подвижного пояса, позволяет объяснить б**о**льшее число особенностей СТД этих зон по сравнению с представлением о гравитационном погружении слэбов.

Объемы тектоносферов, для которых характерно СТД рассматриваемого типа, измеряется десятками-сотнями тысяч кубических километров, т.е. намного превышают рассмотренные выше объемы коры с аналогичным типом СТД в Таджикской депрессии.

ОДНООСНОЕ УДЛИНЕНИЕ НА МИКРОСТРУКТУРНОМ УРОВНЕ

Определенные аналогии с рассмотренными выше материалами можно усмотреть в некоторых данных, посвященных микроскопическому изучению тектонитов – горных пород, обладающих преимущественной ориентировкой минералов, возникшей при наложенных пластических деформациях этих пород. Отметим, что при этом размеры объектов изучения – от миллиметров и долей миллиметров до первых сантиметров.

При изучении ориентировки минеральных зерен тектонитов используются ориентировки кристаллографических (спайность, грани, ребра кристаллов, двойниковые швы, кристаллографические оси) и кристаллооптических (оптические, двойниковые оси) характеристик зерен минералов. Результаты такого изучения изображаются на стереограммах разного типа. Выделяются три типа тектонитов – *S*-, *B*- и *R*-тектониты. Для стереограмм *S*- и *B*-тектонитов характерны изолированные максимумы точек выходов кристаллографических или кристаллооптических осей на стереограммах. Анализ стереограмм *S*- и *B*-тектонитов показывает, что соответствующее пластическое деформирование горных пород происходит при смещениях по одной или двум системам плоскостей скалывания в результате направленного ориентированного давления [Елисеев, 1963, 1967].

В отличие от них стереограммы *R*-тектонитов характеризуются поясовым расположением точек выходов таких осей (рис. 7). Точки выходов распределены на стереограммах *R*-тектонитов в виде пояса с более или менее равномерной плотностью точек. Такая картина указывает на то, что многочисленные плоскости внутризернового скалывания, скольжения закономерно окружают некоторую ось *R*. Макроскопически эта ось соответствует направлению линейности[4] в соответствующих породах. Направление линейности в по-

[4] «Линейность – субпараллельное расположение вытянутых структурных элементов в горной породе, которые могут быть представлены призматическими или игольчатыми кристаллами, вытянутыми скоплениями зерен, … шарнирами мелких складок и т.п.» [Геологический…, 1973, с. 392].

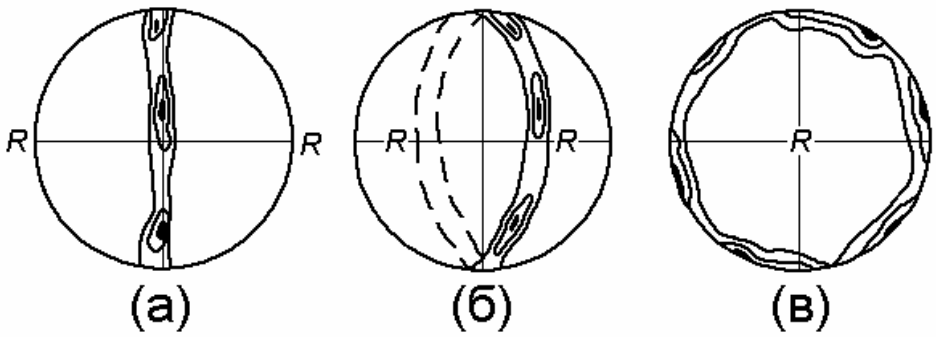


Рис. 7. Стереограммы *R*-тектонитов в сечениях поперек (*а*), под углом (*б*) и в плоскости пояса точек выходов кристаллографических или кристаллооптических осей [Елисеев, 1967]

роде отвечает оси удлинения. При этом «… линейность располагается перпендикулярно направлению … давления…» [Елисеев, 1967, с. 86].

Поскольку плоскости скалывания, скольжения окружают ось *R* (касательные к ним образуют, по-видимому, поверхности конуса или цилиндра), давление (сжатие) при этом не может быть ориентированным, однонаправленным, как это принимается применительно к *S*- и *B*-тектонитам. Для того, чтобы объяснить, как, тем не менее, при подразумеваемом ориентированном внешнем давлении получается поясовой *R*-тектонит, приходится предположить, что эллипсоид деформации «… как бы изменяет свое положение при сохранении положения оси *B*, совпадающей с осью *R*. *Он как бы вращается* (курсив наш) вокруг оси эллипсоида деформации *B*» [Елисеев, 1967, с. 49]. Образование поясового тектонита «… связывается с деформацией, сопровождающейся … поворотом зерен вокруг оси *b* или вращением плоскостей скольжения» [Лукин и др., 1965, с. 59]. Так что названными исследователями предполагается вращение («как бы вращение») эллипсоида деформации. Это, по-видимому, возможно только в том случае, если последовательно изменяется направление оси внешнего сжатия относительно неподвижного объекта деформирования (т.е. источник сжатия скользит по кругу вокруг объекта деформирования), либо вращается сам объект деформирования при стабильном положении оси сжатия.

Нам представляется, что и скольжение по кругу источника сдавливания, и вращение объекта деформирования применительно к реальным геологическим объектам абсолютно неправдоподобны сами по себе. Поскольку тектониты, дающие полосовые стереограммы, тем не менее, реально существуют, кажется неизбежным вывод – приходится связывать образование таких тектонитов с активным увеличением объема деформированных пород, с обстановкой распора при этом. Такая обстановка, по нашему мнению, как раз автоматически подразумевает получение полосовых стереограмм.

ОДНООСНОЕ УДЛИНЕНИЕ «МАЛЫХ» СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Обстановка одноосного удлинения выявляется также при изучении ориентировки «малых» структурных форм – трещин, небольших разрывов, других зон концентрации деформаций, непосредственно наблюдаемых в обнажениях горных пород [Расцветаев, 1982, 2002]. Характерные размеры обнажений – от метров до первых десятков-сотен метров. При этом среди прочих сочетаний дислокаций этого масштаба имеет место устойчивый набор разноориентированных плоскостей скалывания, скольжения, которые образуют «конусы растяжения» вокруг оси удлинения («растяжения») *T* (рис. 8, а). Поверхности «конусов» – это касательные к плоскостям скалывания, скольжения. Подразумевается, что индивидуальные оси сжатия *p* рассеяны в плоском «слое», нормальном к оси *T*. Высказано предположение, что вдоль оси растяжения действует «активная сила», располагается «активная тектодинамическая ось» [Расцветаев, 1982].

Сходство в расположении осей удлинения и сжатия, выявленных при изучении механизмов землетрясений на Гармском полигоне в Таджикской депрессии и в сейсмофокальных зонах Альпийско-Индонезийского подвижного пояса (см. рис. 4), с одной стороны, и «малых» структурных форм (рис. 8а), с другой, позволяет предположить, что природа наблюденного СТД во всех

этих случаях может быть иная и разная. Во-первых, возможно, что активным действующим фактором является напряженное состояние сжатия, ориентированное вкрест оси *T*. Это сжатие связано с внешним для деформированного объема осестремительным сдавливанием, например, литостатическим (рис. 8, б). Во-вторых, нельзя исключать возможность того, что происходит активное увеличение объема пород и, как следствие возникает обстановка объемного осебежного распора (рис. 8в). Иными словами, «активная сила» может действовать не по оси «растяжения» (удлинения), а по осям сжатия. Эти последние располагаются в «слое», нормальном к оси удлинения *T*. Напряжения сжатия при внешнем сдавливании приводят к деформациям укорочения, а в случае распора – к деформациям удлинения.

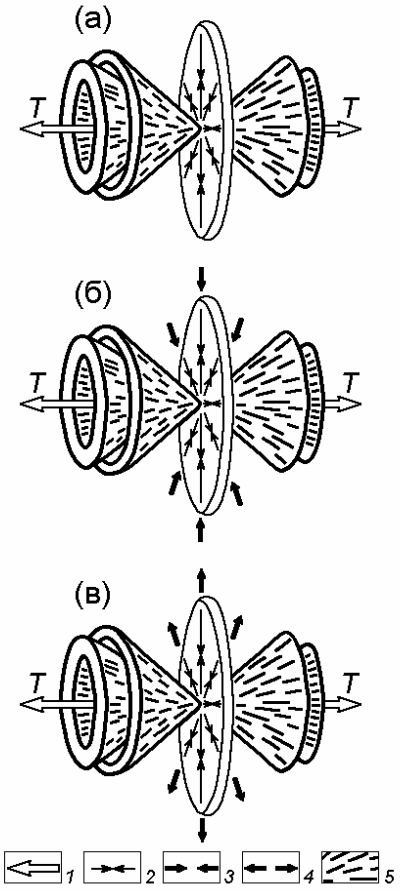


Рис. 8. Геомеханическая модель парагенеза дизъюнктивных структур «конус растяжения» (по [Расцветаев, 1982, 2002] с дополнением) (*а*); предлагаемые интерпретации геомеханической модели для обстановки литостатического осестремительного сдавливания (*б*) и осебежного объемного распора (*в*).

1 – главная ось растяжения (удлинения); *2* – индивидуальные оси сжатия; 3 – направления внешнего осестремительного сдавливания; *4* — индивидуальные оси объемного распора; *5* – линии, борозды скольжения

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, выявляется, что, несмотря на огромные, многопорядковые различия в масштабах рассмотренных явлений, имеет место практически полное сходство в характере деформирования верхнего этажа земной коры изученных частей Таджикской депрессии, тектоноферов Индонезии и Эгейского региона, а также горных пород, наблюдаемых в геологических обнажениях и в шлифах. Общим для всех этих объектов являются хорошо определяемая устойчивая главная ось удлинения, сочетающаяся обычно с отсутствием выделенного направления и упорядоченности в ориентации индивидуальных осей сжатия. Такое сходство позволяет предполагать, что сходным был и механизм формирования соответствующих тектонических дислокаций, который приходится связывать с активным увеличением объема горных пород. Следовательно, изложенный материал дает основания полагать, что активное увеличение объема горных пород широко распространено и играет существенную роль в тектогенезе земной коры и верхней мантии, в формировании тектонических дислокаций, размеры которых могут различаться на много

порядков.

Судя по имеющимся материалам, автономные процессы тектогенеза, связанные с активным увеличением объема горных пород, действуют одновременно и параллельно с механизмами, подразумеваемыми плейттектонической концепцией [Прилепин и др., 2005; Шевченко и др., 2007, 2008].

ЛИТЕРАТУРА

Белокопытов В.А., Гусева Т.П., Лукк А.А., Сковородкин Ю.П., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И.. Геодинамика района соприкосновения Памира и Тянь-Шаня // Изв. АН СССР, сер. геол. 1990. № 11. С. 127-134.

Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд. Моск. ун-та, 206 с. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра. 1973. 486 с.

Гусева Т.В., Лукк А.А., Певнев А.К., Сковородкин Ю.П., Шевченко В.И. Геодинамика района Гармского полигона в Таджикистане // Физика Земли. 1983. № 7. С. 10-26.

Гусева Т.В., Лукк А.А., Трапезников Ю.А., Шевченко В.И. Геодинамика территории Гармского полигона (Таджикистан) по результатам светодальномерных наблюдений // Геотектоника. 1993. № 3. С. 47-54.

Добровольский И.П., Шевченко В.И. К вопросу о природе напряжений и деформаций субгоризонтального сжатия в подвижном поясе // Физика Земли. 2006. № 2. С. 46-49.

Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. Л.: Наука. 1967. 258 с.

Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника. 2007. № 1. С. 16-29.

Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3-24.

Кучай В.К. Трансформация тектонических движений // Геотектоника. 1983. № 3. С. 3-14.

Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука. 1965. 124 с.

Лукк А.А., Шевченко В.И. Характер деформирования земной коры Гармского района (Таджикистан) по геологическим и сейсмологическим данным // Физика Земли. 1986. № 7. С. 16-33.

Лукк А.А., Шевченко В.И. Роль локальных процессов тектогенеза в деформировании слоистых пород Таджикской депрессии // Физика Земли. 2004. № 11. С. 5-25.

