

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ПЕРЕД ЧУЙСКИМ (АЛТАЙСКИМ) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 2003 ГОДА

Ю.Л. Ребецкий¹, О.А. Кучай², А.В. Маринин¹

¹ – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,

² – Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН

Наши исследования посвящены изучению современного напряженного состояния земной коры крупного внутриплитового орогена Центральной Азии – Алтае-Саянской горной области, включающую в себя Горный и Моногонский Алтай, Восточные и Западные Саян, а также ряд сопредельных к ней территорий. Выполненная нами реконструкция позволила увидеть параметры поля напряжений, предшествовавшему Чуйскому по [Гольдин и др., 2003; Лескова, Еманов, 2005] или Алтайскому по [Арефьев и др., 2005; Рогожин и др. 2005] землетрясению 27.9.2003 $M_w = 7.3$, которое произошло вдоль Курайского и Южно-Чуйского разрывов, активизировав сейсмогенные

структуры в пределах восточной части Ануйско-Чуйского синклинория и южных участков Холзунской-Чуйского антиклинория. Гипоцентр землетрясения находился в пределах юго-западного сегмента Чаган-Узунского блока.

Получение представления о напряженном состоянии земной коры внутриплитового орогена опиралось на методику реконструкции тектонических напряжений, созданную в лаборатории “Тектонофизики” ИФЗ РАН (г. Москва), и данные о механизмах очагов землетрясений, полученные в лаборатории “Глубинных сейсмических исследований и региональной сейсмичности” ИГГМ СО РАН (г. Новосибирск).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Область подготовки Чуйского землетрясения (ЧЗ) находилась в пределах Алтае-Саянской горно-складчатой области, которая входит в Урало-Монгольский (или иначе называемый Центрально-Азиатский) складчатый пояс, протягивающийся от Урала до побережья Тихого океана, и занимает промежуточное положение между горно-складчатыми системами Средней Азии (Тянь-Шань и Памир) и около-платформенными системами Байкальского рифтогенеза. Складчатые структуры Алтае-Саянской области состоят из палеозойских складчатых систем с разным возрастом консолидации (салаирского, каледонского и герцинского, т.е. сформировавшимися около 500 млн. лет назад, 470–410 млн. лет назад и 350–250 млн. лет назад) и на севере погружаются под мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты, а на западе граничат с одновозрастными структурами Казахстано-Тяньшанской области, на юге переходят в структуры Западной Монголии, а на востоке граничат с Сибирской платформой и Монголо-Охотской складчатой областью. Собственно район землетрясения располагается в западной части Алтае-Саянской области (Салаиро-Алтае-Иртышская подобласть), объединяющей тектонические зоны, для которых прогибание и накопление мощных осадочных толщ (геосинклинальный процесс) завершилось в герцинском цикле (350–

250 млн. лет назад), т.е. в конце среднего или позднем палеозое [Милановский, 1996]. В этой части выделяют несколько крупных структурных элементов (см. рис. 1): 1) Кузнецкий герцинский краевой прогиб; 2) Салаирско-Ануйско-Чуйская складчатая система с полициклическим (салаиро-каледоно-раннегерцинским) геосинклинальным развитием; 3) Каледоно-раннегерцинская складчатая система Горного Алтая; 4) Иртыш-Зайсанская герцинская складчатая зона; 5) Томь-Колыванская герцинская складчатая зона.

Геологическое строение ближайших структур, в пределах которых находилась область подготовки ЧЗ – складчатых систем Горного Алтая и Салаирско-Ануйско-Чуйской, имеет достаточно сложное строение. Составными элементами складчатой системы (мегантклинория) Горного Алтая являются на севере Галицкий антиклинорий и Чарышский синклинорий. В центральной части системы находится Теректинский блок и Коргонский грабен-синклинорий, а южнее расположен Холзунско-Чуйский антиклинорий. Складчатая система Горного Алтая сложена вулканогенно-кремнисто-терригенными толщами венда – среднего кембрия и терригенными образованиями верхнего-кембрия – нижнего силура. В центральной части мегантиклинория (в Теректинском горсте) выступают докембрийские сложнодислоцированные метаморфические образования. В отдельных

наложенных прогибах сохранились пестроцветные грубообломочные отложения верхнего силура. Для сооружения Горного Алтая характерны северо-западные простирания складчатых и разрывных структур, а в южной части (в Холзунско-Чуйском антиклинории) преобладают субширотные простирания складок.

Расположенный к востоку Ануйско-Чуйский синклиний сложен терригенными флишоидными отложениями верхнего кембрия – нижнего ордовика и терригенно-карбонатными отложениями среднего ордовика – силура, смятыми в узкие линейные складки. Выше на них с несогласием залегают вулканогенные, черносланцевые и молассоидные толщи среднего и верхнего девона, смятыми в брахиморфные складки, прорванные массивами каменноугольных гранитоидов. В юго-восточной части Ануйско-Чуйского синклиория находится небольшая Чуйская впадина, выполненная неоген-четвертичными континентальными отложениями.

Главные черты складчатой структуры Горного Алтая были в основном оформлены в позднем силуре – начале девона (позднекаледонские деформации – примерно 420–410 млн. лет назад). Это подтверждается несогласным залеганием различных горизонтов девона на более древних отложениях и широким развитием конгломератов в основании девонских отложений. Последующий крупный этап усложнения структуры и смятия в складки уже и девонских отложений отмечается в раннем карбоне (саурская фаза герцинской складчатости – около 350 млн. лет назад). Это фиксируется по залеганию нижнекаменноугольных отложений с угловым несогласием на среднедевонских образованиях. Кроме того, позднепалеозойские интрузии гранитов (270–260 млн. лет назад) прорывают уже сформировавшиеся герцинские складчатые структуры. В пермское время (280–250 млн. лет назад) в области Горного Алтая происходило общее поднятие территории и последующий её размыв. Это фиксируется по накоплению в смежных областях толщ конгломератов и преобладанию мелководноморских обстановок осадконакопления (в том числе с развитием рифовых и лимнических комплексов). Начиная со среднего триаса (245 млн. лет назад) в Алтае-Саянской области преобладали слабые или умеренные дифференцированные движения, приведшие к пенизации контрастного палеозойского рельефа и развитию элювиальных образований.

Как современная горная страна Алтае-Саянская область оформилась на месте денудационных равнин и низкогорий в кайнозой

(скорее с олигоценового времени 33–25 млн. лет назад). Кайнозойская активизация проявилась в накоплении неоген-четвертичных (возраст отложений от 25 млн. лет назад до современных) континентальных ледниковых, озерных и аллювиальных отложений Зайсанской, Чуйской, Убсунурской, Джунгарской и других впадин. Причем ледниковые отложения (мощностью 1–3 км) приурочены к верхам разреза новообразованных впадин (Зайсанской, Чуйской и др.). В это время формировался средне- и высокогорный рельеф в зонах новейших сводово-глыбовых поднятий Горного Алтая, Восточного и Западных Саян, нагорья Сангилен.

Изучение моаласс позволяют сделать вывод о том, что Южный и Центральный Памир стали подниматься около 60 млн. лет назад, Северный Памир 50 млн. лет назад, причем наиболее интенсивный рост гор начинается в миоцене (20 млн. лет назад). Интенсивный рост горного обрамления Ферганской впадины, как и всего Восточного Тяньшаня устанавливается в плиоцене (5 млн. лет назад). Данные фиштрэкового анализа также показывают последовательность начала горообразования с юга на север от Индо-Австралийской плиты: Гималаи – 55 млн. лет, Северный Тяньшань и Джунгария – 12 млн. лет назад. Для горных сооружений Алтая устанавливается начало этапа современного поднятия в 3 млн. лет назад.

На большей части территории Горного Алтая процесс накопления мощных осадочных толщ можно условно охарактеризовать временным периодом 600–350 млн. лет назад; складкообразования – 420–350 млн. лет назад; пермского горообразования – 286–250 млн. лет назад.

Существующие оценки мощности отложений в основном морских (более молодые отложения в соседних прогибах уже континентальные озерные и дельта-мелководное море) для мегантиклинорий Горного Алтая и Ануйско-Чуйского синклиория дают следующие цифры: докембрий – 5500 м; нижний кембрий – 4800 м; средний кембрий – 1000 м; верхний кембрий - нижний ордовик – до 5000 м; ордовик до 3000 м; силур до 2000 м; девон до 3000 м (в прогибах до 11 км).

Данные об активных разломах, предоставленные В.Г. Трифоновым [Трифонов и др., 2002] в электронном виде для ГИС ARCwiev, позволяют выделить группу наиболее крупных разрывных структур (см. рис. 1), к которым относятся разломы с выраженной взбросовой компонентой смещений: Главный Саянский, Восточно-Саянский, Чингиз-Нарумский, Северного Фаса Алтая – разломы, сочетающие взброс с левым сдвигом: Саяно-Тувинский, Саяно-Ми-

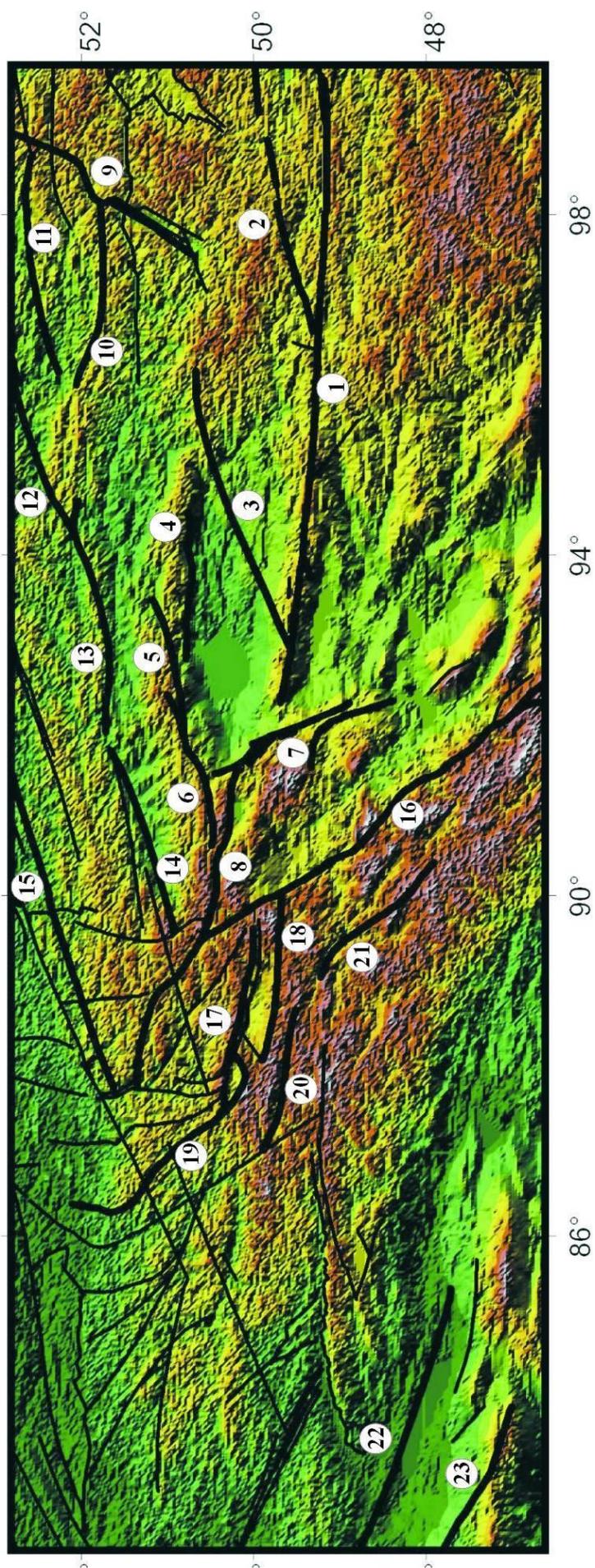


Рис. 2. Активные разломы (по В.В. Трифонову) Алтае-Саянской складчатой области (линия серого цвета – государственные границы России, Монголии и Киргизии).

1 – Хангайский (Болнайский) разлом (левый сдвиг); 2 – Цэцэрлэгский разлом; 3 – Агардагский разлом; 4 – Южно-Таннуольский разлом; 5 – Аелгестский разлом; 6 – Западно-Таннуольский разлом; 7 – Цаган-Шибетинская система разломов; 8 – Шапшалский разлом; 9 – Белин-Бусингольская система разломов; 10 – разлом Академика Обручева; 11 – Азаский разлом; 12 – Цаган-Шибетинская система разломов; 13 – Саяно-Тувинский разлом (левый сдвиг); 14 – Хемчикский разлом (Минусинско-Кандагский); 16 – Разлом Кобло; 17 – Курай-Чуйский разлом; 18 – Южно-Чуйский разлом; 19 – Сарасино-Курайский разлом; 20 – Джазаторский разлом; 21 – Сагсайский разлом; 22 – Зайсанский разлом; 23 – Тарбагатайский разлом

нусинский, Хамсара – и взброс с правым сдвигом: Зайсанский, Шапшайский, Иртыша. К разломам с преимущественно сдвиговой компонентой смещения относятся: Кобдо, Хангай, Семипалатинск-Тува, Кандатский (левый сдвиг вместе со взбросом), Гоби-Алтайский. Крупные разрывные структуры со сбросовой компонентой смещения наблюдаются в северном и южном обрамлении Алтая и Саян: разлом Кузнецкого Алтая, Бийский и Катунский разломы (рис. 2). Описание активных разрывов Алтае-Саянской горно-складчатой области дается в работах [Аржанников, 2003; Имаев и др., 2006; Аржанников С.Г., Аржанников А.В., 2006; Мирошниченко и др., 2003].

Оценки скорости сдвиговых смещений вдоль большинства крупных разломов Монгольского Алтая и Саян, выполненные по данным GPS-геодезии [Саньков и др., 2007], дают значения от 1 до 4 мм/год. Сопоставление амплитуд смещений (4–8 м), реализованных в очагах сильных землетрясений, с полученными

скоростями смещений дают времена повторяемости сильных землетрясений 1500–4000 лет. Поле векторов горизонтальных смещений указывает на косую конвергенцию со скоростью около 6 мм в год блоков Монгольского Алтая, выделяемых по системам разломов. Отмечаются крупные сегменты запертых разломов. Так GPS-пункты, поставленные в разных крыльях Главного Саянского разлома, давали смещения в одном направлении с одинаковой скоростью на протяжении всего периода наблюдения [Саньков и др., 2003].