Лукк А.А., Леонова В.Г., Шевченко В.И. Сейсмотектоническая характеристика Дарвазской зоны разломов на Памире // Физика Земли. 2005. № 9. С. 21-35.

Лукк А.А., Шевченко В.И. Островные дуги, глубоководные желоба и сейсмофокальные зоны Индонезии и Тихого океана: сходство и различия // Физика Земли. 2008а. № 2. С. 3-38.

Лукк А.А., Леонова В.Г., Шевченко В.И. Сейсмотектоническая характеристика северного крыла и осевой части Таджикской депрессии (Гармский геодинамический полигон) // Физика Земли. 2008б. № 12. С. 24-64.

Прилепин М.Т., Шевченко В.И. Геодинамика Средиземноморья по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 6. С. 19-31.

Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 904-909.

Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333-373.

Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука. 1991. С. 144-160.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г.. Тектоника с основами геодинамики. М.: Изд. Университет, Книжный дом. 2005. 560 с.

Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении (на примере Большого Кавказа). М.: Наука. 1984. 160 с.

Шевченко В.И. О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // Бюл. МОИП, отд. геол. 1999. Вып. 3. С. 14-25.

Шевченко В.И. Альпийско-Гималайский подвижный пояс: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Тектоника коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М-лы XXXVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2005а. Т. 2. С. 358-361.

Шевченко В.И. Средиземноморье – Кавказ: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // БМОИП, отд. геол. 2005б. Вып. 4. С. 21-29.

Шевченко В.И., Добровольский И.П., Лукк А.А. Напряженно-деформированное состояние ли-

тосферы эгейского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2001. № 12. С. 52-63.

Шевченко В.И., Лукк А.А. Сейсмотомографические «зоны субдукции» в мантии эгейского-тирренского сектора Средиземноморского подвижного пояса // Физика Земли. 2002. № 6. С. 71-81.

Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Суматранское землетрясение 26.12.2004г. – проявление неплейттектонического процесса в литосфере // Физика Земли. 2006. № 12. С. 55-76.

Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Автономная и плейттектоническая геодинамика Альпийско-Гималайского подвижного пояса // Фундаментальные проблемы геотектоники. М-лы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2007. Т. II. С. 359-362.

Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т. Альпийско-Индонезийский подвижный пояс, Тихоокеанское кольцо и Средиземноморско-Меланезийский подвижный суперпояс // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М-лы XLI Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2008. Т. II. С. 459-463.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра. 1968. 232 с.

Papazachos B.C., Kiratzi A.A. Type of faulting and seismic deformation in the Hellenic arc // Seismicity of the Carpathian-Balkan region. Proceed. XV Congress of Carpatho-Balcan Assos. Athens. 1996. P. 41-45.

КОЛЕБАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО БЛОКА ПО ДАННЫМ МНОГОЛЕТНИХ НАКЛОНОМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

И.А. Широков, К.М. Анохина

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, shirokov@ifz.ru

Обсуждаются результаты анализа вариаций наклонов по данным многолетних рядов наблюдений на пункте «Талгар», расположенном в пределах Западно-Талгарского тектонического блока в Северном Тянь-Шане. Методами гармонического и спектрального анализа выявлены многолетние периоды, амплитуды и направление колебаний наклона тектонического блока, рассмотрена их взаимосвязь с обрамляющими разломами. Показано, что колебания блока «поляризованы» в субмеридиональной плоскости, хорошо согласуются с ориентировкой разломов и основными чертами тектоники региона. Также установлено, что направления векторов наклона блока, предваряющих сильные близкие землетрясения не зависят от расположения сейсмических эпицентров, группируются в узком секторе, совпадая с направлением многолетних колебаний Западно-Талгарского блока. Подвижность блока с устойчивой во времени «осью качания» проявляется также в реакции блока на воздействие приливных сил, что находит отражение в наблюдаемых значениях амплитуд и фаз приливных наклонов.

ВВЕДЕНИЕ

Современные геодинамические исследования в значительной мере опираются на результаты инструментальных наблюдений за пространственно-временными вариациями параметров геофизических полей, включая и наблюдения за наклонами земной поверхности. Наклономерный метод изучения деформаций земной коры используется при мониторинге сейсмической, вулканической и тектонической активности.

Частотная характеристика современных наклономеров позволяет измерять вариации наклонов с высокой точностью в полосе низких частот, начиная от 0.01 Гц и до «квазинулевой» частоты. В этой полосе регистрируются такие важные для изучения физики Земли явления как длиннопериодные сейсмические волны, собственные колебания Земли, лунно-солнечные приливы, современные тектонические деформации. При оценке современных тектонических деформаций главное внимание уделяется низкочастотной апериодической области неприливных наклонов, поскольку деформирование больших объёмов горных масс под действием тектонических сил происходит достаточно медленно. Измерение тектонических наклонов затруднено нарастанием помех по мере продвижения в область «квазинулевой» частоты, что приводит к ухудшению соотношения «сигнал-шум». Поэтому, несмотря на высокие метрологические характеристики наклономеров, оценки тектонических деформаций по данным близко расположенных пунктов наблюдений иногда имеют большой разброс.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Целью исследования являлось изучение современных тектонических деформаций-наклонов земной поверхности по данным многолетних рядов наблюдений на пункте «Талгар», расположенном в пределах Западно-Талгарского тектонического блока в предгорье Северного Тянь-Шаня.

Земная кора и верхняя часть мантии Северного Тянь-Шаня представляют собой слоисто-блоковую среду, физические свойства которой отображаются трёхслойным разрезом, содержащим «гранитный», «базальтовый» и «подкоровый» слои с их геофизическими границами. Тектоническое строение региона представлено иерархической системой складчатых структур, тектонических блоков и разрывных нарушений разных рангов, имеющих восточное, северо-восточное и северо-западное простирание. Разломы северо-восточного направления характеризуются надвигами, а разломы северо-западного направления сдвигами, которые сочленяются почти под прямым углом.

На тектонической схеме (рис. 1) показаны основные разрывные дислокации района наблюдений [Kopnichev, 1998]. Глубинные разрывные нарушения, проявляющиеся в виде субпараллельных разрывов, флексур, зон дробления, прослеживаются на сотни километров и ограничивают крупные блоки земной коры. Амплитуды вертикальных перемещений блоков достигают нескольких километров, а глубины разломов варьируют от нескольких километров до 50-

60 км и более. Например, Заилийский разлом, протяжённостью более 400 км, в районе пункта «Талгар» имеет глубину 55 км при ширине 1 км и крутом падении на север. Крупные блоки расчленены на более мелкие разрывами северо-западного простирания. [Ержанов, 1982].

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Наклономерный пункт «Талгар» находится в 23 км к востоку от города Алма-Ата в краевой зоне Северного Тянь-Шаня на границе Илийской впадины и северного склона хребта Заилийского Алатау в пределах Западно-Талгарского тектонического блока (рис. 1), примерно в 2-х км от Заилийского разлома и Талгарского сдвига. Фотоэлектрические наклономеры были установлены в конце 105-метровой штольни, пройденной в меридиональном направлении в массиве кристаллических сланцев в левобережном борту ущелья реки Правый Талгар. Чувствительность наклономеров поддерживалась и автоматически контролировалась в пределах $1*10^{-3}$ угл. сек. Методика наблюдений и обработки наклономерных данных подробно излагается в ряде работ [Барта, Широков и др.,1982], [Широков, 1972, 2005]. В ходе многолетних наблюдений по разным причинам неизбежно приходилось переставлять и заменять приборы, вышедшие из строя из-за воздействия сильных землетрясений или технических отказов. Такие перестановки, хотя и нарушают непрерывность наблюдений, в то же время дают возможность получать независимую оценку измерений. Средняя наработка однокомпонентных наклономеров между перестановками составила 5 лет, что свидетельствует об их надёжности. Всего за 28 лет наблюдений было использовано 7 фотоэлектрических наклономеров типа НСО.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерпретация результатов наблюдений проводилась в предположении, что они являются представительными для всего Западно-Талгарского тектонического блока, на котором имеется единственный наклономерный пункт «Талгар».Графики многолетних вариаций медленных наклонов за период наблюдений 1962-1988 гг. представлены на рис. 2. По компоненте ВЗ отмечается большой линейный ход и слабо выраженные амплитуды многолетних колебаний наклонов, а по СЮ, наоборот, линейный ход практически равен нулю, а амплитуды многолетних колебаний достигают 5 угл. сек. Это свидетельствует о существовании интенсивных колебаний Западно-Талгарского тектонического блока в субмеридиональном направлении на фоне монотонного наклона блока на запад. Годовая скорость линейного хода наклонов блока соста-

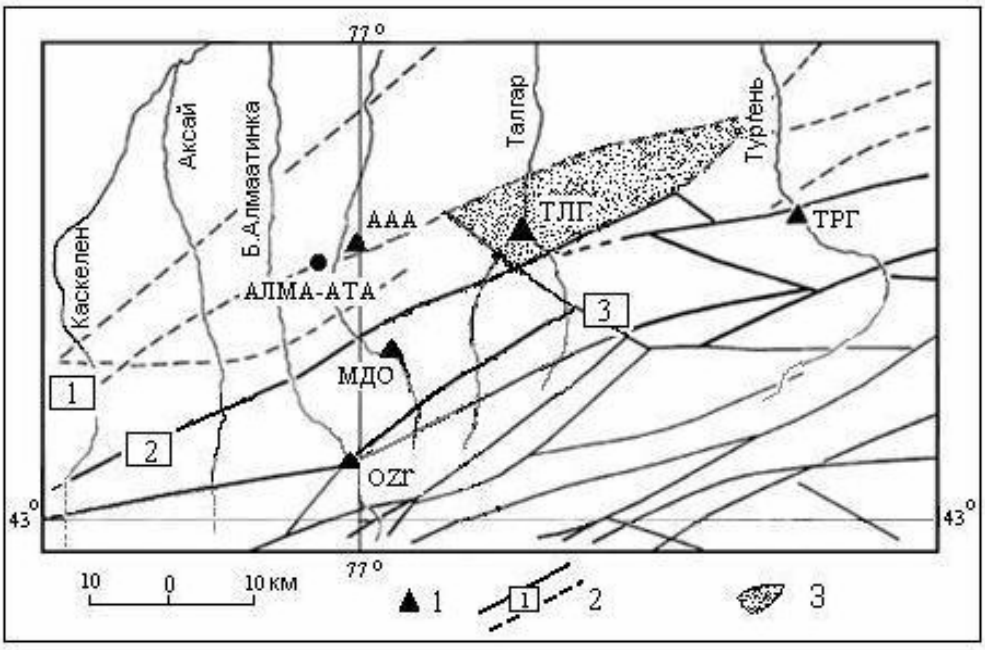


Рис. 1. Тектоническая схема Северного Тянь-Шаня.
1 – сейсмические станции; *2* – глубокие разломы (*1* – Алма-атинский разлом; *2* – Заилийский разлом; *3* – Талгарский сдвиг); *3* – Западно-Талгарский тектонический блок

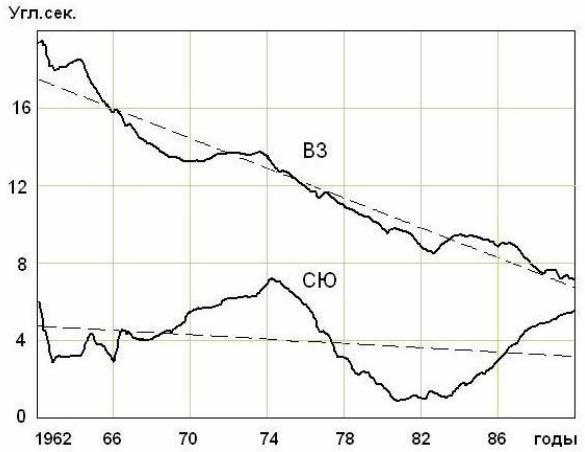


Рис. 2. Вариации наклонов земной поверхности на ст. Талгар за 1962-1988 гг

вила 0.385 угл. сек/год в западном направлении, что согласуется с существующими геологическими представлениями и значениями, получаемыми при повторных нивелировках в данном районе [Куликовский, 1973, 1974], [Сигалов, 1976].