На рис. 3. представлена в укрупненном масштабе в сравнении с рис. 2 система разрывных структур области подготовки Чуйского землетрясения. Эпицентральная зона Чуйского землетрясения располагалась в южной части Алтае-Саянской горно-складчатой области в районе Северо-Чуйского хребта, Чуйской и Курайской межгорных впадин и разделяющего их Чаган-Узунского приподнятого блока. Здесь прежде всего следует выделить Южно-Чуйский и

Грabenы Телецкого озера

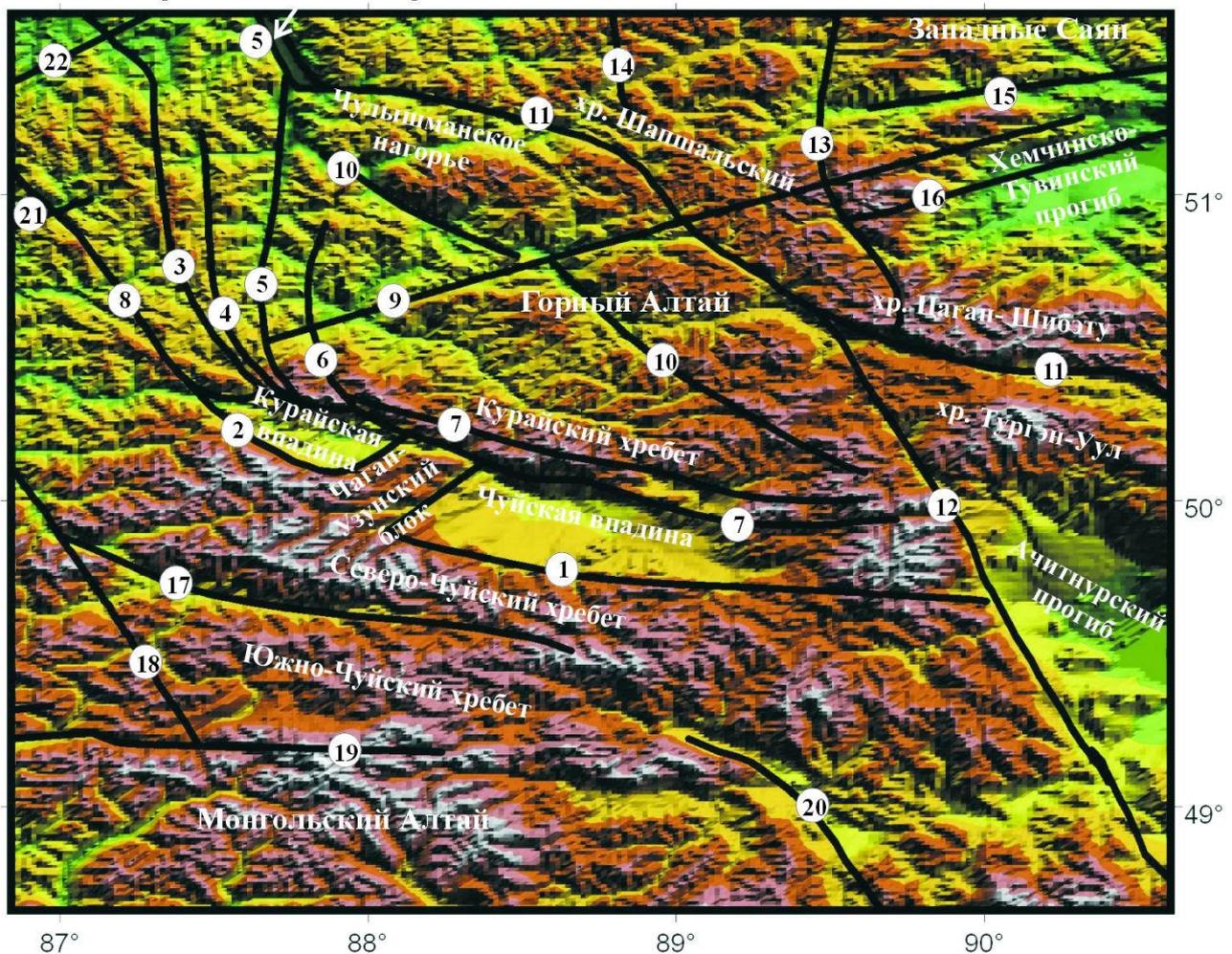


Рис. 3. Активные разломы (по В.В.Трифонову) в области подготовки Чуйского землетрясения 2003 г. Разломы: 1 – Южно-Чуйский; 2 – Курайский; 3 – Сумалта-Курайский; 4 – Чокрак; 5 – Курай-Телецкая система; 6 – Кубадра; 7 – Кура-Чуйская система; 8 – Сарасинско-Курайский; 9 – Тува-Катунский; 10 – Чульшманский; 11 – Шапшальский; 12 – Кобдо; 13 – Кара-Хол; 14 – Лессер-Абакан; 15 – Алаш; 16 – Саяно-Тувинский; 17 – Дзахаторский; 18 – Катунский; 19 – Южно-Алтайский; 20 – Сагсайский; 21 – Семипалатинск-Тувинский; 22 – Алей-Саянский

Курайский разломы, погружающиеся соответственно на юг и юго-запад под Северо-Чуйский хребет и ограничивающие с юга Курайскую и Чуйскую межгорные впадины. Сарасинско-Курайский разлом является продолжением Курайского разлома к северу. Согласно монографии [Трифонов и др., 2002] Южно-Чуйский разлом имеет взбросовую кинематику смещения, в то время как Курайский и Сарасинско-Курайский разломы являются сбросами. Кура-Чуйская система разломов представляет собой пологие надвиги, погружающиеся под Курайский хребет и ограничивающие Чуйскую впадину с север-востока. Система разломов Кубадра, Курай-Телецкий) и Сумалта-Курайский отмечены в работе [Трифонов и др., 2002] как разломы раздвигового типа, переходящие в сбросы, которые южными своими окончаниями, разворачивающимися в юго-восточном направлении, ограничивают с севера Курайскую впадину. Дзахаторский разлом взбро-

сового типа погружается на север под Северо-Чуйский хребет, а Тува-Катунский левосдвиговый (S) разлом смещает Чулышманский и Шапшальский разломы, представляющие собой взбросы с правосдвиговой компонентой смещения (D). Курай-Телецкая система к северу переходит в грабены Телецкого озера.

Обращает на себя внимание резкое различие в кинематике смещений разрывных структур, сочетающих взбросовую, сбросовую и сдвиговую тектонику. Следует отметить наличие жесткого (по геофизическим данным см. рис. 4 [Баталева и др., 2007]) приподнятого в рельефе Чаган-Узунского блока, разделяющего фрагмент Ануйско-Чуйского синклинория на Курайскую и Чуйскую впадину. Согласно концепции С.В. Гольдина, высказанной им в серии устных докладов, малое вращение по часовой стрелке Чаган-Узунского блока явилось источником напряжений, впоследствии реализовавшихся в очаге Чуйского землетрясения 2003 г.

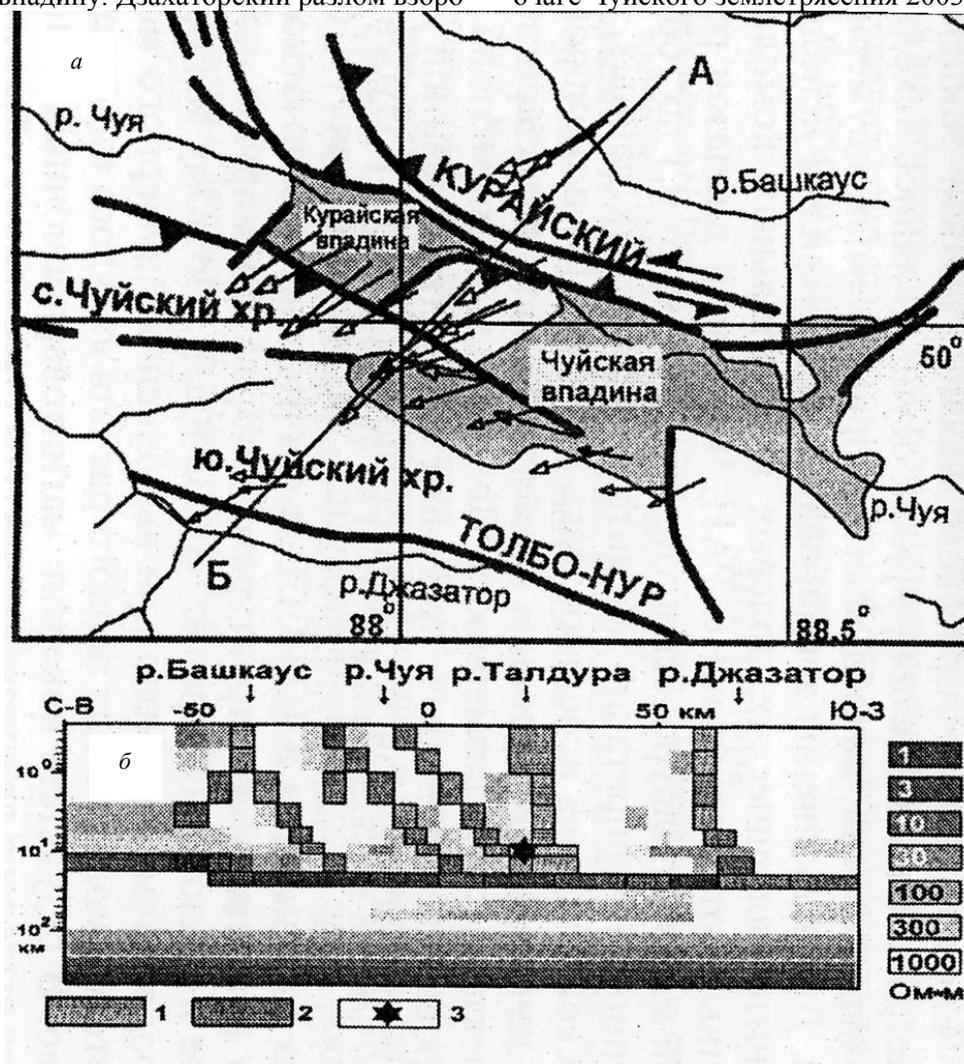


Рис. 4. Геофизические данные по электрическому сопротивлению горных массивов района подготовки ЧЗ (рисунок из работы [Баталева и др., 2007]). а – план, б – вертикальный разрез А–В. 1–2 – полутона серого цвета отвечают разным значениям электрического сопротивления, 3 – звездочка определяет положение начала «вспарывания» ЧЗ на глубине 10 км, стрелки (а) – направления вектора Визе

На рис. 4 приведены данные по вариациям электросопротивления, полученные из результатов магнитотеллурического зондирования и приведенные в работе [Баталева и др., 2007]. В результате инверсии магнитовариационных данных и фазы импеданса выделена двумерная структура проводящих объектов с осью однородности в запад – северо-западном направлении, состоящая из корового проводящего слоя с субгоризонтальным залеганием (20 км) и субвертикальных проводников, распространяющихся от поверхности до проводящего слоя. Наблюдается приуроченность крупных разломных зон к выходам наклонных и субвертикальных электропроводящих зон. Наблюдается совпадение ориентации электромагнитных параметров с азимутами простирания главных разломов.

Представленные на рис. 4 геофизические данные о распределении электрического сопротивления в районе подготовки ЧЗ позволяют говорить о повышенной флюидонасыщенности горных пород Чуйской и Курайской впадин, разломов, имеющих преимущественно юго-западное погружение, а также о наличии в коре на глубине около 20 км флюидонасыщенного слоя мощностью до 10 км. В нижней коре и подкоровой литосфере непосредственно под гипоцентром ЧЗ наблюдается обширная область пониженного электросопротивления. Данные рис. 4 показывают изменения угла погружения разломов с глубиной. Так, если в верхней части коры (до 1 км) они имеют крутые и субвертикальные углы погружения, то на глубинах от 1 до 7 км погружение становится пологим (углы от вертикали 45–60°).

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Данные GPS-геодезии [Саньков и др. 2003] показывают (рис. 5), что массив Монгольского Алтая вместе с Убсунурской впадиной смещается в север – северо-восточном направлении, определяя условия транспрессии в пределах Тувинского нагорья и центральной части Алтае-Саянской горной области. Поднятия Хангая вместе с Гобийским Алтаем смещаются в субширотном направлении со скоростью 5–6 мм/год. Согласно работе [Саньков и др. 2003], поле векторов горизонтальных компонент движений отражает сочетание в пределах исследуемого региона процесса выжимания западной части Монголии на восток при общем движении масс в север – северо-восточном направлении с их вращением по часовой стрелке. Разворот в восточном направлении векторов смещений в пределах Алтае-Саянской горной области объясняется условиями конвергенции на юго-западном ограничении Сибирской платформы. В работах [Саньков и др. 2003; Тимофеев и др., 2005] делается вывод о том, что картина горизонтальных смещений Горного Алтая и Саян связана с коллизией Индийской и Евразийской плит.

Отмечается тенденция увеличения скорости горизонтальных движений по мере смещения к юго-западу от Сибирской платформы (рис. 6). Данные рис. 6, В, Г позволяют увидеть закономерности распределения горизонтальных компонент косейсмических деформаций. Так можно заметить, что в пределах Алтае-Саянской горной области значимые деформации в меридиональном направлении наблюдаются в окрестности озера Убсу-Нур (10^{-8} – 10^{-9} год⁻¹). К

югу (ОЗ) и к северу (ЗС) от этого участка эти деформации резко падают. В Восточных Саянах меридиональные деформации также существенно меньше. Деформации в широтном направлении имеют максимум в Западных и Восточных Саянах.

Данные о современных вертикальных смещениях, полученные с использованием GPS геодезии (рис. 6, Б), показывают интенсивные скорости поднятия для Восточных Саян и Хангая, а интенсивные скорости опускания – в Западных Саянах и Горном Алтае. Отметим, что наибольший градиент вертикальных движений наблюдается в субширотном направлении.

В работе [Саньков и др., 2006] выполнен расчет горизонтальных компонент деформаций на основании данных GPS геодезии. Расчет выполнялся методом триангуляции, характерный размер базовых треугольников, опиравшихся в своих вершинах на пункты GPS наблюдений составлял 300–400 км. На рис. 7 показана ориентация осей деформаций укорочения (залитые черные стрелки) и удлинения (контурные стрелки). Видно, что наряду с выделяющейся северо-восточной ориентацией осей укорочения существуют сегменты, в которых в близком направлении ориентированы оси деформаций удлинения.

На исследуемой территории имеется 28 региональных и несколько стационарных GPS станций, которые позволили выявить характерные особенности поля смещения в период подготовки ЧЗ [Гольдин и др., 2005]. Движения на карте рис. 8 показаны относительно станции KAYU, расположенной к югу и не по-

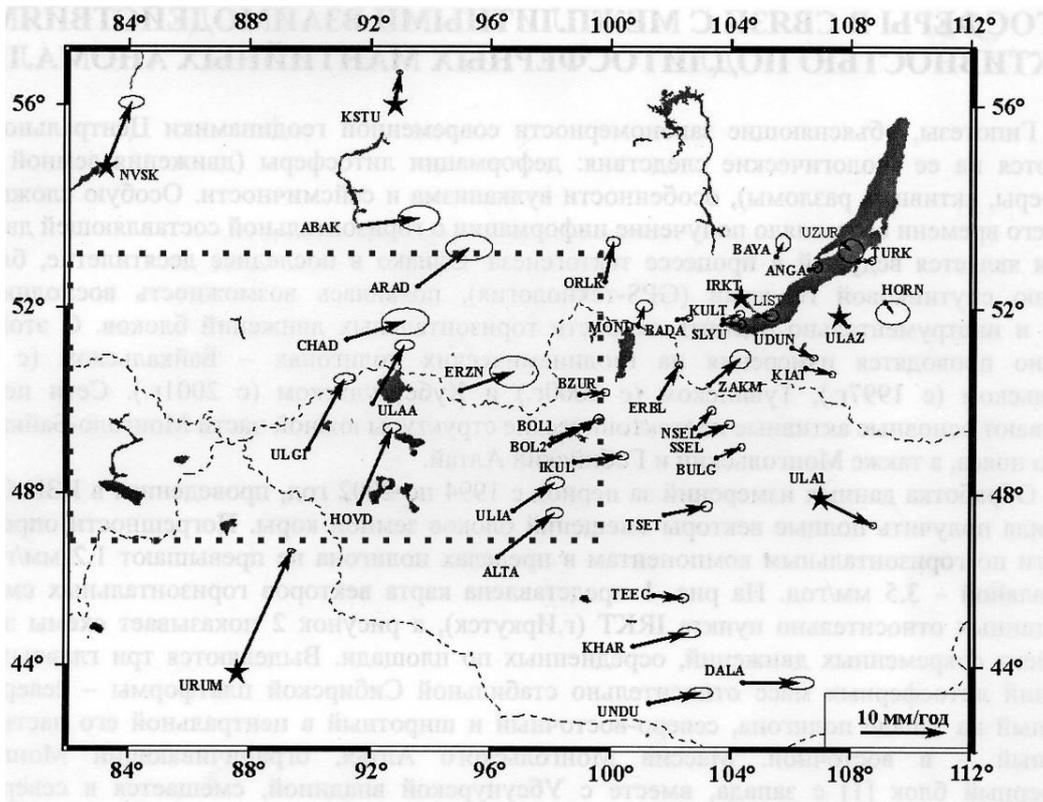


Рис. 5. Горизонтальные движения в постоянных и временных GPS-пунктах наблюдений для Центрально-Азиатского складчатого пояса из работы [Саньков и др. 2003]. Векторы скорости смещений относительно пункта IRKT (г. Иркутск) показаны эллипсами 95% доверительного интервала. Рядом с пунктами наблюдений указана их четырехбуквенная аббревиатура. Звездочки – пункты постоянных наблюдений, пунктирный прямоугольник определяет участок, вошедший в область реконструкции напряжений, выполненной в настоящей работе (см. далее)

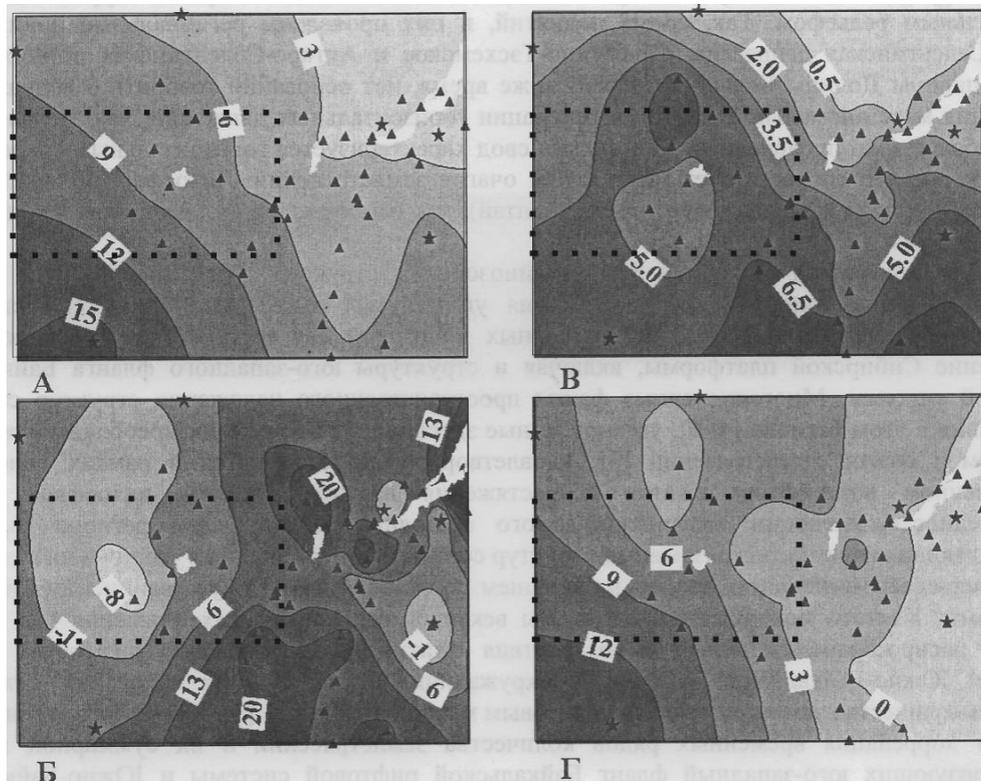


Рис. 6. Схемы из работы [Саньков и др. 2003], осредненных по площади значений компонент полного вектора современных движений (мм/год) по данным GPS геодезии: А – горизонтальная компонента; Б – вертикальная компонента; В – горизонтальная компонента в направлении запад – восток; Г – горизонтальная компонента в направлении юг-север. Звездочки – пункты постоянных наблюдений, треугольники – пункты периодических наблюдений, пунктирный прямоугольник определяет участок, вошедший в область реконструкции напряжений, выполненную в настоящей работе

павшей на карту. В период до ЧЗ (2000-2003 гг.) шесть станций, расположенных вблизи его очаговой области: CHAG, KURA, KAYT, ULAG, CHIK и SEMI, показывали движение поверхности в северо-западном направлении, соответствующем ориентации разломов по границе зоны активных деформаций юга Сибири и Монголии (рис. 2). К востоку от этой области группа из трех станций определяла смещения в восток – северо-восточном направлении, согласующиеся с движениями срединной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. рис. 5). Такой же тип смещения дает станции КАПТ, расположенная к западу от очага ЧЗ. К северу от этих областей GPS показывали разноориентированные направления смещений. Эллипсы на рис. 8 объединяют в пределах двух участков пункты наблюдений с однонаправленными движениями в северо-западном и северо-восточном направлениях. Смена северо-западного смещения на северо-восточное происходит при переходе через меридиан Чаган-Узунского нагорья. Эпицентр

ЧЗ располагался в области смены направления горизонтальных смещений.

В среднем значение скорости деформации продольного укорочения по линии север-юг составляло $6 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Максимальное продольное удлинение наблюдается к северу от него между станциями KURA и CHAG (10^{-7} год⁻¹) в направлении запад – северо-запад. Еще севернее величина удлинения в этом направлении уменьшается на порядок. В работе [Гольдин и др., 2005] приводятся также данные о скорости вертикальной компоненты смещения, полученной за период времени 2000–2003 гг. (врезка рис. 8). Установлено, что для Курайской впадины и западного участка Курайского хребта вблизи разломов: Сумалта-Курайский, Чокрак, Курай-Телецкий, Кубадра – в этот период времени наблюдались интенсивные поднятия (станции SEMI, CHIK, ULAG, KURA – профиль запада – северо-западного направления), в то время как для Чуйской межгорной впадины имело место наиболее интенсивное опускание (станция CHAG).

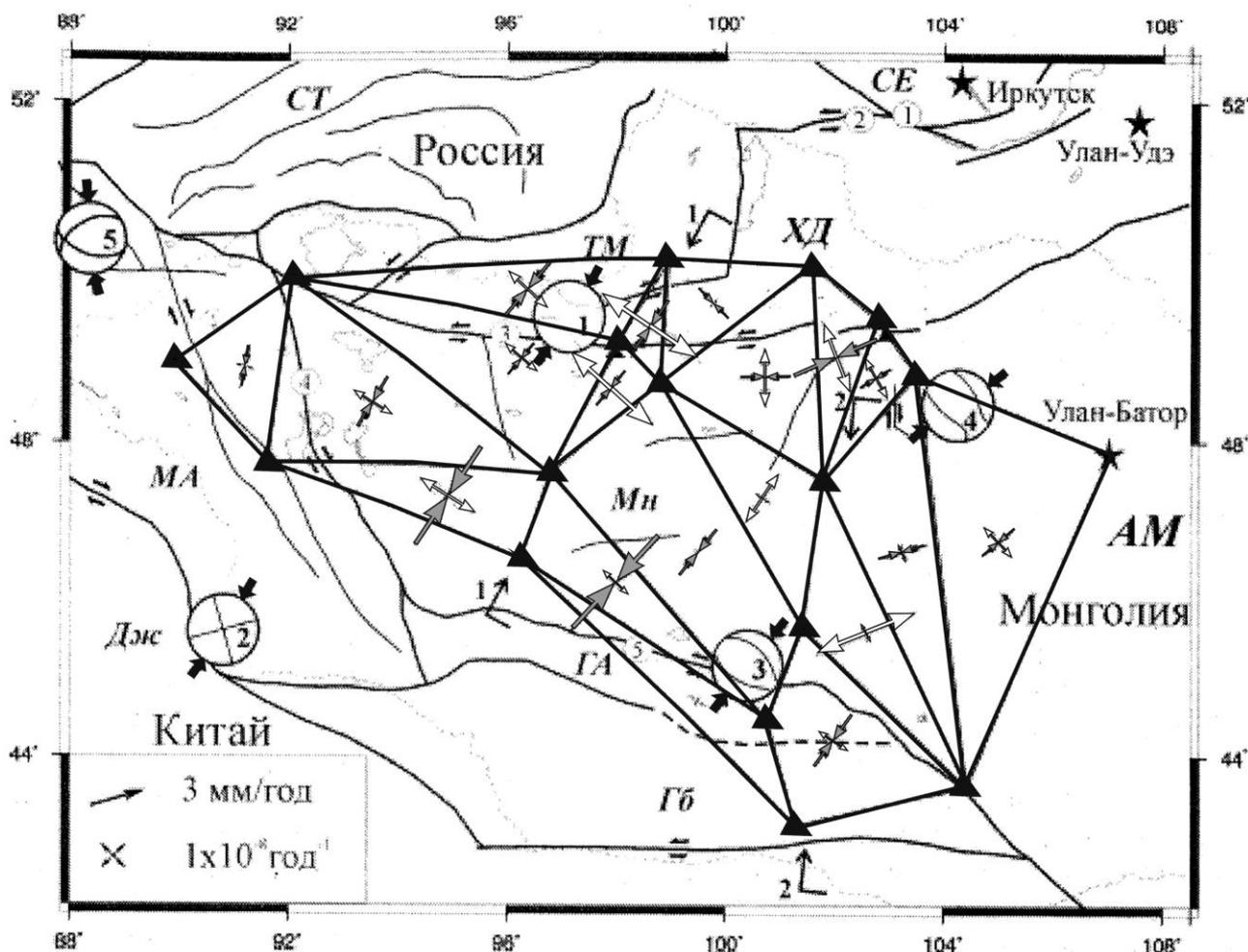


Рис. 7. Поле скоростей горизонтальных деформаций Монгольского блока по данным измерений GPS геодезии за 1994-2002 гг и тензоры сеймотектонических деформаций для очаговых зон крупнейших землетрясений (из работы [Саньков и др., 2008]). Сходящиеся заливые черные стрелки и расходящиеся стрелки определяют ориентацию и амплитуды скорости горизонтальных деформаций укорочения и удлинения соответственно

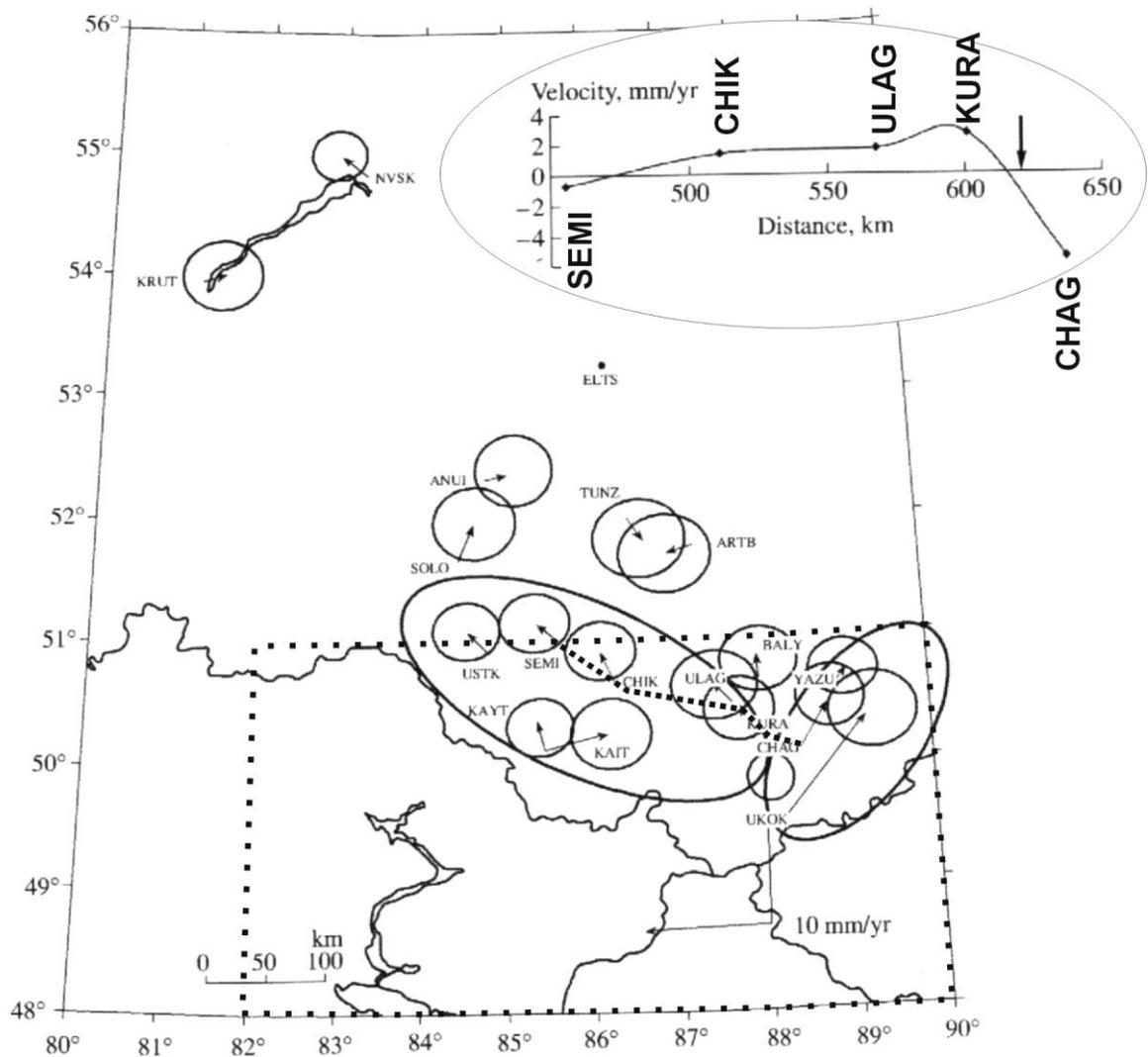


Рис. 8. Горизонтальные движения для района подготовки ЧЗ и вертикальные движения по профилю между станциями SEMI, CHIK, ULAG, KURA и CHAG (на врезке в верхнем правом углу) по данным GPS наблюдений из работы [Гольдин и др., 2005]. Стрелка на врезке отмечает положение Южно-Чуйского разлома (очаг ЧЗ), Звездочки – пункты постоянных наблюдений, треугольники – пункты периодических (временных) наблюдений, пунктирный прямоугольник определяет участок, вошедший в область реконструкции напряжений, выполненной в настоящей работе (см. далее), большие эллипсы определяют области вблизи очага ЧЗ с разной направленностью горизонтальных движений, точечная пунктирная линия – профиль, приведенные на врезке

Курайский хребет и области к северу от него испытывали умеренное поднятие. Участок максимального градиента этих перемещений соответствовал положению Чаган-Узунского блока (см. рис. 9) и началу вспарывания ЧЗ (стрелка на врезке рис. 7), величина градиента скорости здесь $1.5 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$.