Для графического отображения результатов анализа многолетних наклонов использовалась упрощённая схема (рис. 3), на которой изображены пункт наблюдений «Талгар», контур Западно-Талгарского блока, Заилийский разлом, Талгарский сдвиг, и годограф наклонов. На годографе векторной функции (рис. 3а) наблюдаются два основных типа наклонов блока: линейный «вековой» наклон на Запад; и многолетний периодический в субмеридиональном направлении. Годограф векторной функции наклона с исключённым линейным ходом (рис. 3, б) показывает, что многолетние периодические колебания блока поляризованы в субмеридиональной плоскости, и, по-видимому, обусловлены суммарным воздействием тектонических напряжений на границах блока в зонах Заилийского разлома и Талгарского сдвига.

Оценка амплитуд и периодов многолетних колебаний Талгарского блока проводилась методом Байеса, т.е. путём подбора гармонической модели наклономерных временных рядов в азимутах СЮ и ВЗ. Были определены основные периодические компоненты (табл.).

Амплитуда 17-летней гармоники по СЮ в шесть раз больше, чем по ВЗ, а амплитуда 12-летней гармоники по СЮ, наоборот, в полтора раза меньше чем по ВЗ. Принимая во внимание азимуты простирания Заилийского и Талгарского разломов, можно предположить, что 17-летняя гармоника вызвана влиянием Заилийского разлома, а 12-летняя – результат воздействия обоих разломов.

Амплитуды 8-летней гармоники по обеим составляющим примерно равны, а вектор наклона направлен перпендикулярно простиранию Талгарского сдвига. Для более детального изучения этой гармоники был выполнен спектральный анализ остаточных временных рядов, полученных после исключения 17 и 12-летних периодов, т.к. без этой процедуры невозможно обеспечить выделение периода 8 лет. На рис. 4, а, б, в представлены соответственно остаточные временные ряды по СЮ и ВЗ, их амплитудные спектры, а также годограф остаточных наклонов.

Как видно из рис. 4, б в обеих компонентах отчётливо проявляется 8-летний период с близкими по величине амплитудами. Годограф этих колебаний на рис.4в ориентирован перпендикулярно простиранию Талгарского сдвига. Результаты гармонического анализа, спектрального анализа и годограф векторной функции согласованно указывают на взаимосвязь 8-летних колебаний блока с Талгарским сдвигом. Поэтому можно предположить, что 17 и 12-летние колебания блока обусловлены преимущественно влиянием Заилийского разлома, а более короткие периоды – влиянием Талгарского сдвига. Годовые волны наклонов, обусловленные метеорологическими факторами, представленные в табл. 1, здесь не рассматриваются.

Таблица

	СЮ		ВЗ
	Период (лет)	Амплитуда (угл. сек.)	Амплитуда (угл. сек.)
1	17	2.2 ± 0.03	0.37 ± 0.02
2	12	0.47 ± 0.03	0.75 ± 0.02
3	8	0.30 ± 0.03	0.26 ± 0.02
4	1	0.074 ± 0.002	0.034 ± 0.003

Наряду с многолетними периодическими колебаниями были рассмотрены аномальные апериодические наклоны, которые вдвое превышали уровень шума и предваряли сильные близкие землетрясения с магнитудой более М4 и эпицентральным расстоянием менее 400 км. В период наблюдений произошло 17 таких землетрясений, из которых 15 сопровождались предваряющими аномальными наклонами, обладающими общими признаками, предъявляемыми к деформационным предвестникам. Пространственное расположение векторов аномальных наклонов и соответствующих сейсмических эпицентров для пункта «Талгар» показано на рис. 5, а.

Несмотря на большой пространственный разброс эпицентров землетрясений, вектора аномальных наклонов группируются в узком секторе ($\pm 10^{o}$) в направлении ЮЗ-СВ, совпадая с направлением многолетних колебаний Западно-Талгарского блока, что позволяет предполагать

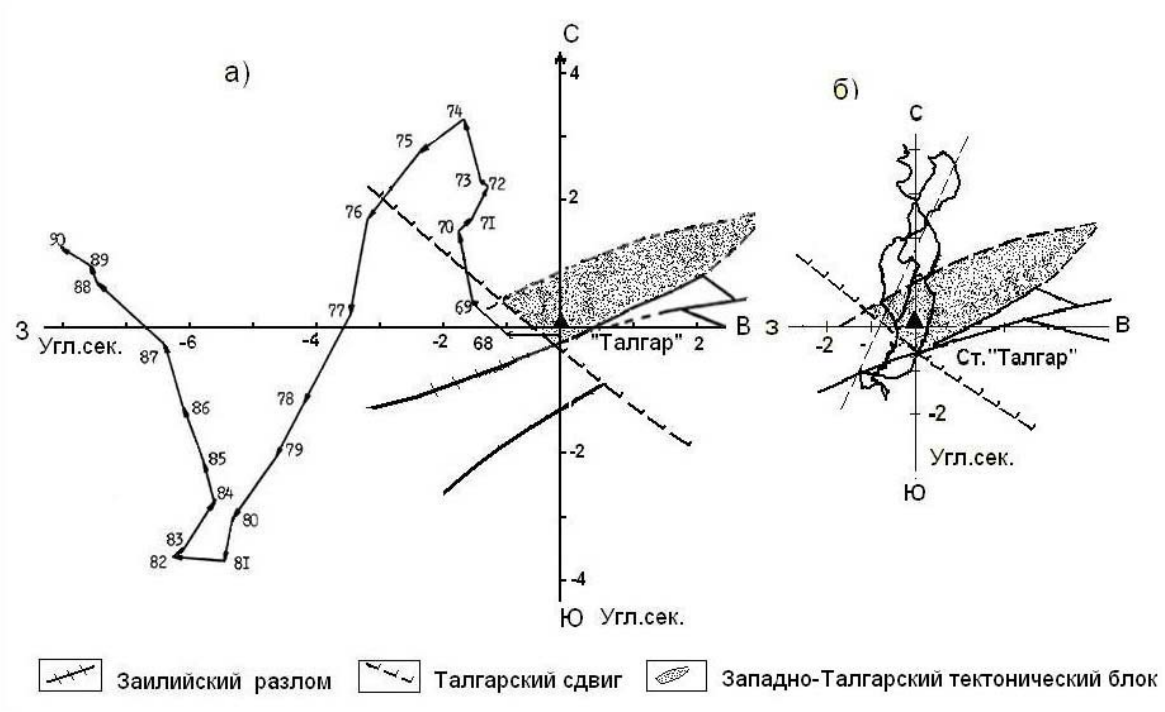


Рис. 3. Годографы многолетних наклонов на пункте «Талгар»: а) исходного ряда наблюдений; б) с исключённым линейным ходом

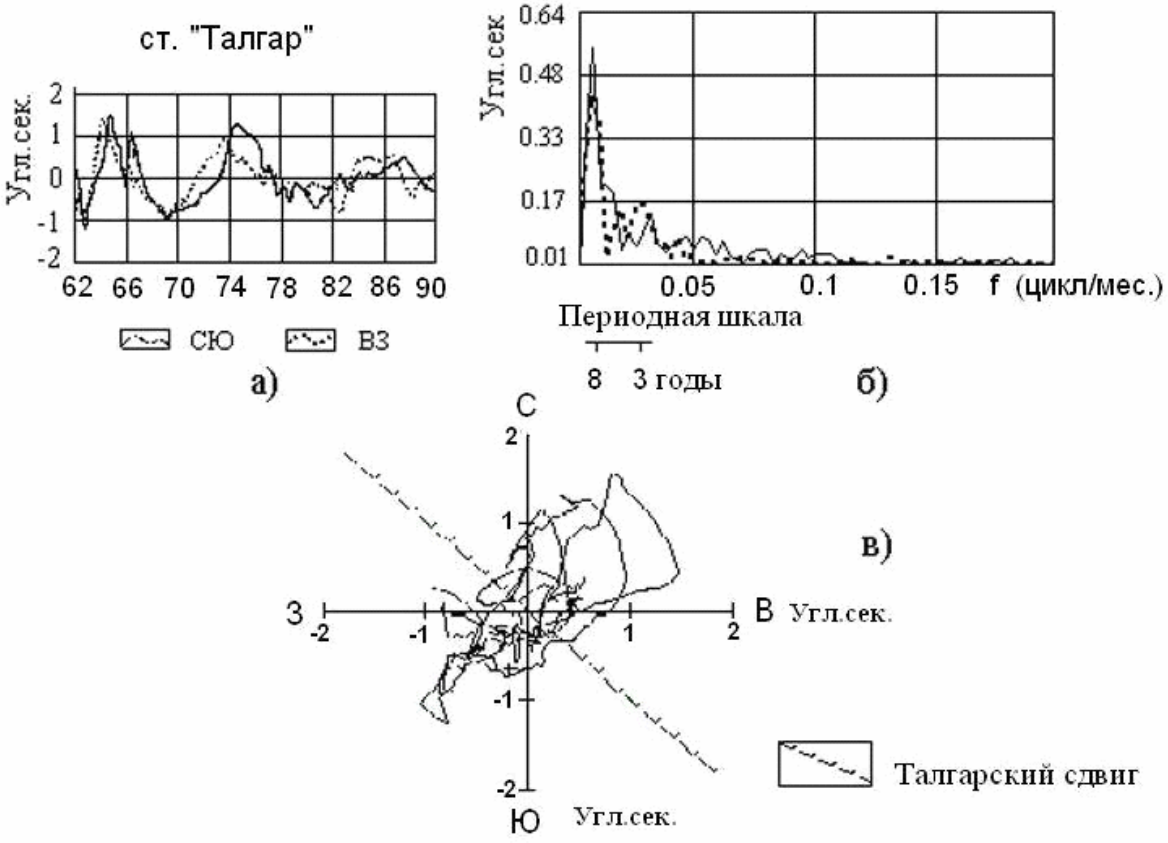


Рис. 4. а) Остаточные вариации наклонов после исключения 17-летнего по СЮ и 12-летнего по ВЗ периодов; б) Амплитудный спектр остаточных наклонов; в) Годограф остаточных колебаний наклонов

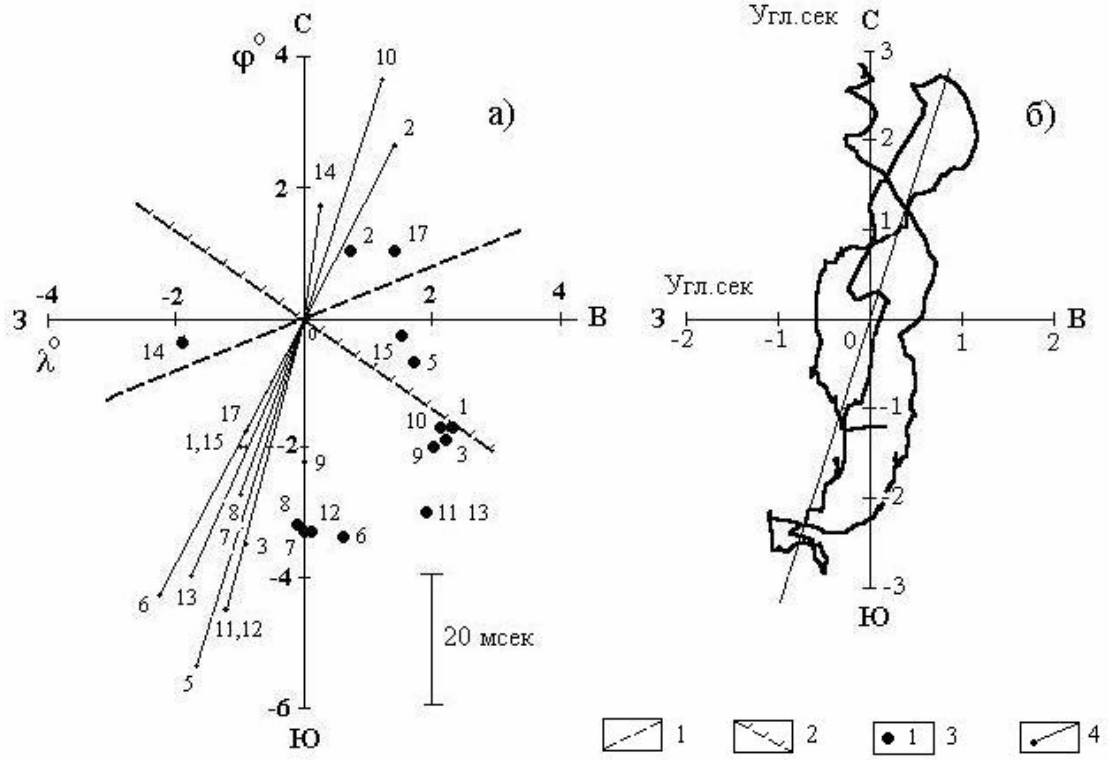


Рис. 5. а) Взаимное расположение векторов аномальных наклонов-предвестников на пункте «Талгар» и соответствующих эпицентров близких сильных землетрясений. *1*–направление Заилийского разлома; *2*–направление Талгарского сдвига; *3*–эпицентры землетрясений с M > 4 и Δ < 400 км; *4*–вектора аномальных наклонов- предвестников. б) Годограф векторной функции вариаций наклонов после исключения линейного хода наклонов

существование устойчивой во времени «оси качания» блока, параллельной простиранию Талгарского сдвига. К сожалению, отсутствие других подобных наблюдений в пределах Западно-Талгарского блока не даёт возможности оценить пространственную представительность полученного результата, что является наиболее существенным недостатком данной работы.