В работах [Гольдин и др., 2005; Тимофеев и др., 2003; Тимофеев и др., 2005] приведены данные о движениях после реализации ЧЗ за эпоху 2003–2004 гг (рис. 9). Начало вспарывания ЧЗ находилось между станциями KURA и UKOK (Чаган-Узунский блок). По результатам этих измерений эпохи 2003–2004 гг (включает ЧЗ) получена картина смещений в эпицентральной зоне, отражающая правосторонний сдвиг (рис. 8, б). Смещения убывают с

расстоянием от разрыва 350 мм (15 км) до 25 мм (90 км).

В работе [Тимофеев и др., 2005] по данным GPS геодезии также анализировалась вертикальная компонента смещений (см. рис. 10) до и после ЧЗ, что позволило выявить инверсию в направлениях смещений. Если до землетрясения за период времени 2000–2003 гг наблюдалось опускание вдоль профиля, проходящего через станции YAZU, CHAG, UKOK (север–северо-восточное направление профиля), и достигавшего максимума (скорость 14 мм/год) в зоне слияния Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов (Дзахаторский разлом см. рис. 3), то после него (период наблюдений 2003–2004 гг) здесь наблюдалось максимальное поднятие (около 30 мм). Опускание продолжа-

лось на участке от Южно-Чуйского до Чуламышманского разломов, максимальные значения которого наблюдались вблизи Кура-Чуйской системы разломов. Следует отметить, что скорость опускания для станций YAZU и CHAG в этот период увеличилась в 7–10 раз, а Южно-Чуйский разлом (очаг ЧЗ) располагался вблизи области, испытавшей минимальные вертикальные смещения.

Данные рис. 10 позволяют рассчитать градиент скорости вертикальных смещений вдоль профиля, который дает максимальные значения в $0.5 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$ для эпохи 2000-2003 гг. на участке, включающем Южно-Чуйский разлом. Это в три раза меньше, чем для профиля рис. 8. Для эпохи 2003-2004 гг. максимум градиента скорости вертикальных смещений достигается так же для этого участка, близок по значениям к $2 \cdot 10^{-6} \text{ год}^{-1}$ и противоположен по знаку. Если сопоставлять данные рис. 8 (врезка) и рис. 10, а, то необходимо отметить, что первый профиль имеет запад – северо-западное простирание, в то время как второй – север – северо-восточное (рис. 8). Видно, что скорости вертикального погружения к северу от станции CHAG резко увеличиваются.

В работе [Мазуров, 2006] приведена информация, содержащая материалы высокоточного нивелирования по линии Кызыл – Кош-Агач (рис. 11, а), выполненного Верхнееннисейским аэрогеодезическим предприятием в 1978, 2003, 2004 годах.

Полученные в 1978 и 2003 гг. данные позволяют наблюдать вертикальные перемещения вдоль линии, протяженностью 705.9 км, до ЧЗ (от пос. Кош-Агач до г. Кызыл). После ЧЗ в 2004 г. была выполнена повторная нивелировка на участке от пункта ф.рп. 240 до пункта ф.рп. 384 (см. рис. 11. б). Здесь будут представлены данные для участка южнее пункта нивелировки ф.рп. 240. Профиль на участке между пунктами наблюдения от ф.рп. 240 до гр.рп. 41 приблизительно параллелен профилю рис. 10, но сдвинут на восток приблизительно на 40 км. Анализ результатов повторных нивелировок показал, что с 1978 по 2003 гг. происходило поднятие на западном участке хода от пункта гр.рп. 6871 (восток Чуйской впадины) до Чулашманского разлома (рп. 1360) на 60–130 мм (см. рис. 12). Средний градиент скорости вертикальных смещений на участке между Курайским хребтом (максимальные скорости

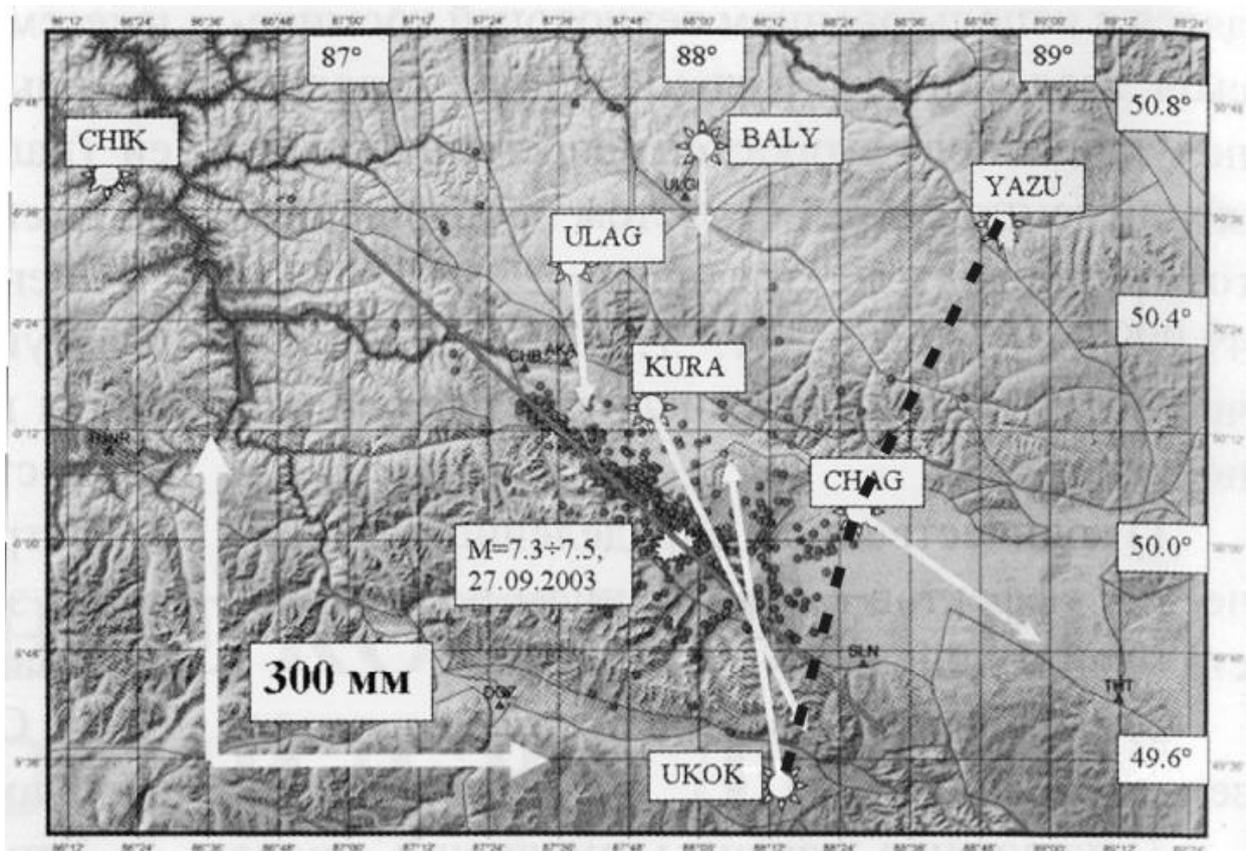


Рис. 9. Косейсмические горизонтальные смещения в зоне ЧЗ для эпохи 2003-2004 гг. из работы [Тимофеев и др., 2005]. Пунктирная линия – профиль через пункты YAZU, CHAG, UKOK для вертикальных смещений, показанных на рис. 10

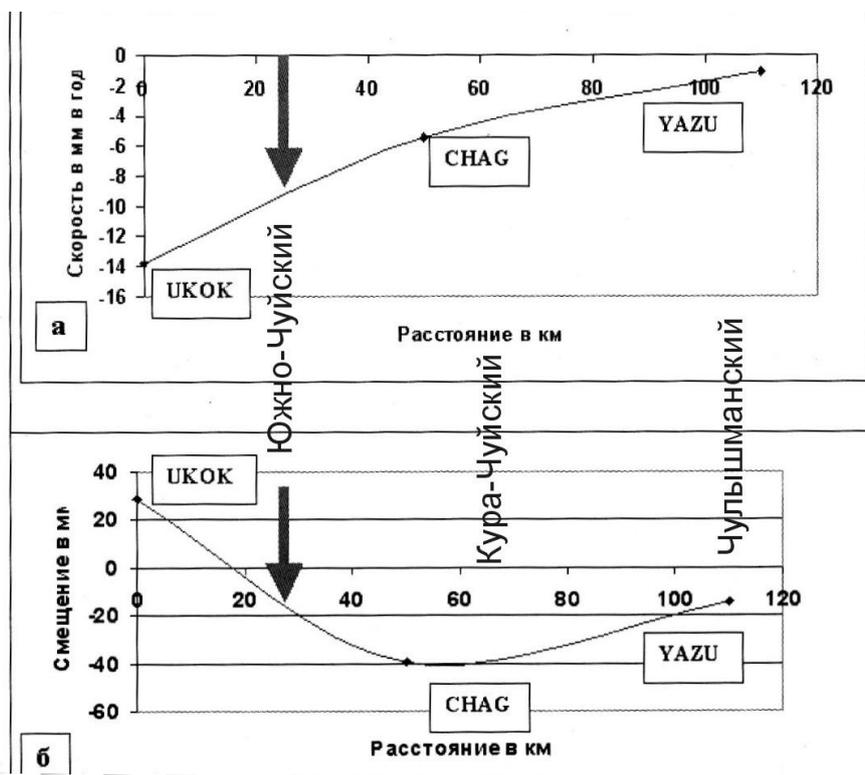


Рис. 10. Вертикальные смещения поверхности по профилю: плато Укок, Чуйская межгорная впадина, долина реки Чулышман (см. рис. 9) до – эпоха 2000–2003 гг. (а) и после 2003–2004 гг. (б) ЧЗ (из работы [Тимофеев и др., 2005]). Стрелки указывают место пересечения Южно-Чуйского разлома (очаг ЧЗ), также указаны места пересечения других крупных разломов

поднятия) и Чулышманским разломом близок по величине $1 \cdot 10^{-7} \text{ год}^{-1}$, что по амплитудам значений соответствует наблюдениям GPS геодезии. Однако знак перемещений и знак его градиента вдоль профиля полностью противоречат данным, представленным на рис. 10, а, т.е. там, где по данным GPS геодезии имелось опускание, данные повторных высокоточных нивелировок дают поднятие.

Отметим резкое уменьшение поднятия при пересечении Кура-Чуйского разлома. Здесь «провал» в скорости поднятия соответствует аномалиям над разломами, подобным тем, которые наблюдал и анализировал в своих работах Ю.О. Кузьмин [1996, 2004]. На участке между пунктами ф.рп. 240 и ск.рп. 1360 (северный склон Курайского хребта – северозападная часть хребта Тургэн-Уул) наблюдалось локальное опускание, максимальные значения которого достигали 19.2 мм. Максимальный градиент скорости вертикальных смещений, наблюдавшийся для этой эпохи вблизи Чулышманского разлома, близок по значениям к $5 \cdot 10^{-6} \text{ год}^{-1}$, что на порядок выше градиента скорости, наблюдаемой по данным GPS геодезии.

Повторное нивелирование в 2004 г позволило установить, что за период 2003–2004 гг. (этот период включает результат смещений от ЧЗ 2003 г) поднятие на участке в пределах Чуйской

впадины вплоть до Кура-Чуйской системы разломов продолжилось, максимальные его значения 18.3 мм наблюдались в пункте гр.рп. 41. По мере приближения к реперу п. Кош-Агач (к запад – юго-западу от гр.рп. 41) величина поднятия несколько уменьшалась (рис. 12). К северо-востоку от пункта гр.рп. 41 (в направлении пункта ск.рп. 1360 рис. 11, б) происходило резкое изменение направления вертикальных смещений. Здесь к северу от Кура-Чуйской разломной системы (рис. 3) наблюдалось опускание с максимальными значениями, достигавшими 3 мм. Поскольку этот разлом имеет погружение под Курайский хребет, то подобные смещения классифицируют его на данной стадии как сброс. Конечная – северо-восточная часть профиля испытывала в 2003–2004 гг. небольшое поднятие (1–3 мм). Максимальные его значения в 4.7 мм наблюдались на участке между пунктами ф.рп. 240 и ск.рп. 1360. Здесь поднятие сменило опускание, наблюдавшееся до ЧЗ.

Представленные данные эпохи 2003–2004 гг. также не соответствуют данным GPS геодезии рис. 10, б, которые дают для Чуйской межгорной впадины и Курайского хребта опускание (пункты CHAG и YAZU) на афтершоковой стадии. Если сравнить скорости поднятия на участке Чуйской впадины за 1978–2003 гг. и 2003–2004 гг., полученные по результатам высокоточ-

чной нивелировки, то можно увидеть, что скорость поднятия на этапе 2003–2004 гг. возросла как минимум вдвое (4.21 мм/год для периода 1978–2003 гг. и 10–15 мм/год для периода 2003–2004 гг.). Вероятно, это увеличение скорости связано с вертикальными смещениями, вызванными самим ЧЗ 2003 г. Скорости вертикальных движений, следующие из данных GPS геодезии (рис. 10) такого же порядка, но знак их другой. Градиенты скоростей вертикальных смещений вдоль высокоточных нивелировочных профилей могут иметь еще большие значения, но они, как правило, локально связаны с крупными разломами.

В работе [Мазуров, 2006] также дается интерпретация данных, полученных для локальной сети GPS приемников, которая охватывала структурные элементы Горного Алтая и его предгорья (см. рис. 13) и было

создана Институтом геофизики СО РАН [Тимофеев и др., 2003] до ЧЗ. Обработка этих данных GPS, выполненная в работе [Мазуров, 2006], показала, что вектора горизонтальных смещений с северо-запада на юго-восток изменяли свою ориентацию более чем на 90° (см. рис. 14, а). Вблизи очага ЧЗ происходил новый их разворот на углы, близкие к 90° , менялась также и амплитуда смещений. Подобное неоднородное поле смещений определяет сложный характер деформирования этого участка коры.

Заметим, что поле скоростей горизонтальных смещений, приведенное на рис. 14, а, дает в среднем смещение с северо-запада на юго-восток. Данные рис. 7 для этого участка коры дают в среднем смещения с юго-востока на северо-запад (большой эллипс, заключающий в себе 7 пунктов GPS наблюдений). Подобные раз-

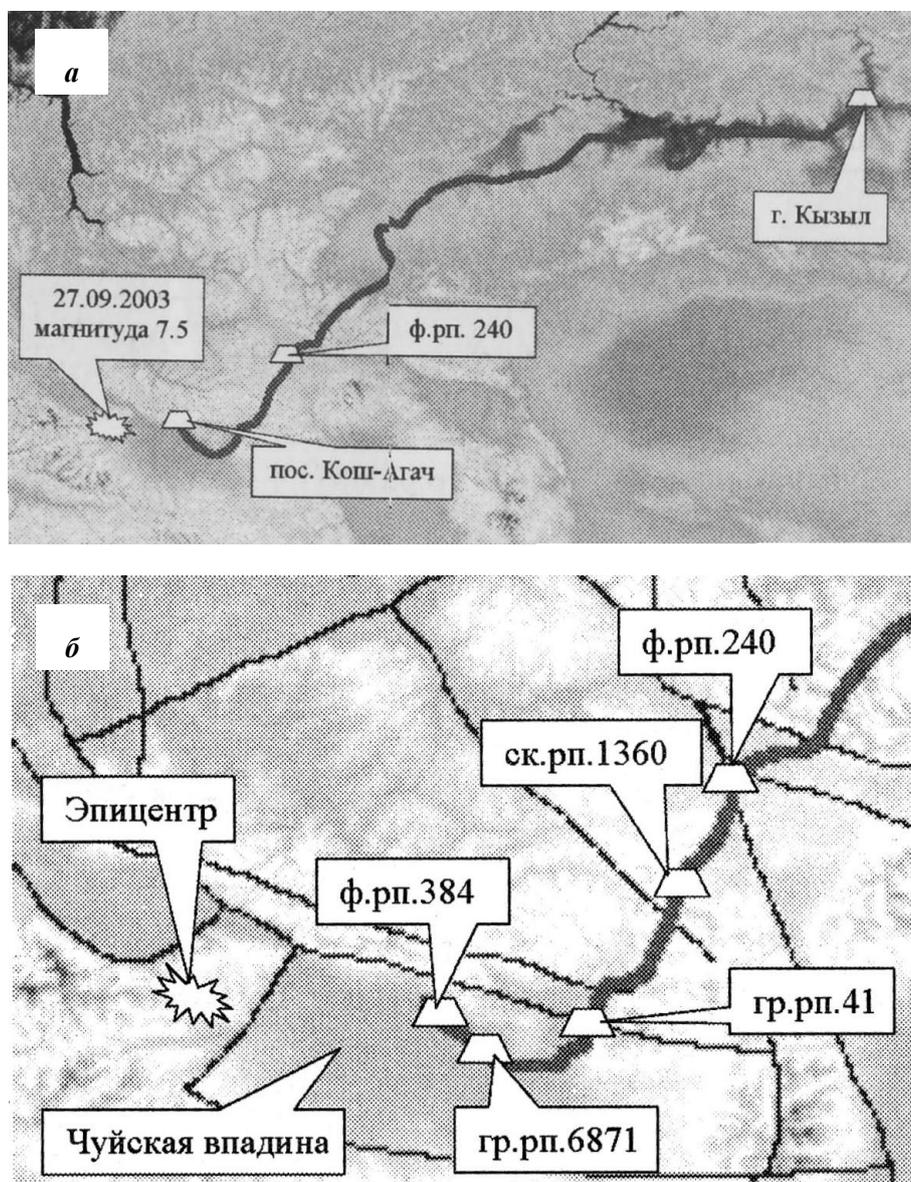


Рис. 11. Линии нивелирования 1 класса Кызыл – Кош-Агач (а) (из работы [Мазуров, 2006]) и участок нивелирования, для которого наблюдения выполнялись до и после ЧЗ (б)

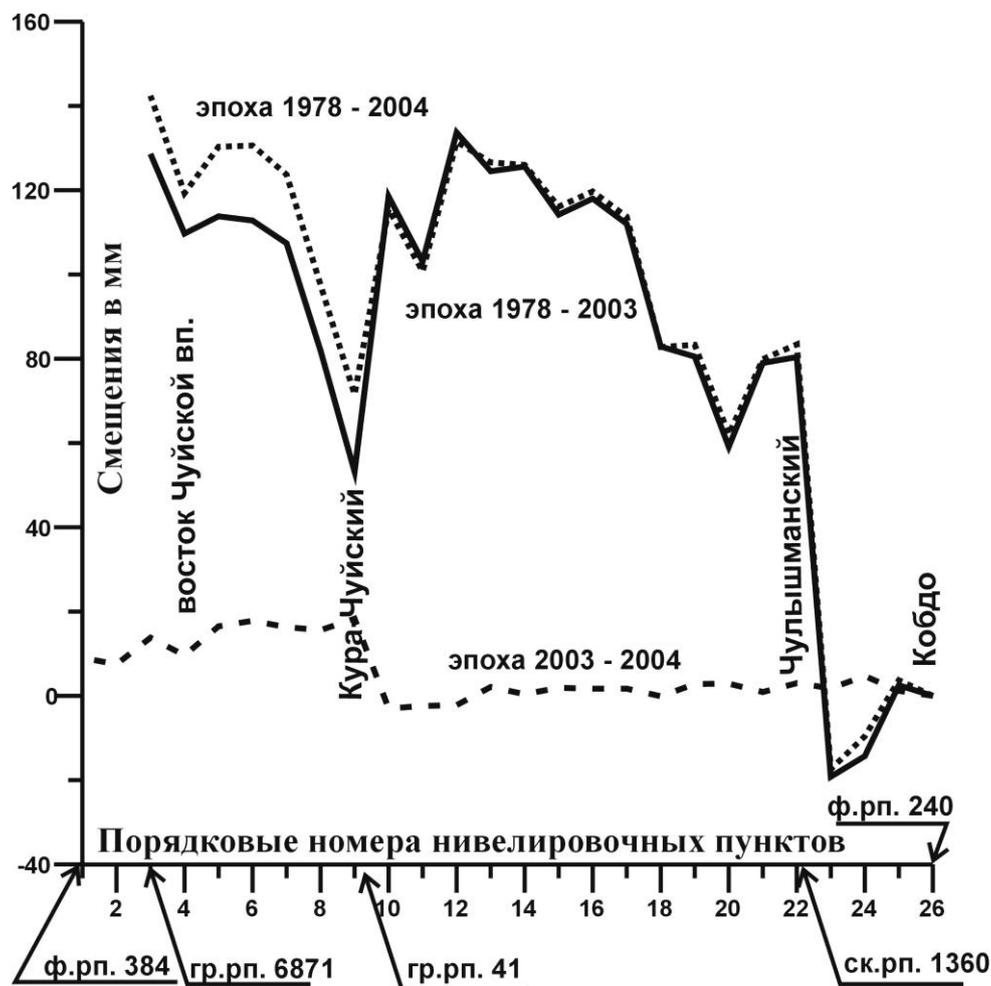


Рис. 12. Вертикальные смещения (мм) по результатам высокоточного нивелирования: сплошная линия – 1978–2003 гг.; точечный пунктир – 1978–2004 гг.; штрих-пунктир – 2003–2004 гг. (данные из работы [Мазуров, 2006]). По горизонтали указаны порядковые номера пунктов наблюдения, а не линейное расстояние. Указаны места пересечения крупных разломов (см. рис. 3) и пункты наблюдения, представленные на рис. 10, б

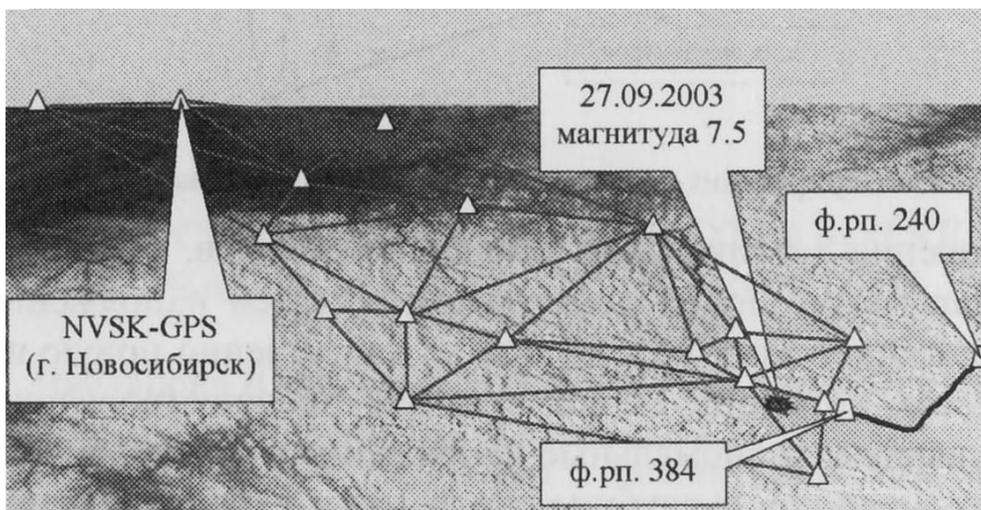


Рис. 13. Алтайская сеть GPS (из работы [Тимофеев и др., 2003])

личия могут быть обусловлены выбором базового пункта наблюдений, значения смещения в котором принимаются нулевыми.

На рис. 14, б показана ориентация осей главных деформаций, сформировавшихся в горизонтальной плоскости, которые были рассчитаны в работе [Мазуров, 2006] для южного

сегмента сети (8 пунктов GPS). Характерным здесь является смена ориентации осей горизонтального укорочения вблизи эпицентра ЧЗ. К западу от него они в целом имеют восток – северо-восточную ориентацию, а к востоку – ориентация этой оси сменяется на 90° , принимая субмеридиональное направление. Такой характер

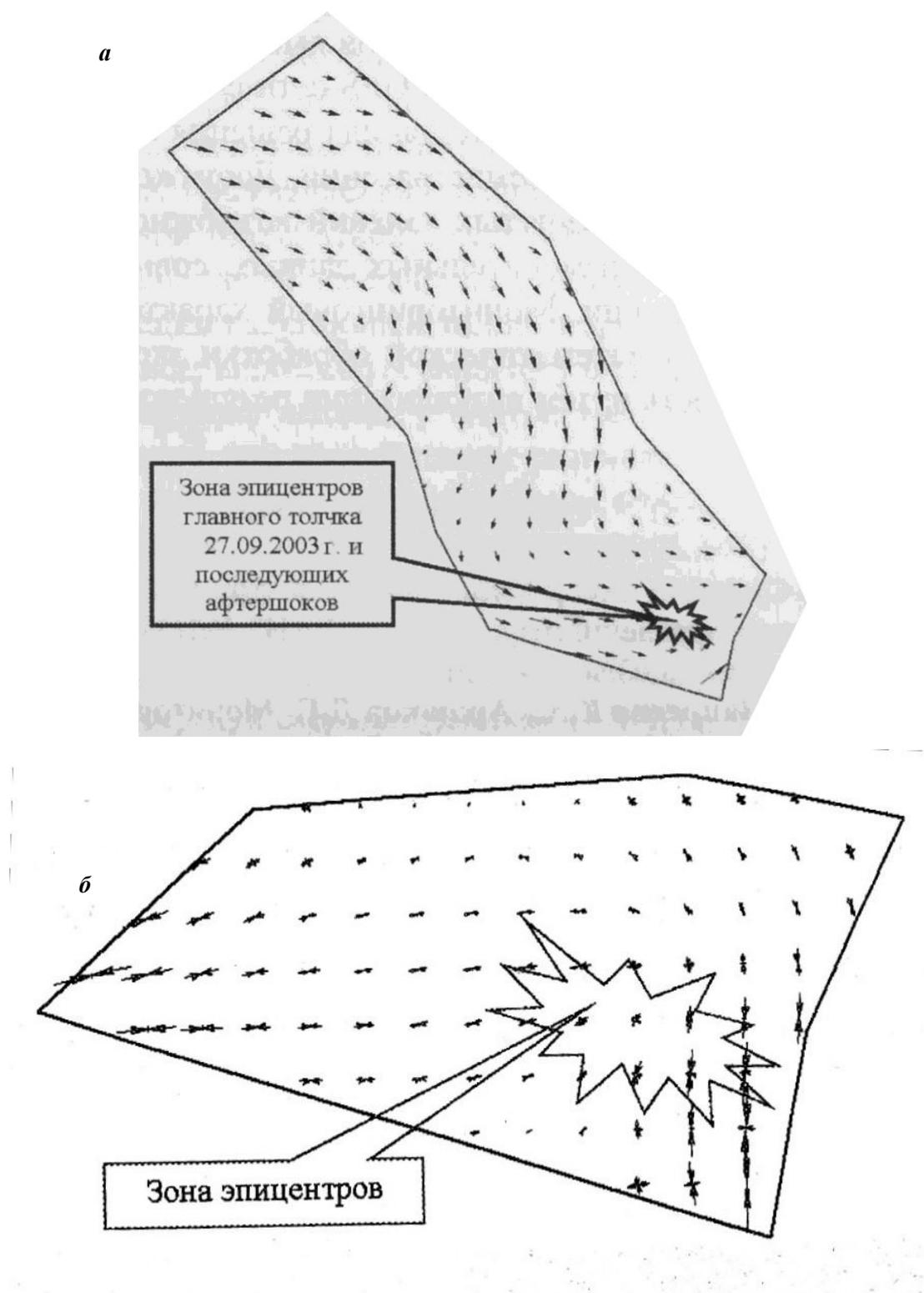


Рис. 14. Результаты обработки данных Алтайской локальной сети GPS наблюдений по работе [Мазуров, 2006]: *a* – поле векторов горизонтальных перемещений; *б* – поле осей главных деформаций в горизонтальном направлении

смены ориентации главных осей деформаций в целом соответствует данным рис. 8, где для двух участков (пункты GPS внутри больших эллипсов), сопрягающихся между собой в эпицентральной зоне ЧЗ, наблюдаются разнонаправленные горизонтальные смещения. Отметим, что скорости горизонтальных дефор-

маций удлинения-укорочения, полученные по данным GPS геодезии имеют порядок $n 10^{-8} \text{ год}^{-1}$, участков (пункты GPS внутри больших эллипсов), сопрягающихся между собой в то время как градиент вертикальных скоростей вдоль профиля, отвечающий скорости сдвиговой деформации в вертикальном сечении, дает

значения $n 10^{-7}$ год⁻¹. Скорости деформации, формирующиеся за счет латеральной неоднородности вертикальных движений, на несколько порядков превышают скорости деформации, вызываемые неравномерностью горизонтальных перемещений

В работе [Новиков и др., 2004; Новиков, 2004] поддерживается идея о том, что горообразование Алтая носит транспрессионный характер, который обусловлен сближением микроплит Центральной Азии. Этот вывод опирается на тот факт, что магистральные разрывные структуры имеют выраженную взбросовую составляющую, которая и обуславливает высотную дифференциацию блоков и формирование горного рельефа, синхронного с новейшей активизацией. При этом отмечается, что все новейшие разрывные структуры Горного Алтая имеют, как правило, праводвиговую компоненту смещения, а Монгольского Алтая и Гобийского Алтая – леводвиговую. В рамках этой морфотектонической модели находит объяснение положение сейсмоактивных участков коры, которые расположены вдоль основных структурообразующих праводвиговых зон на

границах Горного Алтая с Тувой и Зансайской котловиной, Монгольского Алтая с Котловиной Больших Озер и Джунгарией и в центральной части Монгольского Алтая.