Остаётся открытым вопрос о природе эндогенного процесса, генерирующего колебания тектонического блока с периодами 17, 12 и 8 лет. Например, одна из существующих моделей (фильтрационная) [Курскеев, 1984] предполагает, что современные движения земной поверхности блоков Северного Тянь-Шаня являются следствием фильтрации глубинных флюидов. Из этой модели следует, что непрерывно-дискретное пульсирующее развитие фильтрационного процесса определяет пульсирующий, в том числе и периодический, характер современных движений тектонических блоков.

Отсутствие данных о напряжённо-деформированном состоянии на контуре Западно-Талгарского тектонического блока, затрудняет понимание вероятного механизма защемления, устойчивости в пространстве и времени положения оси качания блока при различных геодинамических воздействиях.

В ряде исследований утверждается, что высокая геодинамическая активность района и, как следствие, повышенная подвижность тектонических блоков, при воздействии приливных сил проявляется аномальными значениями амплитуд и фаз приливных наклонов. На пункте «Талгар» параметры пяти главных волн упругого земного прилива были определены с точностью около 1%. Для главной лунной волны M2 амплитудные факторы γ(M2) в азимутах СЮ и ВЗ имеют значения соответственно 0.621±0.004 и 0.706±0.003 [Фандюшина, 1975],

Величина γ(СЮ) получена заниженной относительно «глобального» фактора, равного 0.7. Такие же значения γ получены на пункте «Медео», расположенном на другом, соседнем, тектоническом блоке, в 30 км к западу от пункта «Талгар». Наблюдаемая на этих пунктах анизотропия приливных параметров отражает большую податливость тектонических структур Северного Тянь-Шаня в меридиональном направлении по сравнению с широтным. Это объясня-

ется не столько подвижностью Западно-Талгарского блока, а субширотным простиранием главных складчатых и разрывных структур региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ наблюдений наклонов на пункте «Талгар» позволил выявить многолетние колебания Западно-Талгарского тектонического блока и определить их периоды и амплитуды.

2. Проведена качественная и количественная оценка взаимосвязи колебаний наклона тектонического блока с разрывными структурами, близкими сильными землетрясениями и упругим земным приливом.

3. Установлено, что направления векторов наклона блока, предваряющих сильные близкие землетрясения не зависят от расположения сейсмических эпицентров, группируются в узком секторе, совпадая с направлением многолетних колебаний Западно-Талгарского блока.

4. Показано, что многолетние колебания тектонического блока обусловлены, главным образом, влиянием ближайших обрамляющих разрывных структур: Заилийского разлома и Талгарского сдвига.

5. Научным результатом данного исследования является установление взаимосвязи колебаний наклона тектонического блока с разрывными структурами при воздействии тектонических, сейсмогенных и приливных процессов. Выявленные соотношения могут оказаться полезными при решении задач прогноза землетрясений и изучении природы сейсмотектонических явлений в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

Барта Г., Широков И.А. и др. Методическое руководство по приливным наблюдениям с наклономерами. Изд. КАПГ, Zdiby. 1982.

Ержанов Ж.С., Курскеев А.К., Тимуш А.В., Чабдаров Н.М. Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана. Алма-Ата: 1982. С. 232.

Куликовский. К.Т. О связи современных движений земной коры с неотектоникой северных подножий хребта Заилийского Алатау // Современные движения земной коры. Тарту: 1973. № 5. С. 564-568.

Куликовский К.Т. Неотектоника северных склонов хребта Заилийского Алатау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: 1974. С. 20-25.

Курскеев А.К. Геодинамическая модель и современное корообразование в Тянь-Шенском сегменте // Результаты комплексных исследований в сейсмоактивных районах Казахстана. Алма-Ата: Наука. 1984. С. 27-40.

Сигалов В.М. О характере современных вертикальных движений земной коры в Северном Тянь-Шане // Сейсмическое микрорайонирование. Алма-Ата. 1976. С. 144-149.

Фандюшина С.М. Азимутальное неравенство приливного фактора γ в Талгаре // Приливные деформации Земли. М.: Наука. 1975. С. 82-88.

Широков И.А. Приливные наклоны земной поверхности по наблюдениям в Саянах в 1965-68 гг // Медленные движения земной коры. М.: Наука. 1972. С. 178-202.

Широков И.А. Наклономерные исследования при инженерно-геологических изысканиях // Медленные движения земной коры. М.: Наука. 1972. С. 239-262.

Широков И.А., Анохина К.М. Геодинамика земной коры по наблюдениям наклонов земной поверхности. Отчёт по НИР, ИФЗ РАН. М.: 2005. С. 78.

Kopnichev YU. F. Variation in the structure of field of attenuation of shear. // Journal of Earthquake Prediction Research 7. 1998. С. 158-169.

КВАЗИТРЕХМЕРНАЯ ТРЕХСТАДИЙНАЯ МОДЕЛЬ АЛЬПИЙСКОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА ПО ДАННЫМ О ВЕЛИЧИНАХ ДЕФОРМАЦИЙ

Ф.Л. Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, yak@ifz.ru

Одна из задач структурной геологии и тектонофизики – дать представление о строении крупных структур земной коры, в частности складчатых систем. Существуют два способа таких геологических реконструкций: 1) с использованием известных геодинамических схем и 2) на основании исследования величин деформации. При первом способе может быть получена только интерпретация конкретной структуры с той же степенью достоверности, как и сама схема. Нами используется второй способ, который может показать относительно более реальную структуру, не связанную с теоретическими схемами. Для реализации второго способа используется многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости, объединяющий методы исследования кинематики объектов разного размера – от отдельных складок до складчатых систем (всего 7 иерархических уровней [Яковлев, 1997; Ребецкий и др., 2004]). В рамках этой иерархической системы границы объектов совпадают с границами действия соответствующих механизмов формирования структур [Яковлев, 2008а]. Это важно, поскольку использование для определения величин деформаций обычных объектов структурной геологии, которые удобны для геологического картирования, в историческом плане не имело успеха именно потому, что приписываемые им механизмы формирования а) не совпадали с границами объектов и б) не имели численного описания изменений геометрии. Иерархическая система имеет следующие уровни, связанные с объемом охваченной объектом слоистости: I) внутрислойный – охватывает зерна и включения; II) слои, включает отдельные складки; III) значительные пакеты слоев и свиты; морфологически это состоящие из многих складок складчатые домены; IV) осадочный чехол целиком, здесь выделяются «структурные ячейки»; V) целиком кора, распространяется на тектонические зоны; VI) возможно, литосферу целиком и объединяет ряд тектонических зон как складчатую систему (часть подвижного пояса, например мегантиклинорий Большого Кавказа); VII) складчато-надвиговый пояс целиком. Общее направление исследования заключается в последовательном изучении объектов от мелких (например, от складок, которые имеют простую геометрию и лучше разработанные модели формирования) к более крупным и менее исследованным объектам (к складчатой системе). Важным аспектом подхода является изучение природных объектов путем численного их сравнения с моделями образования. Результатом исследований, в связи с этим, может быть не только проверка нескольких геодинамических моделей, но и получение материала объективного характера, не связанного с какими-либо геодинамическими моделями, что позволит выдвигать более реалистичные модели, чем это имело место ранее. Для данной работы исходным материалом служат структурные профили, составленные по многочисленным замерам непосредственно в поле.

Для анализа структуры Северо-Западного Кавказа были использованы 11 пересечений общей длиной около 350 км, составленные Т.В. Гиоргобиани и Е.А. Рогожиным [Гиоргобиани и Закарая, 1989; Шолпо и др.,1993] и расположенные в полосе шириной до 50 км от Анапы до Адлера (рис. 1). Все пересечения (рис. 2) были разделены на домены (3-й уровень иерархии) общим числом 244, охватывающие участки складок длиной вдоль профиля от 0.5 до 3 км, а по объему слоистости – существенную часть осадочного слоя. В пределах этих доменов были измерены следующие параметры: средний наклон осевых поверхностей складок, наклон зеркала складок, величина укорочения в направлении перпендикуляра к осевой плоскости, длина отрезка линии профиля и наклон этого отрезка (рис. 3, 4). Первые три параметра фактически образуют эллипсоид деформации (рис. 3) для объе ма слоистых пород в рамках домена (имея в виду, что для линейных складок по средней оси эллипсоида в направлении их шарнира деформация отсутствует). Осевые плоскости дают наклон длинной оси, величина укорочения дает соотношение длинной и короткой осей эллипса. Для восстановления доскладчатого состояния каждого домена были использованы три кинематических операции: 1) поворот домена до горизонтального состояния зеркала складок, 2) простое горизонтальное сдвигание до вертикального положения осевой плоскости, 3) горизонтальное растяжение (чистый сдвиг) до исчезновения складок ([Яковлев, 2002; 2008б]). Поскольку в рамках этих операций менялись длина и наклон отрезка линии профиля, то получаемое доскладч-

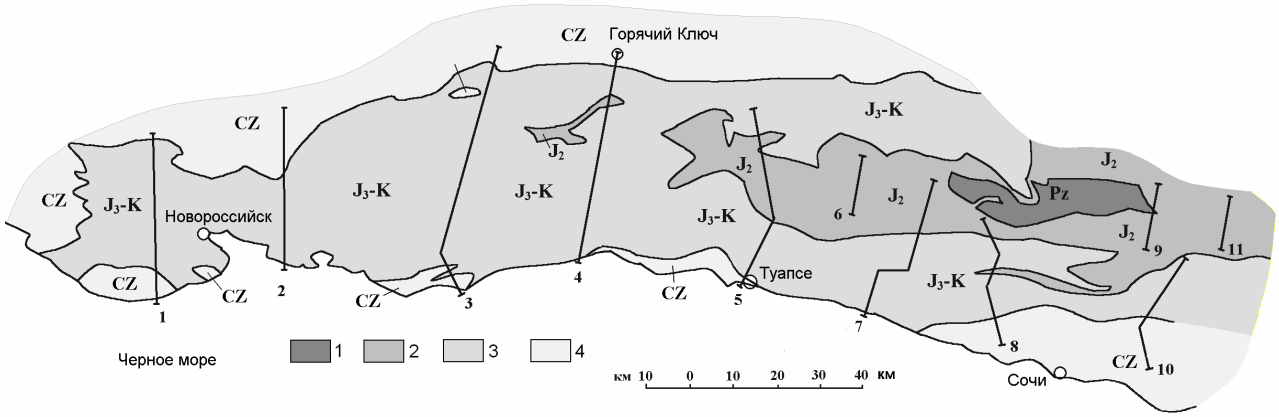


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Северо-Западного Кавказа. Показаны 11 структурных пересечений, использованные в исследованиях происхождения структур разного ранга

1 – палеозойские метаморфические породы фундамента; 2 – отложения средней юры, терригенные флишоидные сланцы и песчаники; 3 – отложения верхней юры, мела, палеоцена и эоцена, в основном терригенно-карбонатный флиш; 4 – отложения олигоцена, неогена и антропогена, моласса