Наиболее сейсмичными являются границы горной страны с обрамляющими территориями. Вертикальные движения для Алтае-Саянской области, накопленные за новейший этап активизации, хорошо иллюстрируются вертикальным рельефом, представленным на рис. 1. Максимальный перепад высот для топографии с 2-х минутным осреднением составляет около 3500 м. Для территории рис. 1 котловины с высотами менее 600 м занимают площади около 50 000 км², горные поднятия с высотами более 2000 м занимают площади более 300 000 км².

Анализ распределения блоков Большого Алтая по их высотам [Новиков и др., 2004] позволил выделить три отчетливые ступени: малочисленная с высотами 500–1500 м, которую слагают блоки, имеющие необычно большие размеры; блоки с высотами 1500–3000 м; блоки с высотами 3000–4000 м, являющиеся наиболее многочисленными.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Алтае-Саянская складчатая область ($\varphi = 46.0\text{--}54.5^\circ$; $\lambda = 80.0\text{--}100.0^\circ$) является сейсмически активной, на её территории часто происходили катастрофические землетрясения, в частности, Монгольское (1761 г, $M = 7.7$) Цецерлегское и Болнайское (1905 г, $M = 7.6$, $M = 8.2$), Монголо-Алтайское (1931 г, $M = 7.9$), Урэг-Нурское (1970 г, $M = 7.0$), Зайсанское (1990 г, $M = 6.9$), Бусингольское (1991 г, $M = 6.5$), Чуйское (2003 г, $M = 7.3$), следы которых остались на поверхности Земли. Наиболее последовательно на протяжении более чем 35-ти лет исследованием пространственно-временного распределения землетрясений, уровнем сейсмической активности земной коры, особенностями проявления сильных землетрясений и анализом архивных материалов по сильнейшим землетрясениям на территории Алтае-Саянской области занимался Н.Д. Жалковский [Жалковский и др., 1978, 1995; Благовидова и др., 1986]. Им показано, что значительная часть землетрясения с $M > 3.4$ образует цепочки эпицентров вдоль хребтов, однако землетрясения зафиксированы и в грабенообразной Белино-Бусингольская впадине и в Зайсанской впадине.

Значительный вклад в понимание сейсмич-

ности данной территории внесли работы по изучению палео-сейсмодислокаций [Зеленков, 1978; Хилько и др., 1985; Дельво и др., 1995а; Рогожин, Платонова, 2002]. Совместный анализ сейсмичности, рельефа и неотектонических структур выявили связь сейсмичности с четвертичным горообразованием и морфологией структур [Чернов, 1978].

Начиная с 1963 г все землетрясения с $M > 3.4$ Алтае-Саянской области регистрируются сетью региональных сейсмических станций (рис. 15). Точность определения координат эпицентров укладывается в 5–15 км. Надежного определения глубин очагов в Алтае-Саянской области нет из-за большого расстояния между сейсмическими станциями.

Эпицентральное поле землетрясений, произошедших в период инструментальных наблюдений (с 1963 по 2003 гг), свидетельствует (рис. 16, а) об общей стабильности наблюдаемой картины распределения сейсмических событий. Основные эпицентральные зоны располагаются в западной части Монгольского Алтая, южнее и восточнее озера Зайсан. Значительное повышение сейсмической активности проявляется в районах, окружающих озеро Убсу-Нур с запада и севера.

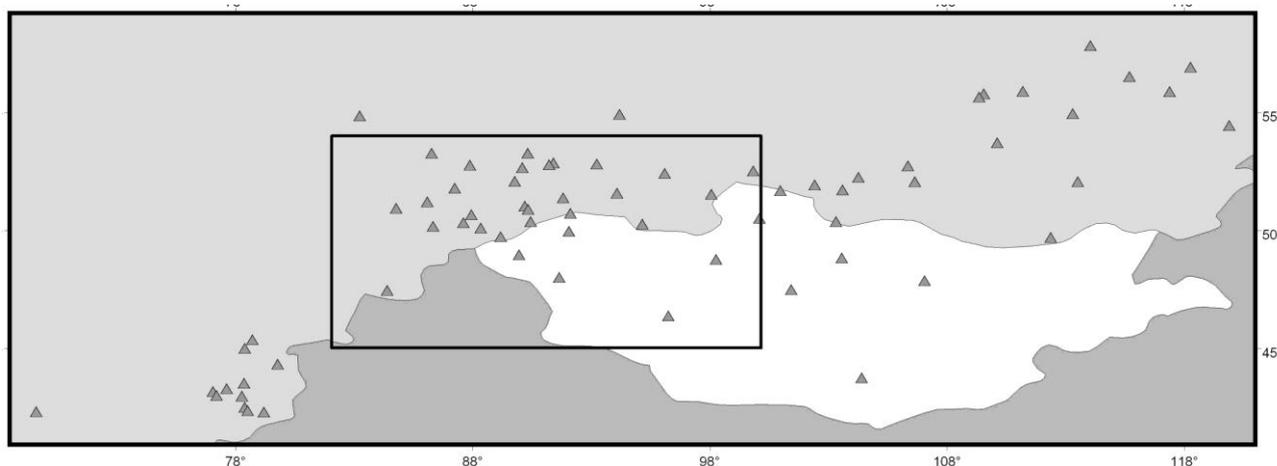


Рис. 15. Расположение сейсмических станций бывшего СССР, Монголии и Китая, использованных для определения эпицентров землетрясений и механизмов очагов. Прямоугольник – область анализа напряженного состояния земной коры

Мощная субмеридиональная зона эпицентров простирается вдоль 98 меридиана с наибольшим скоплением эпицентров в Белино-Бусингольской впадине. К этой зоне примыкает область субширотного простирания, где сейсмические события концентрируются вдоль общеизвестных Хангайского и Цэцерлэгского разломов, в крыльях которых произошли два сильнейших землетрясения 1905 года ($M = 7.6$, $M = 8.2$) с разницей во времени в 14 дней. Низкой сейсмической активностью характеризуются: Котловина Больших Озер, впадина оз. Убсу-Нур, Хангайское нагорье а также территории к западу и северу от горного Алтая.

Генерация сейсмичности в Алтае-Саянской области объясняется с разных позиций.

Н.В. Лукиной [1996] показано, что сильнейшие землетрясения Алтая и Западных Саян приурочены к узлам пересечения молодых активных разломов субмеридионального простирания с разломами других направлений или произошли в зонах современных разломов [Кузнецова и др., 1999]. Четкой связи эпицентров более слабых землетрясений ($M < 5.0$) с зонами активных разломов не наблюдается.

Появилась и другая точка зрения на особенности расположения эпицентров сейсмических событий, [Гольдин и др., 2005], которая заключается в том, что они концентрируются на границах горных систем и впадин. К этим границам приурочены и крупнейшие землетрясения [Еманов и др., 2005].

МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ И ИСХОДНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Для изучения напряженного состояния Алтае-Саянской складчатой области в период времени, предшествовавший ЧЗ, мы использовали метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений [Ребецкий, 2007]. Этот метод, так же как и ряд широко известных [Гущенко, 1979, 1996; Юнга, 1984; Angelier, 1984; Carey-Gailhardis, Mercier, 1984; Gephard, Forsyth, 1984], прежде всего опирается на данные о механизмах очагов землетрясений, но в его алгоритме имеются процедуры расчета параметров тензора напряжений, ответственных за достижение предельного состояния, которые следуют из результатов экспериментальных наблюдений по разрушению образцов горных пород [Mogi, 1964; Byerlee, 1967; Brace, 1972; Ставрогин, Протосеня, 1992]. В МКА в качестве дополнительных также используются данные о величине напряжений, снимаемых в очагах

сильных землетрясений, и данные о топографии и крупных внутрикоровых неоднородностях.

В МКА при определении ориентации главных осей тензора напряжений и значений коэффициента Лоде – Надаи (первый этап реконструкции) осуществляется подбор из всех возможных напряженных состояний такого, для которого совокупность анализируемых механизмов очагов землетрясений доставляет максимум диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях [Ребецкий, 1999]. Подбираемые совокупности землетрясений, удовлетворяющие указанному условию, именуется однородными выборками землетрясений. Они служат для определения параметров эллипсоида напряжений и характеризуют квазиоднородно деформируемый участок земной коры (домен), которому приписываются результаты расчета напряжений.

На втором этапе реконструкции на диаграмме Мора анализируется распределение точек, отвечающих механизмам очагов из однородной выборки землетрясений, которые характеризуют значения редуцированных напряжений [Ребецкий, 2003], действующих на плоскости разрыва каждого землетрясения. Этот анализ опирается на представления о том, что в реальных горных породах разрушение осуществляется в том числе за счет уже существующих, но частично залеченных трещин, и что предельное состояние определяется выполнением критерия Кулона на их поверхности. На этом этапе реконструкции осуществляется расчет относительных величин напряжений (максимального касательного напряжения и эффективного давления, определяемых с точностью до неизвестного значения эффективного внутреннего сцепления массивов горных пород τ_f). Абсолютные значения напряжений определяются после оценки величины τ_f (третий этап реконструкции), для чего используются данные о величине напряжений, снимаемых в очаге сильного землетрясения [Ребецкий, 2007], произошедшего в исследуемом регионе.

Реконструкция природных напряжений в МКА требует данных о механизмах очагов землетрясений. Выполненный нами анализ каталога механизмов очагов, представленного на WEB-узле Гарвардского Университета, показал, что для земной коры изучаемой территории, охватывающей Алтае-Саянскую складчатую область (46–55° С.ш., 80–100° В.д.), имеются данные только о 20 событиях с магнитудами $M_w = 5.0–6.6$ (см. рис. 16, б). Этих данных недостаточно, чтобы получить даже сильно усредненную картину поля напряжений. В связи с этим была принято решение использовать при реконструкции напряжений данные о механизмах очагов землетрясений по сейсмическим записям местной сети сейсмостанций.

Первые работы по механизмам очагов землетрясений в Алтае-Саянской области выполнены И.Д. Цибульчик [Растворова, Цибульчик, 1983]. Определения механизмов очагов землетрясений ведутся на основе наблюдений за знаками первых вступлений в продольных волнах. С 1992 г все построения решений механизмов очагов землетрясений осуществляются по программе С.Л. Юнги [1990]. При определении механизмов очагов землетрясений волны, зарегистрированные в первых вступлениях, определяются по кинемати-

ческим признакам с использованием регионального годографа, рассчитанного Г.М. Цибульчиком [1967] для Алтае-Саянской области. По этим данным прямая волна в первые вступления выходит до расстояния 180 км. В диапазоне эпицентральных расстояний от 180 км до 800 км в первые вступления выходят волны P_n , при скоростях продольных волн 6.1 км/сек в земной коре и 8.12 км/сек под корой. Для эпицентральных расстояний более 800 км тип волны определяется по годографу Джеффриса-Буллена. Глубина очагов землетрясений принимается равной 15 км, вследствие того, что нет надежного определения глубин очагов в Алтае-Саянской области.

Следует отметить, что в самые последние годы благодаря работам ГС СО РАН в Алтае-Саянской сейсмоактивной области развернута сеть современных цифровых сейсмических станций, позволившая получать более надежные данные о слабых землетрясениях [Еманов и др., 2005]. Имеется устное сообщение А.Ф. Еманова о зависимости механизмов землетрясений от глубины их очагов для ряда сейсмоактивных участков коры котловин и межгорных впадин.

Экспериментальными данными для определения механизмов очагов, используемыми в настоящей работе, явились записи 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» (см. рис. 15). Построены решения механизмов очагов сильных землетрясений с 10 по 16 энергетический класс ($M = 3.5–7.3$), произошедших с 1963 по 2003 г. на территории Алтае-Саянской области.

Надежность определения параметров механизмов очагов землетрясений зависела от многих факторов: от количества сейсмических станций, зарегистрировавших землетрясение, от расположения этих станций относительно очага, от точности интерпретации волны, выходящей в первое вступление, т.е. от принятой модели среды. Надежно определялись параметры механизмов очагов землетрясений с $M > 4.5$, где в определении участвовало от 35 до 80 сейсмических станций. Менее надежно определяются механизмы очагов более слабых сейсмических событий с $M < 4.4$, в определении которых участвует 10–30 знаков первых вступлений с сейсмических станций.