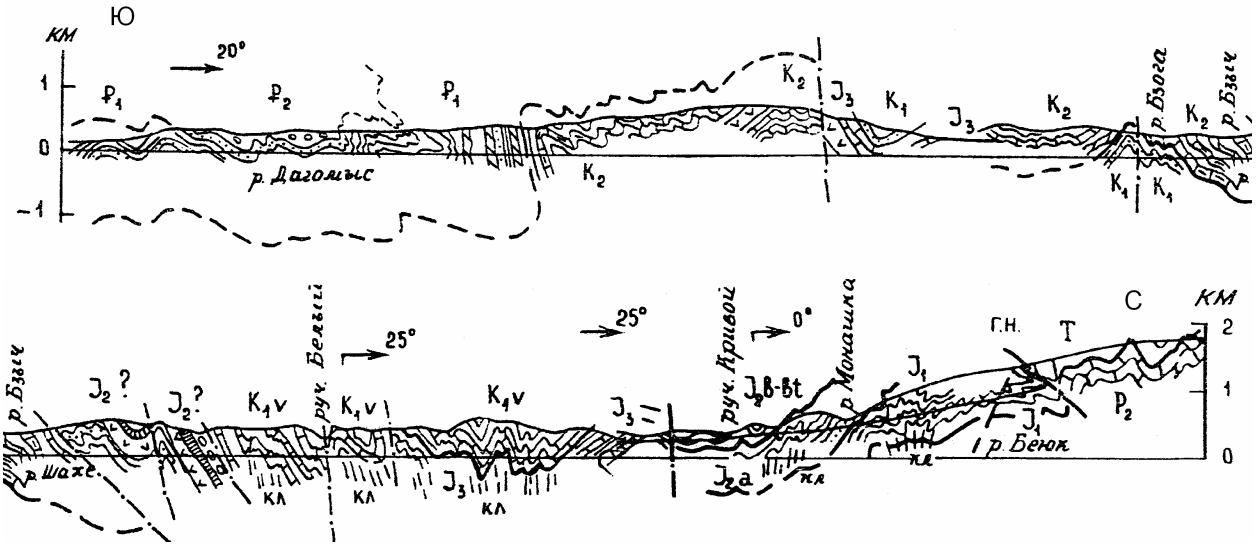


Рис. 2. Пример структурного пересечения (профиль 8), представленный в виде двух частей с перекрытием. Составлен Е.А. Рогожиным [Шолпо и др., 1993]

Чатое состояние домена представляло собой горизонтальную слоистую структуру с отрезком профиля вычисленной длины и наклона внутри этой структуры. Общее доскладчатое состояние всего пересечения можно получить, объединяя друг с другом соседние доскладчатые домены (рис. 5). В предложенном методе восстановления доскладчатой структуры тектонических зон по геометрии структурных доменов также учитываются наклоны плоскостей разрывов и «стратиграфическая» глубина точек профиля. После восстановления доскладчатого состояния для всех пересечений оказалось, что их среднее укорочение составило 35%, общая доскладчатая длина – 535 км.

При определении величины укорочения складчатой структуры существенным является вопрос о том, какое укорочение является тектоническим (внешним), а не тем, которое связано только с неоднородностью структуры. Было определено, что минимальным объектом, показывающим внешнее укорочение, является структурная ячейка (4-й уровень иерархической системы), объединяющая несколько доменов и охватывающая объем от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория, а по объему слоистости – весь осадочный чехол. Важно, что доскладчатая ширина такой структуры должна примерно соответствовать исходной мощности чехла. В связи с этим по литературным данным и путем прямых замеров на пересечениях были собраны величины исходных мощностей всех стратиграфических подразделений почти для всех доменов (с использованием интерполяций и экстраполяций). Вслед за этим в пересечениях были выделены 42 структурные ячейки, и для них были найдены величины укорочения и исходные мощности чехла (табл. 1 и 2).

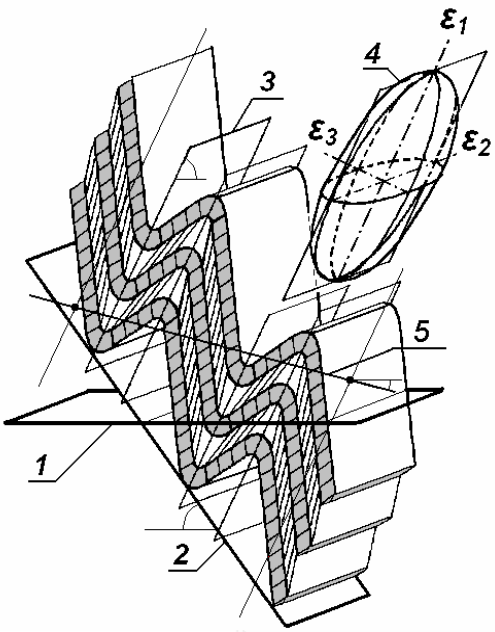


Рис. 3. Элементы геометрии складчатого домена и их замеры (по [Yakovlev, Voitenko, 2005], с изменениями)
1 – горизонтальная плоскость; 2 – плоскость зеркала складок, клона; 3 – осевая плоскость, угол ее наклона; 4 – эллипс дефо результатам определения величины укорочения); 5 – линия і длина и угол наклона

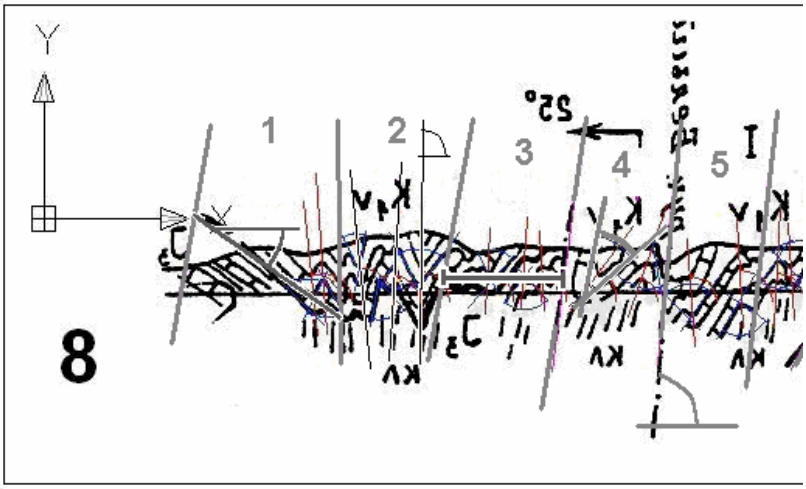


Рис. 4. Замеры элементов геометрии складчатых доменов (в среде ACAD, на примере профиля 8). Север слев замеры делаются слева направо в соответствии с работой компьютерной программы. Серые линии разной пло ности показывают: границы доменов (везде, цифры – номера доменов), длина отрезка профиля (и его наклон) д домена (домен №3), наклоны осевых плоскостей (№2), наклон зеркала складок (№1), угол схождения крыль складок (величина укорочения, №4), угол наклона разрыва (№4/№5)

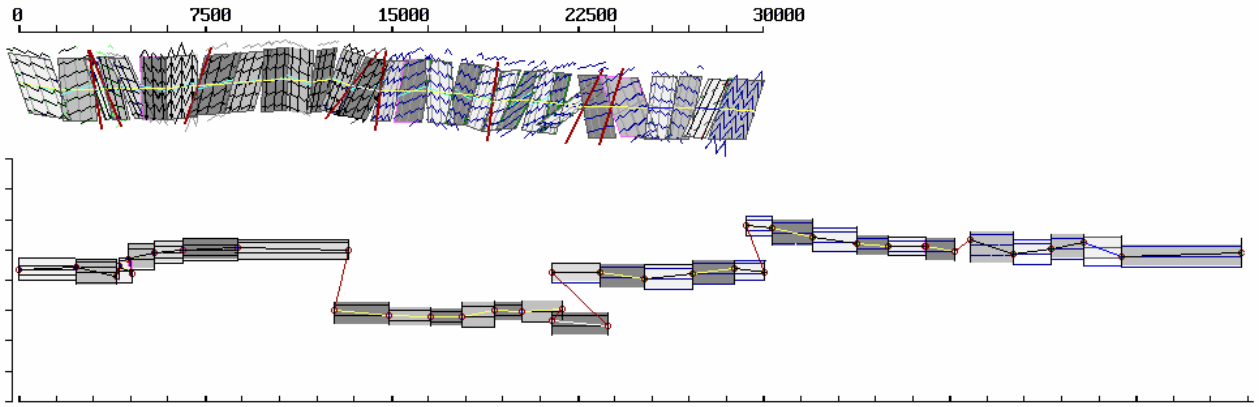


Рис. 5. Пример построения сбалансированных разрезов для СЗ Кавказа методом восстановления доскладчатой структуры тектонических зон по геометрии структурных доменов (для части профиля 7). Цвета доменов носят условный характер. Верхний разрез построен компьютерной программой по результатам замеров природной структуры. Длина полного пересечения – 34.9 км, доскладчатая – 58.4 км, сокращение – 40% (0.60)

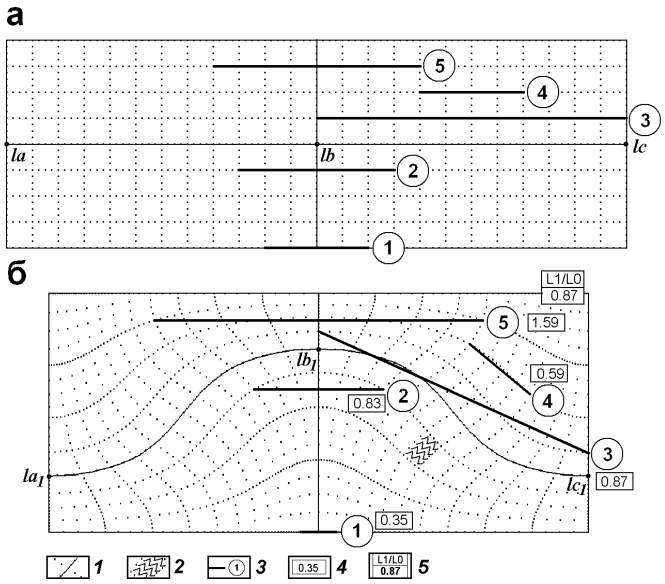


Рис. 6. Структурная ячейка как минимальная структура, укорочение которой совпадает с тектонически обусловленным горизонтальным укорочением осадочного чехла (по [Яковлев, 2008**а**] с изменениями). «а» – Две смежные ячейки в начальном состоянии. «б» – Те же две ячейки после действия квазиизгиба (комбинации адвекции и сплющивания). Только для отрезка №3 сокращение совпадает с общим укорочением.
1 – первоначальная сетка и ее искажение, сплошная линия *la – lb – lc* сохранила свою длину, 2 – символическое изображение складок в пределах условного домена, 3 – отрезок и его номер, 4 – величина горизонтального укорочения для отрезка, 5 – величина общего укорочения для ячеек

Таблица 1. Выделение структурных ячеек на примере пересечения № 3. Показаны первые две и последние две ячейки. На сером фоне показаны доскладчатые и современные длины пересечения для структурных ячеек

domain number	magnit. of fault	pre-fold length	cumulat length	recent length	cumulat recent	
1	0	3081	3081	3075	3075	
2	-18	2334	5397	1619	4694	
3	-76	1987	7308	1738	6432	
4	2	1525	8835	1211	7643	1
5	-23	3175	11967	1746	9389	13121 10095
6	-2	1136	13121	706	10095	0,77 Sh
7	27	2196	15344	1969	12064	23,08 %
8	0	2435	17779	2622	14686	
9	134	1941	19654	1969	16655	2
10	34	3278	23166	1969	18624	13708 10742
11	-215	3878	26829	2213	20837	0,78 Sh

23	-1257	4827	60730	2593	42658	35,90	%
24	5190	229	66149	1174	43832		
25	-1609	222	64762	1278	45110		
26	521	658	65939	780	45890		
27	374	1349	67962	854	46744		
28	0	1647	69309	1203	47947	5	
29	0	1953	71262	1582	49529	15702 10794	
30	-26	1926	72962	1330	50859	0,66	Sh
31	-10	1948	74790	1501	52360	31,28	%
32	-22	2048	76726	1188	53548	6	
33	186	1945	78557	736	54283	9463 4449	
34	3578	180	82315	1025	55308	0,47	Sh
			82315		55308	52,94	%

Shortening Sh=L0/L1 **Sh= 0,67 or 32,81 %**

Как видно из таблицы 2, величины укорочения изменялись от небольшого удлинения или слабого укорочения в северных ячейках западных профилей (от -10% до 2%) и южных частях восточных (15-20%) до относительно больших в южных доменах западных профилей (50-65%), а также в центральных и северных доменах восточных профилей (50-65%). Распределение величин укорочений наглядно представлено на рис. 7. По этим данным была построена квазитрехмерная модель осадочного чехла для доскладчатой постседиментационной стадии его развития (рис. 8). В ней по координатам восстановленного положения границ 42-х структурных ячеек и по исходным мощностям стратиграфических подразделений (табл. 2, столбцы 6-8) были построены позиции трех основных реперов – подошв отложений юры, мела и палеогена на момент начала олигоцена (при этом за ноль в стратиграфических колонках принималась подошва олигоцена).

Как видно из модели, в западных пересечениях первичные мощности чехла составляют от 13-15 км на севере (локально – 3.5 км) до 17.3 км в южной части структуры, а для центральных и восточных пересечений существует осевой прогиб с мощностями 15- 16 км в центральной части и 7-9 км по краям. Средняя мощность чехла составляла 13 км. Ряд известных фактов (почти региональное предолигоценовое несогласие, отсутствие сжатия в олигоцене по исследованиям палеостресса, появление первых конгломератов в сармате и отсутствие значительных пликативных деформаций поверхностей выравнивания) позволяет выделить вторую стадию – постскладчатую доорогенную. Для этой модели как предельный случай все соскладчатое укорочение структурных ячеек приводит к соответствующему увеличению мощности осадочного чехла и погружению подошвы юры, но воздымания горного сооружения и размыва пока не происходило. Для построения квазитрехмерной модели чехла для этой стадии используются современные координаты структурных ячеек и глубины реперов, полученные после вычисления новых постскладчатых мощностей колонны осадков (табл. 2, столб. 9-11, рис. 9). Как это видно из рисунка и таблицы, возникший рельеф подошвы чехла в основном наследует структуру бассейна осадконакопления – осевые части прогибов располагаются в

центре двух западных пересечений (23-27 км), в самой южной части трех центральных пересечений (3-5, до меридиана г. Туапсе) – до 34-50 км, и опять в центре восточных пересечений (15-20-44 км). Средняя глубина подошвы чехла для этой стадии составляет 22 км.

Таблица 2. Результаты вычислений длин отрезков профилей для структурных ячеек, величин сокращений и глубин маркирующих горизонтов. Длины и глубины приводятся в километрах

Стадии (столбцы 6-15) ⟶					**Доскладчатая**			**Постскладчатая**			**Посторогенная**			
1	***2***	***3***	***4***	***5***	***6***	***7***	***8***	***9***	***10***	***11***	***12***	***13***	***14***	***15***
Профиль ячейка	Число доменов	Доскладчатая длина	Современная длина	Величина сокращения	Подошва J	Подошва K	Подошва Pg	Подошва J	Подошва K	Подошва Pg	Подошва J	Подошва K	Подошва Pg	Поднятие фундамента
1A	6	13.6	14.5	1.07	-17.0	-9.5	-0.9	-15.8	-8.8	-0.8	-13.3	-6.3	1.7	2.6
1B	4	18.8	11.7	0.62	-17.0	-9.5	-0.9	-27.3	-15.2	-1.5	-22.7	-10.6	3.2	4.6
1C	5	17.4	15.4	0.88	-17.0	-9.5	-0.9	-19.3	-10.7	-1.0	-17.1	-8.6	1.1	2.2
3	***15***	***49.8***	***41.6***	***0.84***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 1 в целом*									
2A	8	13.5	14.9	1.10	-15.2	-7.7	-0.9	-13.8	-7.0	-0.8	-12.4	-5.5	0.6	1.5
2B	5	16.1	11.1	0.69	-16.7	-9.2	-1.2	-23.3	-12.5	-1.3	-18.8	-7.9	3.2	4.5
2C	7	11.2	10.0	0.89	-17.3	-9.8	-1.2	-19.4	-11.0	-1.3	-15.9	-7.5	2.2	3.5
3	***20***	***40.9***	***36.1***	***0.88***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 2 в целом*									
3A	6	13.1	10.1	0.77	-14.2	-6.7	-1.2	-18.4	-8.7	-1.6	-16.7	-6.9	0.2	1.8
3B	5	13.7	10.7	0.78	-14.7	-7.2	-1.2	-18.8	-9.2	-1.5	-12.6	-3.0	4.7	6.2
3C	6	15.2	9.6	0.63	-17.1	-9.6	-1.2	-27.1	-15.2	-1.9	-16.8	-4.9	8.4	10.3
3D	5	15.1	9.7	0.64	-17.1	-9.6	-1.2	-26.7	-15.0	-1.9	-18.2	-6.5	6.7	8.5
3E	8	15.7	10.8	0.69	-17.1	-9.6	-1.2	-24.8	-13.9	-1.7	-19.0	-8.2	4.0	5.7
3F	4	9.5	4.4	0.47	-17.1	-9.6	-1.2	-36.4	-20.4	-2.6	-31.7	-15.7	2.2	4.7
6	***34***	***82.3***	***55.3***	***0.67***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 3 в целом*									
4A	10	15.9	15.5	0.98	-13.6	-6.2	-1.4	-13.7	-6.3	-1.4	-11.6	-4.1	0.8	2.2
4B	6	13.7	8.7	0.63	-16.2	-8.8	-1.4	-20.2	-9.9	-1.9	-8.7	1.6	9.7	11.5
4C	10	15.8	11.8	0.75	-16.2	-8.8	-1.4	-21.6	-11.7	-1.8	-12.7	-2.8	7.1	8.9
4D	4	9.7	4.7	0.48	-16.2	-8.8	-1.4	-33.8	-18.3	-2.8	-20.7	-5.3	10.2	13.0
4E	5	16.6	8.0	0.48	-16.3	-8.9	-1.4	-34.0	-18.5	-2.8	-27.3	-11.9	3.9	6.7
5	***35***	***71.7***	***48.7***	***0.68***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 4 в целом*									
5A	6	14.4	9.7	0.67	-12.8	-4.5	0	-19.1	-6.7	0	-11.2	1.2	8.0	8.0
5B	5	16.3	10.0	0.61	-12.8	-4.5	0	-21.0	-7.4	0	-7.0	6.6	14.0	14.0
5C	3	15.1	5.9	0.39	-12.7	-5.7	-0.4	-32.5	-14.5	-1.0	-14.2	3.7	17.2	18.2
5D	4	13.2	4.4	0.33	-16.1	-8.0	-1.0	-48.8	-24.2	-2.9	-26.6	-2.1	19.3	22.2
5E	5	23.3	9.3	0.40	-16.1	-8.0	-1.0	-40.3	-20.0	-2.4	-29.0	-8.7	8.9	11.3
5	***23***	***82.4***	***39.4***	***0.48***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 5 в целом*									
6A	5	12.6	6.1	0.49	-12.8	-4.5	0	-26.1	-9.2	0	-9.4	7.5	16.7	16.7
6B	7	14.4	7.1	0.49	-12.3	-4.5	0	-25.1	-9.2	0	-5.7	10.2	19.4	19.4
2	***12***	***27.0***	***13.2***	***0.49***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 6 в целом*									
7A	7	13.3	7.5	0.56	-8.5	-3.1	0	-15.1	-5.4	0	-4.4	5.3	10.7	10.7
7B	6	8.7	6.3	0.73	-11.5	-4.5	0	-15.8	-6.2	0	-4.6	5.0	11.2	11.2
7C	11	14.6	9.6	0.66	-15.1	-8.0	-1.0	-22.9	-12.1	-1.4	-13.2	-2.5	8.2	9.7
7D	6	12.7	7.0	0.55	-9.8	-6.3	-2.5	-17.8	-11.4	-4.5	-6.9	-0.6	6.3	10.9
7E	3	9.2	4.5	0.49	-9.8	-6.3	-2.5	-19.9	-12.8	-5.1	-7.7	-0.6	7.1	12.2
5	***33***	***58.4***	***34.9***	***0.60***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 7 в целом*									
8A	6	10.5	5.6	0.54	-9.1	-4.5	0	-16.9	-8.4	0	-3.6	4.9	13.3	13.3
8B	7	11.4	7.5	0.66	-16.1	-8.0	-1.0	-24.4	-12.1	-1.4	-12.4	-0.2	10.5	11.9
8C	4	12.7	4.6	0.36	-16.1	-8.0	-1.0	-44.7	-22.2	-2.6	-25.1	-2.6	17.0	19.6
8D	6	12.7	9.8	0.77	-10.8	-6.3	-2.5	-14.0	-8.2	-3.3	-7.9	-2.1	2.8	6.0
8E	4	8.3	7.0	0.84	-10.8	-6.3	-2.5	-12.8	-7.5	-3.0	-10.0	-4.6	-0.1	3.4
5	***27***	***55.6***	***34.5***	***0.62***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 8 в целом*									
9A	5	6.6	3.2	0.49	-8.8	-3.3	-0.2	-17.9	-6.6	-0.4	-5.6	5.7	11.9	12.3
9B	8	11.5	7.9	0.69	-8.8	-3.1	0	-12.4	-4.4	0	-2.2	5.7	10.2	10.2
2	***13***	***18.1***	***11.1***	***0.61***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 9 в целом*									
10A	5	10.1	3.7	0.37	-9.8	-6.3	-2.5	-26.4	-17.0	-6.8	-15.2	-5.8	4.4	11.1
10B	5	6.7	4.4	0.65	-10.8	-6.3	-2.5	-16.5	-9.7	-3.8	-8.3	-1.5	4.4	8.2
10C	5	6.9	5.5	0.80	-10.8	-6.3	-2.5	-13.4	-7.9	-3.1	-6.9	-1.3	3.4	6.5
10D	6	8.9	7.3	0.82	-7.6	-3.6	-1.8	-9.1	-4.4	-2.1	-9.1	-4.4	-2.1	0
10E	5	7.6	6.3	0.83	-7.3	-3.3	-1.5	-8.7	-4.0	-1.7	-8.6	-3.9	-1.7	0
5	***26***	***40.1***	***27.2***	***0.68***	*Столбцы 1-5 слева: параметры для пересечения 10 в целом*									
11A	6	8.3	4.9	0.59	-8.8	-3.3	-0.2	-14.8	-5.5	-0.3	-5.4	3.8	9.1	9.6

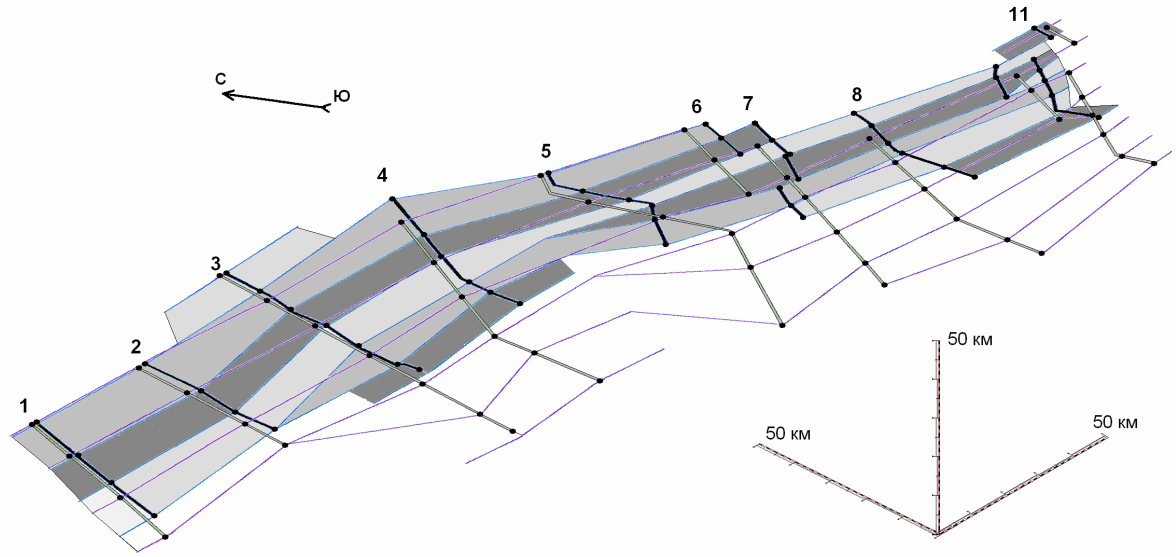


Рис. 7. Карта доскладчатого и современного положения границ структурных ячеек. Черные линии с номерами - современное положение структурных пересечений, серые (большей длины) – соответствующие доскладчатые пересечения. Точки и соединяющие их субпараллельные линии - границы ячеек в доскладчатых и современных координатах. Заливка различной тональности, выполненная для современных координат границ ячеек подчеркивает их конфигурацию