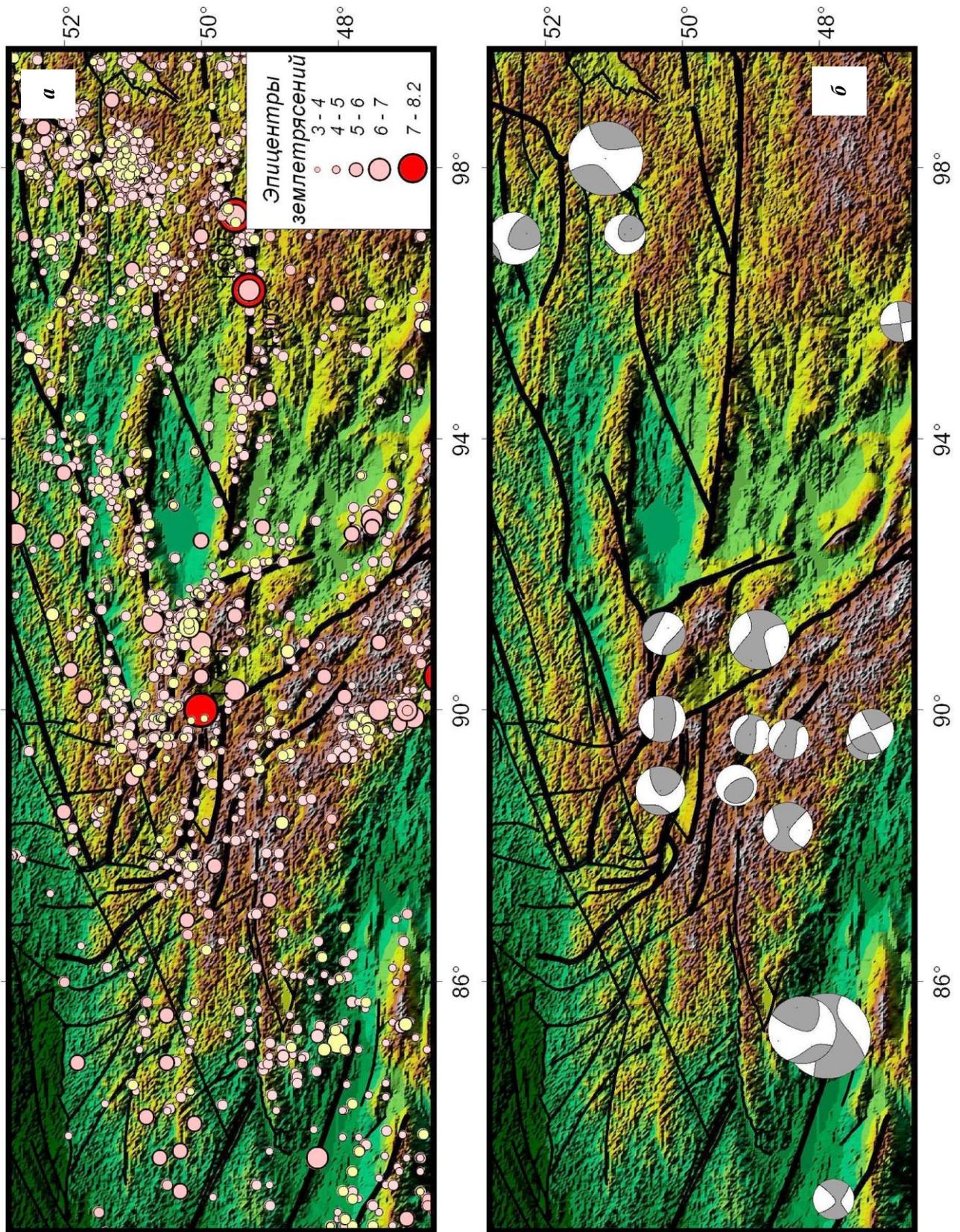
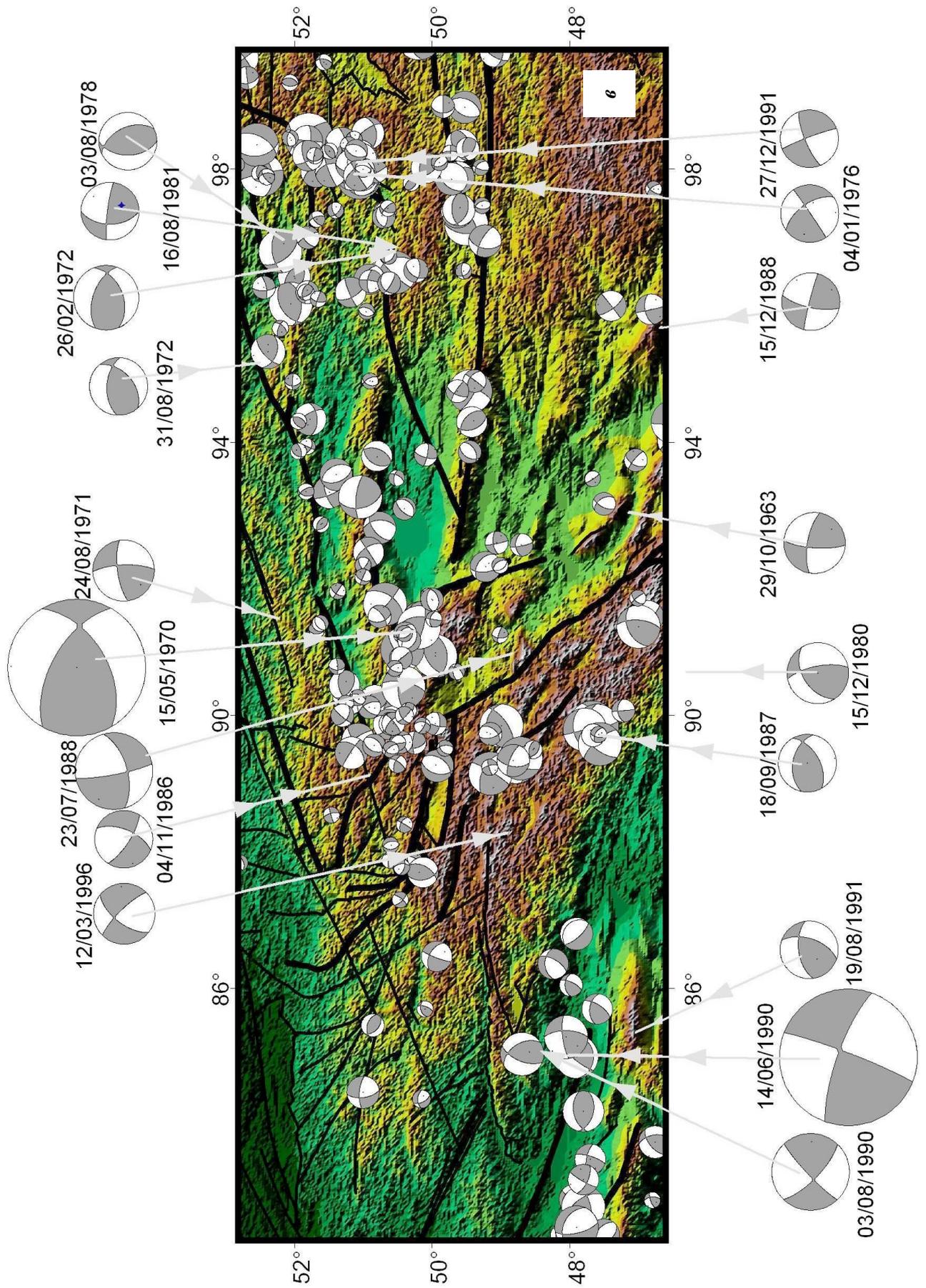


Рис. 16. Распределение эпицентров (а) и механизмы очагов (б, в) землетрясений в земной коре Алтае-Саянской складчатой области. На карте эпицентров (а) желтым цветом выделены эпицентры события, для которых получены данные о механизмах очагов землетрясений. На картах механизмов очагов представлены данные из Гарвардского каталога (б) и созданного регионального каталога (в). Механизмы наиболее сильных землетрясений (в) вынесены за пределы карты



В зависимости от точности построения механизмов очагов землетрясений, мы разделили их на четыре группы:

1-ая группа. Точки наблюдения расположены так, что нодальные линии можно провести единственным образом. Ошибки в определении азимута простирания и угла падения обеих плоскостей не превышает величину ошибки при построении на сетке Вульфа. Допустимый процент знаков первых вступлений продольных волн, взятых из ISC и противоречащих общему квадрантному распределению для всех групп точности, составляет 10%.

2-ая группа. Ошибка в определении положения одной нодальной плоскости такая же, как в группе 1. Азимут простирания другой нодальной плоскости может меняться в пределах 20° , а угол падения в пределах 5° . Очаги, где обе плоскости проводятся точно, но положение одной из плоскостей закрепляется одной точкой

наблюдения.

3-я группа. Азимуты простирания обеих нодальных плоскостей могут меняться в пределах $10-30^\circ$. Углы падения могут меняться в пределах $5-20^\circ$.

4-ая группа. Ошибки в азимуте простирания по крайней мере одной плоскости превышает 30° , а величина угла падения 20° .

Для территории Алтае-Саянской области найдены решения для параметров механизмов очагов 308 коровых землетрясений с магнитудами $M_b = 3.0 - 7.0$, произошедших с 1963 по 2003 гг. (см. рис. 15, в).

В этот каталог вошли афтершоки Бусенгольского землетрясения. Поскольку глубина гипоцентров землетрясений определялась наименее достоверно, то всем землетрясениям использованного нами каталога механизмов очагов была присвоена единая глубина 15 км.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Выполненный нами предварительный анализ показал, что плотность распределения эпицентров очагов землетрясений и их магнитудный диапазон позволяют говорить о возможности реконструкции напряжений с характерным размером осреднения в 50-100 км. Обработка исходных сейсмологических данных производилась в узлах сетки $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 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. Шаг сетки был выбран таким с тем, чтобы уже на стадии расчета сгладить пространственные изменения напряжений и приблизить точки расчета к очагу ЧЗ и активным разломам, анализ состояния которых являлся одной из главных задач работы.

Данных из созданного каталога было недостаточно для того, чтобы осуществить реконструкцию в едином режиме, т.е. при одинаковых параметрах компьютерной программы, определяющей правила создания однородных выборок землетрясений [Ребецкий, 2003] (см. инструкции на WEB-узле http://www.ifz.ru/tecton_stress/). Там, где плотность распределения землетрясений была относительно низкой, одно из главных правил создания начальной выборки землетрясений (выборка, механизмы очагов землетрясений которой проверяются на однородность в соответствии с критериями МКА) – кумулятивность (взаимное пересечение) областей

упругой разгрузки землетрясений в узле расчета напряжений [Ребецкий, 1999] заменялось на правило попадания эпицентров землетрясения в область постоянного радиуса с центром в узле расчетной сетки. Мы сверяли результаты расчета в таком «смягченном режиме» с результатами расчета в стандартном режиме МКА (начальная выборка определялась только по правилу кумулятивности).

Поскольку МКА позволяет осуществлять мониторинг напряжений, то в тех доменах, где в начальных выборках землетрясений присутствует достаточно событий, параметры тензора напряжений определялись для нескольких временных периодов. Это позволило произвести слежение за изменениями во времени параметров напряженного состояния в наиболее интересующих нас участках земной коры. Наибольшие такие изменения наблюдались для сейсмоактивных областей котловины Убсу-Нур, Бусингольской и Тунгульской межгорных впадин. Последующий анализ показал, что в ряде случаев полученный результат реконструкции параметров напряжений, говорящий об их изменении во времени, на самом деле может быть объяснен другим образом. Выше уже говорилось об устном сообщении А.Ф. Еманова о зависимости механизмов очагов землетрясений от их глубины. Поскольку в каталоге землетрясений, использованном нами для реконструкции параметров напряженного состояния, глубины их очагов были установлены условно (15 км), то существующее в реальности изменение механизмов землетрясений с

глубиной в нем будет выглядеть как некоторое достаточно хаотическое изменение во времени. Специфика работы программного комплекса, созданного по алгоритму МКА, состоит в том, что он будет пытаться даже в таком хаотическом изменении параметров механизмов очагов землетрясений нащупать периоды квазипостоянного напряженного состояния.

Мы выполняли представляемые здесь расчеты с достаточно мягкими условиями для формирования однородных выборок очагов землетрясений. Эти выборки и характеризуют области и периоды времени квазигомогенного напряженного состояния. Допускалось попадание в такой период 3-х землетрясений, не удовлетворяющих признаку однородности

[Ребецкий, 2007]. Это позволило программе выделить для таких участков фиктивные периоды времени квазигомогенного напряженного состояния. На самом деле полученные для отдельных участков изменения параметров напряженного состояния во времени говорят о разном типе напряженного состояния на разных глубинах земной коры и о периодической смене сейсмической активности по глубине коры. Представленные ниже результаты реконструкции относились к самому ближайшему моменту времени по отношению к времени возникновения ЧЗ. Их следует трактовать как напряжения, отвечающие наиболее сейсмоактивному глубинному слою земной коры перед Чуйским землетрясением.

ПЕРВЫЙ ЭТАП РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Ориентация осей главных напряжений. 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 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений алгебраически минимального напряжения σ_3 (рис. 17, а). 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 синклиниям (Тувинская и Убсу-Нурская котловины). Средний угол погружения этих осей составляет 26° . В Центральной зоне Восточного Саяна 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 ориент-

тация 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. 17, б). Подобная ориентация этих осей наблюдается и в земной коре Зайсанской котловины.

В Западных Саянах 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 Саянах 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.

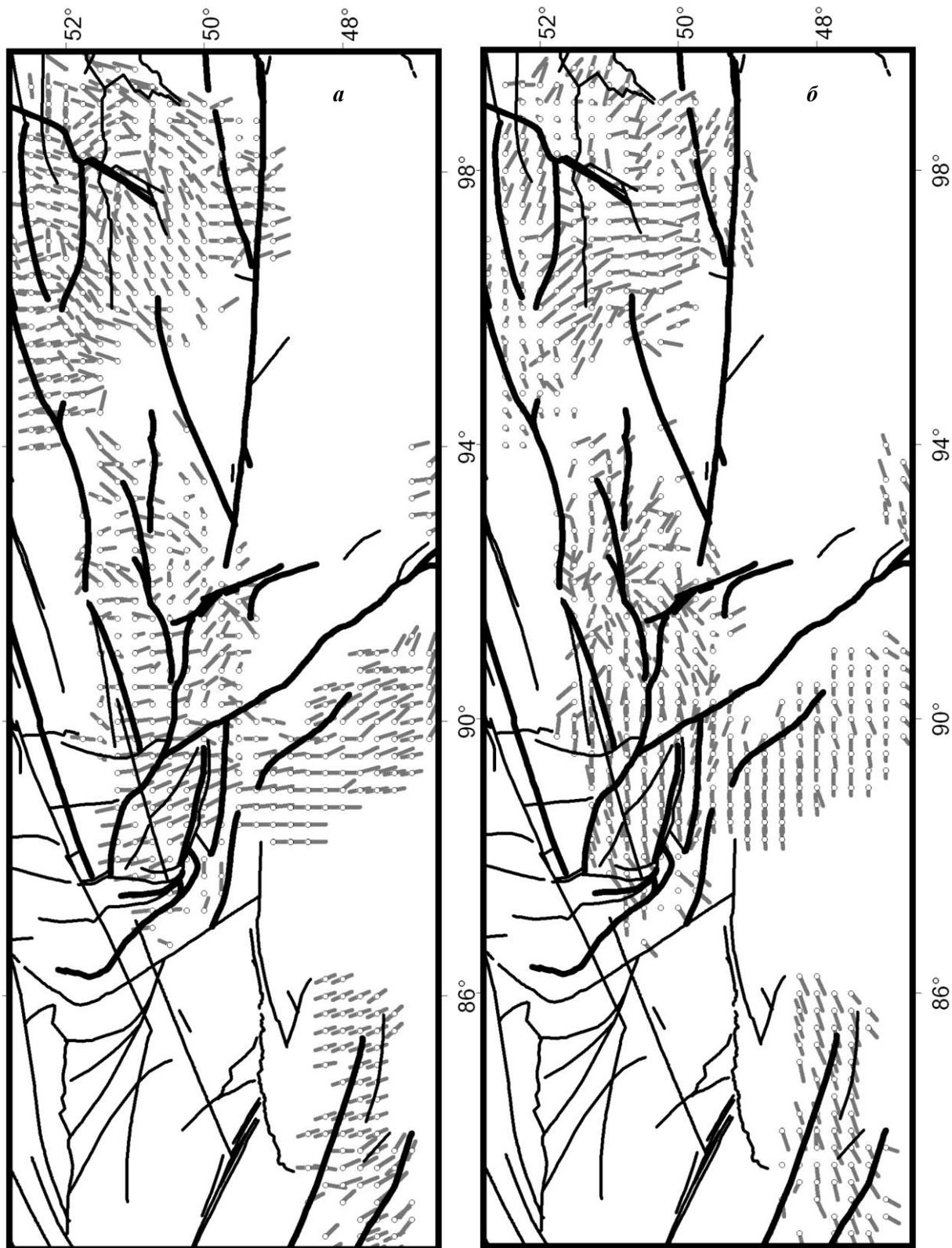


Рис. 17. Оси погружения главных напряжений: *a* – алгебраически минимальные напряжения σ_3 ; *б* – алгебраически максимальные напряжения σ_1

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 простира-

нием с северо-запада на юго-восток. В Монгольском Алтае с севера на юг наблюдается разворот осей от субмеридионального простираения с небольшим погружением на юг до юго-восточного простираения.