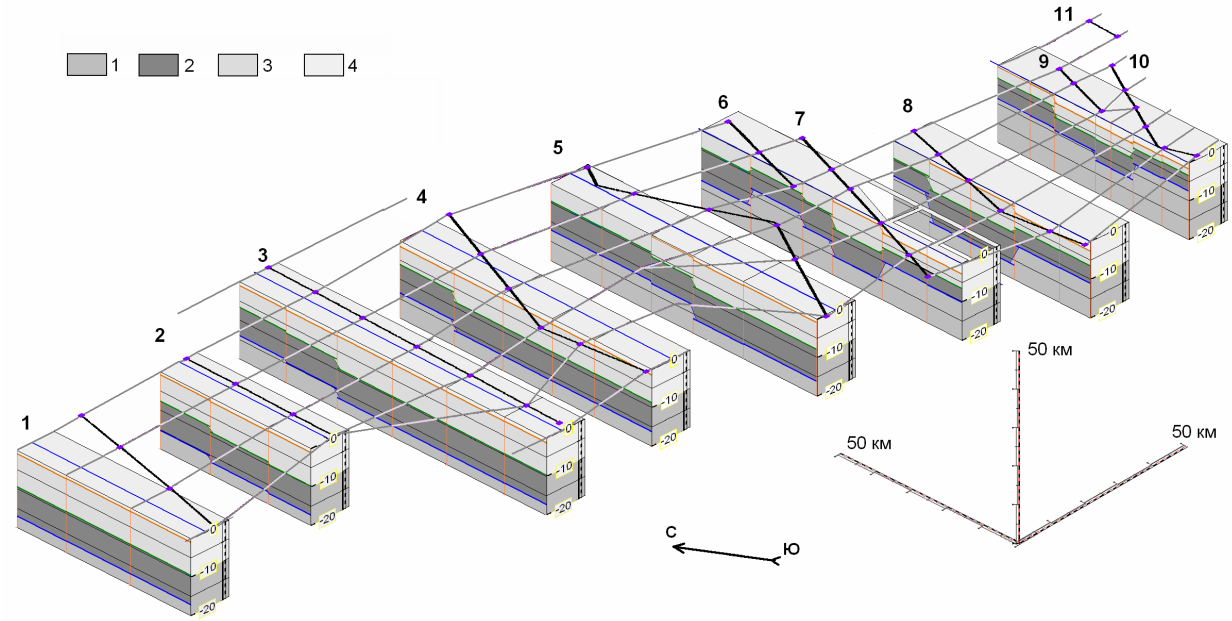


Рис. 8. Доскладчатая структура мезо-кайнозойского осадочного чехла Северо-Западного Кавказа (стадия 1), показанная в виде квазитрехмерной модели (разрезы в аксонометрической проекции). Масштабные линейки по осям показаны справа внизу. Черные линии и номера – структурные пересечения (смотри рис. 1 и 7), серые – границы ячеек с интерполяцией. На разрезах серым цветом разной плотности показаны: 1 – палеозойский метаморфический фундамент, 2 – юрские отложения, 3 – меловые отложения; 4 – палеоценовые и эоценовые отложения

Вычисление параметров современной структуры (стадия 3) производилось после того, как была определена средняя «глубина» тех осадков, которые наблюдаются на поверхности Земли в каждой ячейке. Это легко выполняется, поскольку в процессе построения сбалансированного разреза для каждого домена были вычислены «глубины» начальных и конечных точек. Полученная средняя глубина с поправкой на высоту современного рельефа дает амплитуду орогенного поднятия подошвы чехла (точнее – высоту колонны размытых осадков, табл. 2, столб. 15), а также позволяет вычислить современную глубину подошвы чехла и других реперных уровней (табл. 2, столб. 12-14, рис. 10). Расположение максимальных значений этих глубин для ячеек в целом сохраняется – в центре двух самых западных (19 – 23 км), в южной части центральных (3-5) пересечений (27-32 км) и в центре восточных (15-25 км). Средняя глубина подошвы чехла составляет 13 км.

Сравнение на примере пересечения № 5 полученного рельефа поверхности кровли фундамента с геофизическими материалами [Шемпелев и др., 2001] и с известной схемой А-субдукции [Robinson et al., 1996] показало совпадение в основных чертах с рельефом по геофизике (с 5-7 км на севере до 25-30 км на юге) и противоречие с субдукционной схемой, для которой характерна субгоризонтальная поверхность срыва на глубине 7-10 км. Если в целом рассмотреть характер полученного рельефа кровли фундамента, то хорошо видно, что нет возможности провести единую поверхность пологого надвигания северных структур на южные по кровле фундамента. Это подтверждает сделанный ранее вывод о невозможности применения схемы пододвигания Закавказского массива под Большой Кавказ как основной причины возникших складчато-разрывных деформаций [Яковлев, 2008б].

Вычисленная орогенная амплитуда поднятия кровли фундамента составила в среднем 10 км. В основном она плавно увеличивалась от краев пересечений к их центральным частям вкрест простирания структуры, а вдоль простирания Северо-Западного Кавказа увеличивалась с запада на восток до меридиана Туапсе, а затем несколько уменьшалась к востоку [Яковлев, 2008в]. Максимальные значения достигали величин 20-23 км.

Материалы всех параметров 42-х структурных ячеек представляют отдельный интерес, поскольку на минимально необходимой статистической базе показывают некоторые важные связи между параметрами, а также важные особенности распределения параметров по структуре Северо-Западного Кавказа. Прежде всего, обнаруживается высокая положительная корреляция между величиной укорочения ячеек и амплитудой поднятия (рис. 11, А). Важные закономерности обнаруживаются при анализе значений разницы глубин фундамента между 1 и 3 стадиями, то есть между начальной мощностью накопленных осадков и современной глубиной залегания фундамента. Если из массива данных исключить субплатформенные участки юго-восточной части структуры и слабодеформированные ячейки северо-западной части структуры, то максимальное укорочение структур (рис. 11, Б) наблюдается для ячеек с максимальной разницей глубин (погружение до -15 км). В то же время максимальная разница глубин в ячейках имеет положительную корреляцию с начальной накопленной мощностью чехла (рис. 11, В). Таким образом, эти косвенные оценки показывают, что чем больше мощность накопленных осадков, тем больше укорочение (и, соответственно, погружение на стадии 2), и тем больше амплитуда орогенного поднятия.

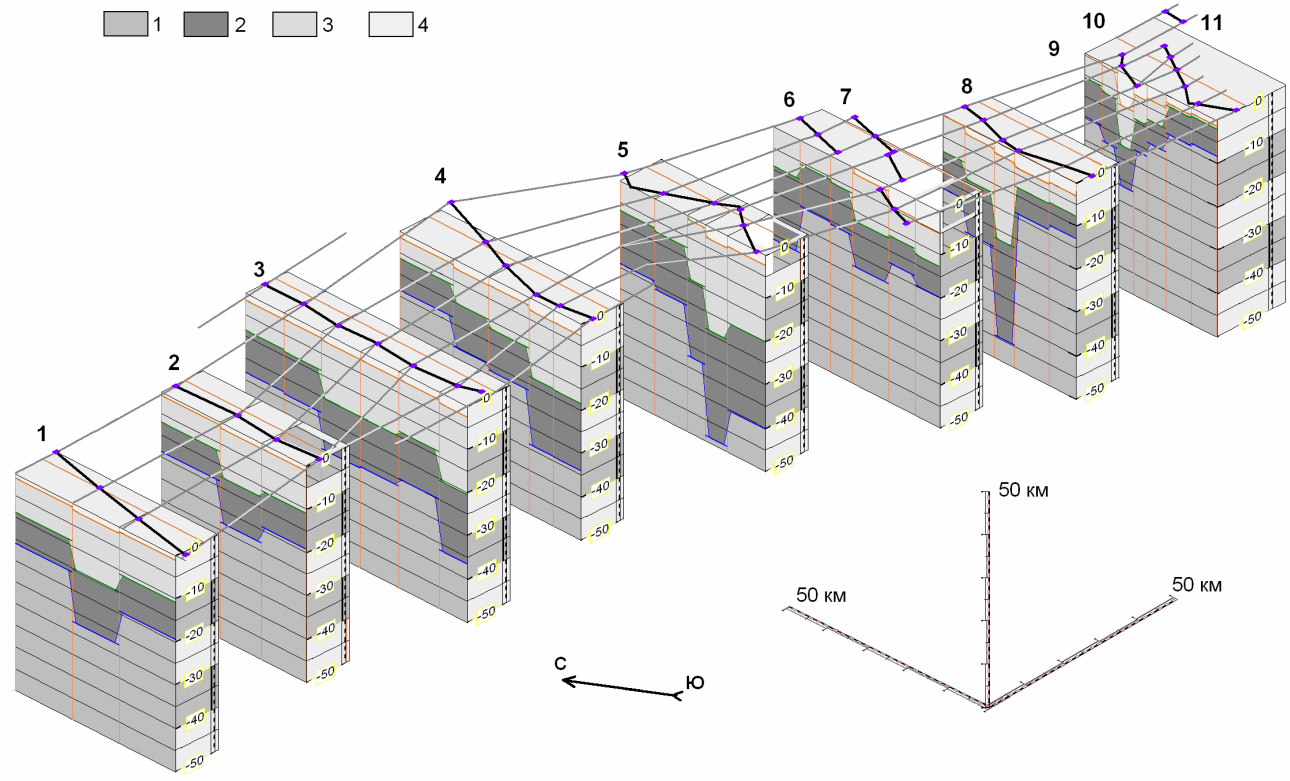


Рис. 9. Постскладчатая доорогенная структура мезо-кайнозойского осадочного чехла Северо-Западного Кавказа (стадия 2), показанная в виде квазитрехмерной модели. Объяснения и условные знаки – на рис. 8

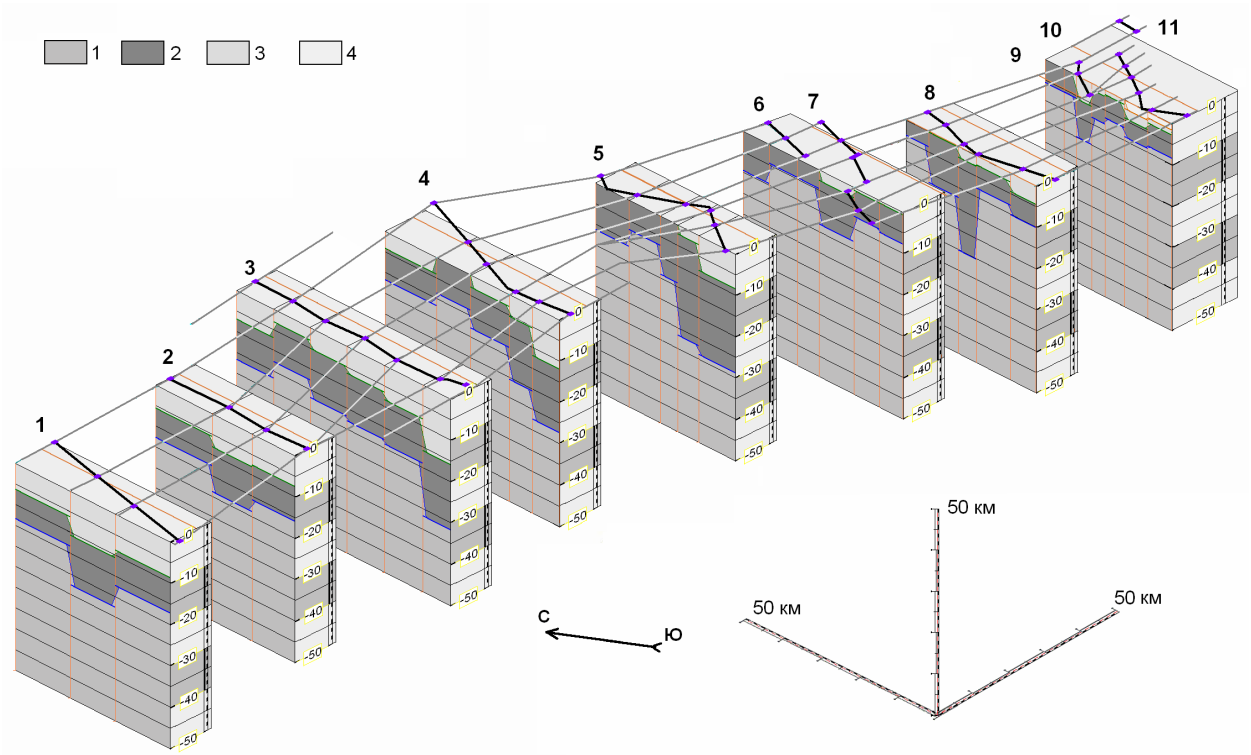


Рис. 10. Посторогенная современная структура мезо-кайнозойского осадочного чехла Северо-Западного Кавказа (стадия 3), показанная в виде квазитрехмерной модели. Объяснения и условные знаки – на рис. 8

Наблюдаются интересные особенности распределения некоторых параметров вдоль и вкрест простирания структуры Северо-Западного Кавказа. Два параметра, вычисленные для профилей целиком (величина укорочения и средняя амплитуда поднятия) имеют явное возрастание с запада на восток до 5-го пересечения, а затем несколько снижаются к пересечению 10. Для параметра «начальная глубина подошвы чехла» в варианте «среднее по профилю» наблюдаются две «ванны»: крупная от пересечения 1 к 7 и небольшая от 7 к 10 (рис. 12, А). Интересно распределение параметра «разница глубин» вкрест простирания структуры. Средняя величина для 42 ячеек составила 0 км (точнее, - 10 метров). Средняя величина для всех пересечений по отдельности не выходила за пределы +3.5 км - 3.5 км. При этом для ячеек наблюдались «поднятия» до +7.5 км и «опускания» до -15 км. Распределение этого параметра вкрест простирания обнаруживает деление структуры Северо-Западного Кавказа на три специфических района. Два западных пересечения имеют центральный прогиб. Затем на восток происходит изменение стиля структуры, и с 3 по 5 пересечение наблюдается резкое погружение структуры на юго-

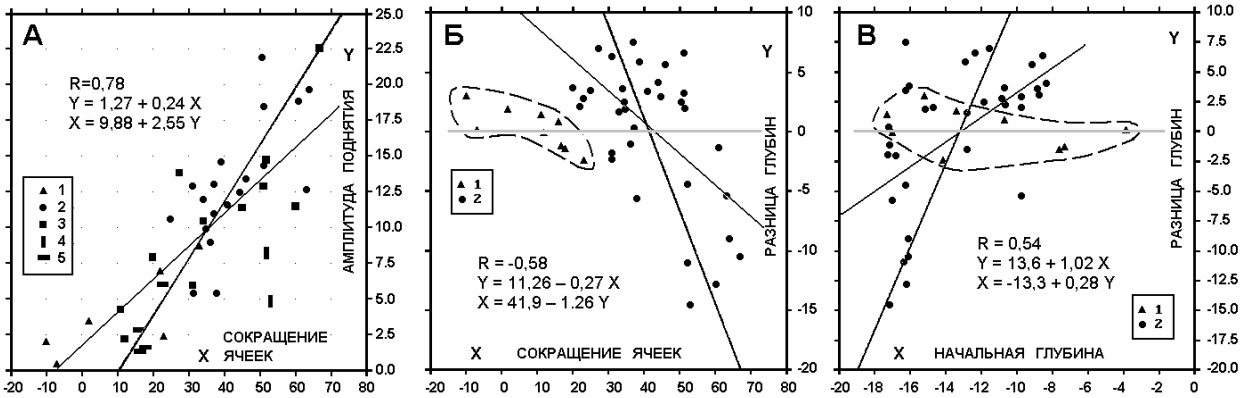
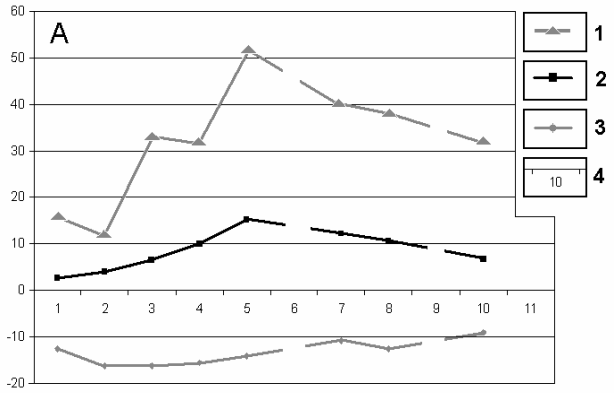
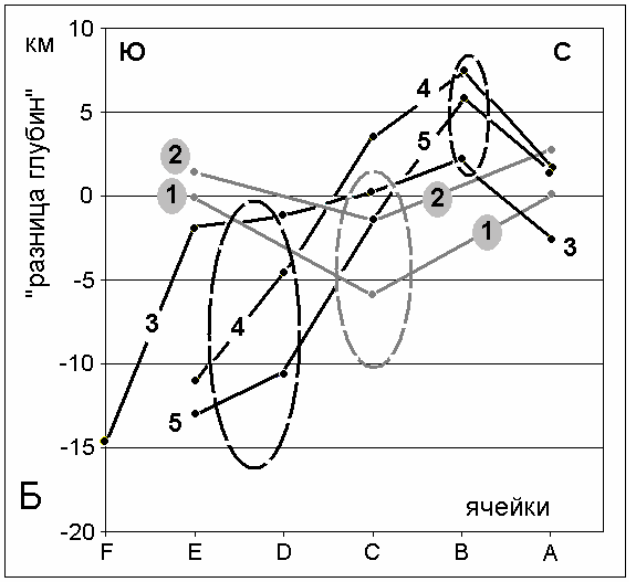


Рис. 11. Связи некоторых параметров структурных ячеек: А – укорочения ячеек и амплитуды поднятия, Б – укорочения ячеек и «разницы глубин», В – начальной глубины и «разницы глубин» (по [Яковлев, 2008в]). Условными знаками 1-5 на рис. А показаны ячейки с севера (1) на юг (5) Прерывистый контур (Б и В, знак 1) показывает слабодеформированные домены, исключенные из статистических расчетов (знак 2). На всех рисунках показаны значения коэффициента корреляции, уравнения регрессии и линии регрессии





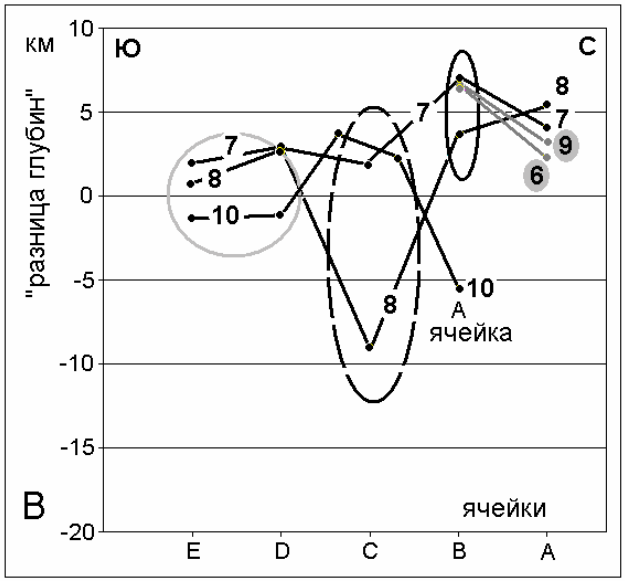


Рис. 12. Распределение некоторых кинематических параметров структурных ячеек вдоль и вкрест простирания.

А – распределение вдоль СЗ Кавказа параметров. 1 – величина укорочения для профилей (%), 2 – средние амплитуды поднятия (км), 3 – средние глубины подошвы осадочного чехла (км), 4 – профили.

Б и В – распределение «разницы глубин» вкрест простирания (показаны ячейки A-F); Б – для профилей 1 – 5, В – для профилей 6 – 10. Профили 1 и 2 (серые линии, цифры на сером фоне) показывают прогиб в центре (серый эллипс, ячейка С). Профили 3 – 5 показывают резкий погружение с севера на юг (черные линии и цифры, эллипсы для ячеек В и Е, D). Профили 7, 8, 10 показывают центральное погружение (ячейка С, черный прерывистый эллипс), а также стабильный участок (Закавказский массив, ячейки Е и D, серый круг). Профиль 10 короче (см. рис. 10) соседних, поэтому ячейка А смещена к В и С. Профили 6 и 9 (рис. В, серые линии, цифры на сером фоне) охватывают только северные две ячейки, показывают резкое воздымание ячеек В относительно А (черный сплошной эллипс), что характерно также для профилей 7 и 3 - 5 (рис. Б).

запад в среднем от +5 км на севере до -10 км на юге (рис. 12, Б). Восточные профили (7, 8, 10) обнаруживают как минимум две особенности (рис. 12, В): стабильный южный блок (Абхазская зона Закавказского массива) и центральный прогиб. Можно считать, что северный борт прогиба (ячейки В) здесь имеет примерно такие же параметры «поднятия», как аналогичная структура в пересечениях 3-4-5. Кроме этого, есть явное уменьшение значений параметра к северной периферии Северо-Западного Кавказа (от ячейки В к ячейке А), одинаковое для пересечений 3, 4, 5, 6, 7, 9.

Выводы. Построенная квазитрехмерная трехстадийная модель строения чехла Северо-Западного Кавказа имеет такой рельеф подошвы чехла, который не согласуется с типичной геометрией «концептуальных пересечений» для зон коллизии, имеющих схему А-субдукции. Анализ параметров структурных ячеек показал явную зависимость величины укорочения от параметров осадконакопления, что также не согласуется с логикой схем А-субдукции. Совокупность всех данных показывает скорее наличие связи явлений осадконакопления, складчатости и горообразования с процессами в нижней коре и верхней мантии. Полученные статистически значимые ряды важных параметров природных структур могут быть использованы при разработке новых геодинамических моделей.

ЛИТЕРАТУРА

Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Мецниереба. 1989. 61 с.

Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника

неогея: общие и региональные аспекты. М. ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 316-320.

Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука. 1993. 192 с.

Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Осокина Д.Н., Яковлев Ф.Л. Тектонофизика // Планета Земля. Энциклопедиционный справочник. Том "Тектоника и геодинамика". СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. С. 121-134.

Яковлев Ф.Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: Изд. ОИФЗ РАН. 1997. 76 с.

Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М. ОИФЗ РАН. 2002. С. 311-332.

Яковлев Ф.Л. Многоранговый деформационный анализ структур линейной складчатости // Доклады Академии Наук. 2008а. Т. 422, № 3. С. 371–376.

Яковлев Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизические Исследования. 2008б. Т. 9, № 1. С. 56-75.

Яковлев Ф.Л. Исследование постскладчатого горообразования – первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС. 2008в. С. 510-515.

Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J. & Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea. Marine and Petroleum Geology. 1996. No 13(2). P.1 95–223.

Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Application of the deformation tensor conception for the estimation of deformations in different-scale folded structures // Proceedings of VII International Interdisciplinar symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476) "Regularity of structure and evolution of geospheres", Vladivostok, 20-25 September 2005. 2005. P. 66-69.