На рис. 18 представлены диаграммы, определяющие число доменов с различными азимутами и углами погружения двух главных напряжений. Видно, что азимут осей погружения главного сжимающего напряжения (рис. 17, *в*) имеет преимущество для юг – юго-восточного (150–180°) направления (Монгольский Алтай). Азимут осей погружения главного

растягивающего напряжения (рис. 9, *а*) 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 осей также достаточно представительны.

Из представленных на рис. 18 данных следует, что субгоризонтальное (менее 30°) погружение осей сжатия наблюдается для 60% доменов, а 12% доменов имеет крутое (более 60°) погружение этих осей.

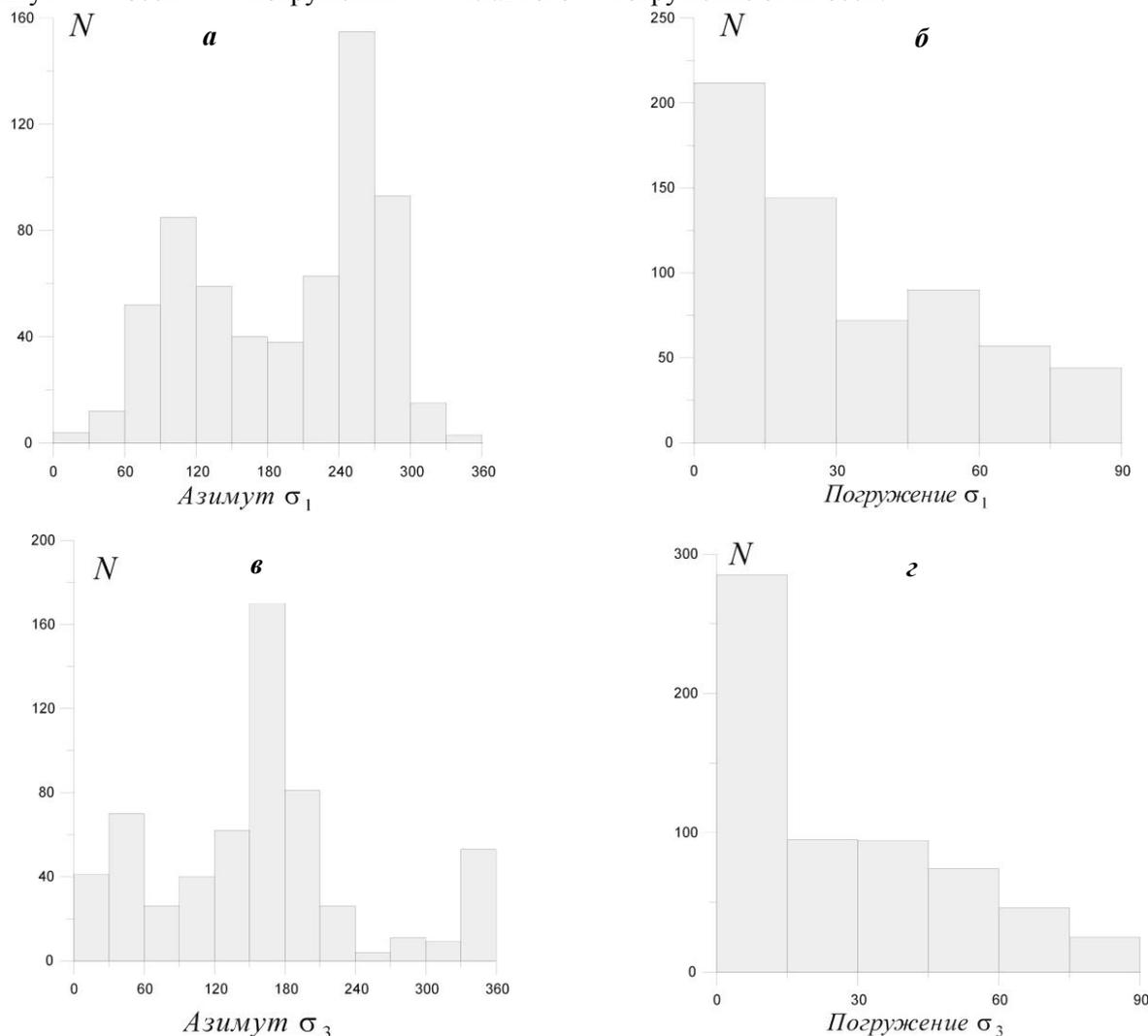


Рис. 18. Диаграммы распределения числа доменов с различными значениями азимутов (*а*), (*в*) и углов погружения (*б*), (*г*) для осей алгебраически максимального (*а*), (*б*) и алгебраически минимального (*в*), (*г*) главных напряжений

Тип напряженного состояния и тензора напряжений. Представленная выше ориентация осей главных напряжений определяет изменения типа напряженного состояния, характеризуемого взаиморасположением осей главных напряжений к вектору на зенит. На рис. 18 дана схема разделения участков коры на семь геодинамических типов напряженного состояния, получаемых на основе анализа

положения вектора на зенит по отношению к осям главных напряжений [Ребецкий, 2007].

Далее мы будем использовать схему разделения на шесть типов, в которой седьмой тип напряженного состояния отсутствует, что на схеме рис. 19 определяет стягивания области с индексом 7 в точку и соответствующее изменение границ областей для других типов напряженного состояния.

После первого этапа рассчитывается также коэффициент Лоде – Надаи, определяющий вид эллипсоида напряжений и соответственно тип тензора напряжения ($\mu_\sigma = -1$ – одноосное растяжение, $\mu_\sigma = 0$ – чистый сдвиг и $\mu_\sigma = +1$ – одноосное сжатие). На рис. 20 показаны диаграммы числа доменов с различным значением типа напряженного состояния и тензора напряжений. Видно, что состояние горизонтального сдвига является наиболее представительным (около 35% доменов), а состояния горизонтального сжатия и растяжения охватывают близкое число доменов (20–25%). Согласно диаграмме рис. 20, б вблизи чистого сдвига ($|\mu_\sigma| \leq 0.2$) находится около 70% доменов земной коры.

На рис. 21, а представлено поле параметра, определяющего тип напряженного состояния, который для исследуемой территории дает весь

спектр возможных состояний от горизонтального сжатия (ось σ_1 субвертикальна рис. 21, б) и сдвига (ось σ_2 субвертикальна) до растяжения (ось σ_3 субвертикальна рис. 21, а). Для исследуемого региона тип напряженного состояния в среднем определяется как горизонтальный сдвиг. В земной коре северной части Горного Алтая основным типом напряженного состояния является горизонтальный сдвиг. Локальные участки горизонтального растяжения наблюдаются для земной коры Северо-Чуйского хребта и в сегментах вблизи разломов Кобдо и Шапшалского. Локальные участки горизонтального сжатия приурочены к разломам. Кора Западных Саян в основном находится в состоянии горизонтального растяжения (ориентация осей растяжения достаточно изменчивая рис. 17, а) за исключением центральных и восточных областей Тувинской котловины, где

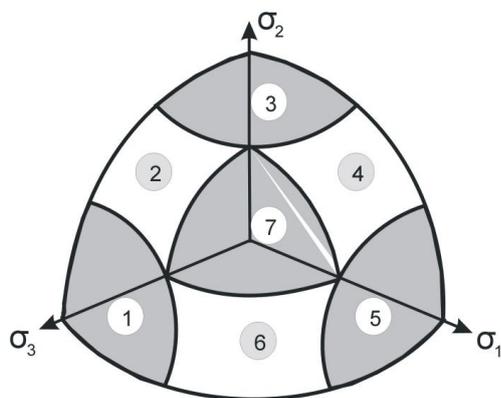


Рис. 19. Типы геодинамических режимов, ось на зенит находится внутри октанта, образованного тремя главными осями напряжений: 1 – Горизонтальное растяжение – субвертикальная ось алгебраически минимального напряжения $\sigma_3 \approx \sigma_{zz}$; 2 – Горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом – субгоризонтальная ось алгебраически максимального напряжения σ_1 ; 3 – Горизонтальный сдвиг – субвертикальная ось промежуточного главного напряжения $\sigma_2 \approx \sigma_{zz}$; 4 – Горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом – субгоризонтальная ось алгебраически минимального напряжения σ_3 ; 5 – Горизонтальное сжатие – субгоризонтальная ось алгебраически максимального напряжения σ_1 ; 6 – Сдвиг в вертикальном сечении – субгоризонтальная ось промежуточного из главных напряжений σ_2 (разрывы – взрез, пологий надвиг); 7 – Промежуточный режим – вектор на зенит удален от всех осей главных напряжений более чем на 30° .

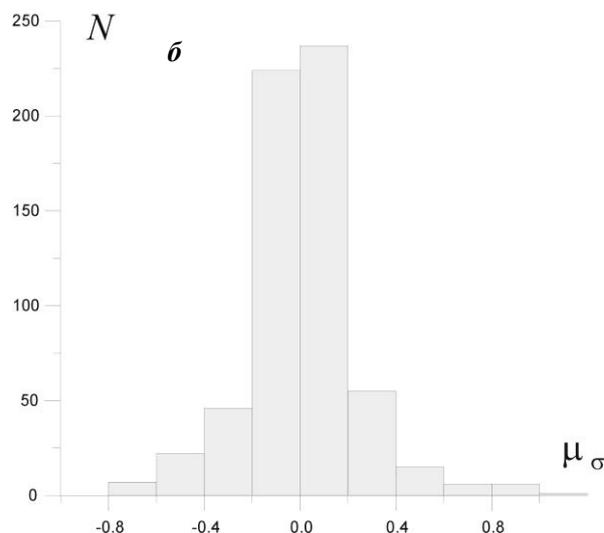
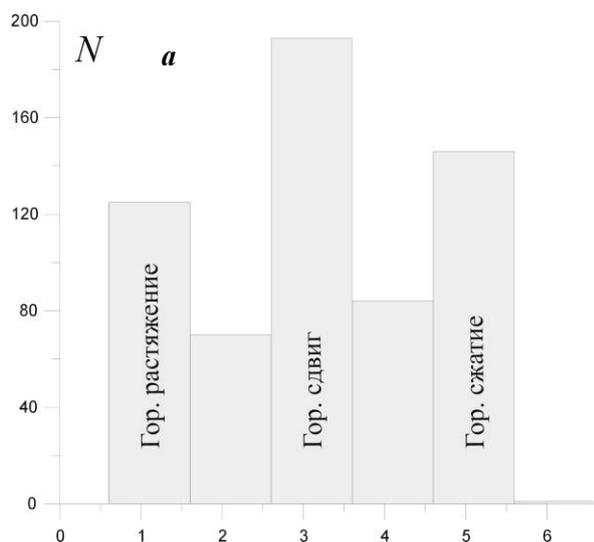


Рис. 20. Диаграммы распределения числа доменов: а - с различным типом напряженного состояния (по горизонтали откладываются условные индексы напряженных состояний); б – различным значением коэффициента Лоде – Надаи

наблюдается горизонтальное сжатие (северо-восточное). Область, охватывающая Ачитнурс-

кий прогиб и северо-западную часть котловины Убсу-Нур и заключенное между ними поднятие

также находится в состоянии горизонтального сжатия (северо-восточное). Для территории Зайсанской котловины основной тип напряженного состояния – горизонтальный сдвиг. При продвижении к югу в Монгольский Алтай и к востоку в Восточные Саяны тип напряженного состояния сменяется на горизонтальное сжатие соответственно юг – юго-восточное и север – северо-западное направления оси максимального сжатия. В Восточных Саянах в земной коре западной и восточной частях Тувино-Северомонгольского массива наблюдается горизонтальное растяжение (субмеридиональное). Здесь также существуют области горизонтального сдвига (восточная часть Тувинской котловины).

Отметим, что Южно-Чуйский разлом, имеющий согласно монографии [Трифонов и др., 2002] взбросовую кинематику смещения по результатам реконструкции, попадает в область горизонтального растяжения с относительно крутыми углами погружения ($50-60^\circ$) оси максимального сжатия. Курайский и Сарасинско-Курайский разломы, представленные в этой монографии сбросами, лежат в области сдвигового напряженного состояния. Подобные несоответствия можно увидеть и для Кура-Чуйской системы разломов (пологие надвиги, область горизонтального растяжения) и для системы разломов Кубадра, Курай-Телецкий и Сумалта-Курайский (разломы раздвигового типа, область горизонтального сдвига), для Чулышманского и Шапшальского разломов (взбросы, область горизонтального растяжения со сдвигом). Практически везде компоненты горизонтального смещения по разломам (правый сдвиг или левый сдвиг), представленные в монографии [Трифонов и др., 2002], соответствуют результатам реконструкции напряжений.

Значения коэффициента Лоде – Надаи μ_σ (рис. 21, б) практически всюду отвечают чистому сдвигу (значения девиаторных напряжений максимального сжатия и растяжения близки по абсолютным значениям) за исключением отдельных участков коры, наиболее крупным из которых является зона перехода от Тувинской котловины к Центральной зоне Восточных Саян. Здесь наблюдается тип тензора напряжений, соответствующий одноосному сжатию (девиаторное сжатие по абсолютным значениям вдвое превышает значения для двух других равных между собой главных напряжений).

Отметим, что при построении областей различных скалярных характеристик напряжений, представленных на рис. 21 и далее, выполнялось интерполирование, в то время как вектора погружения осей главных напряжений

(рис. 17) и строились в узлах сетки, для которой выполнялась реконструкция напряжений.

Имея в виду изучение механизма генерации напряжений в земной коре исследуемого региона, который часто объясняют давлением со стороны Индийской плиты, обратим внимание на одну важную особенность. Субвертикальная ориентация оси максимального сжатия присутствует в земной коре западных частей Убсу-Нурской, Тувинской котловинах и юго-восточной части Ануиско-Чуйского синклинория. В то же время в высокогорных участках Горного Алтая, Монгольского Алтая и Западных Саян, между которыми расположены Тувинские котловины, оси этих напряжений в большинстве доменов субгоризонтальные (рис. 22, а).

Подобное чередование областей трудно объяснить, т.к. для земной коры котловин, в отличие от горных областей, нет дополнительных вертикальных напряжений, способных произвести переориентацию главных напряжений, изменив определяющее влияние на них бокового давления. Такую смену ориентации осей напряжений максимального сжатия, рассматриваемых, как правило, основным активным воздействием в большинстве геодинамических конструкций, невозможно объяснить в рамках модели с внешним по отношению к исследуемому региону источником нагружения, действующим в латеральном направлении. При таком нагружении в областях поднятий оси максимальных сжимающих напряжений должны испытывать более крутое погружение, чем в котловинах или в областях небольшого рельефа, из-за действия добавочных вертикальных напряжений, вызванных собственным весом поднятых участков.

Об анизотропии среды и об особенности распределения углов погружения осей максимального сжатия. Алгоритм первого этапа МКА опирается на параллельный расчет параметров тензоров напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций. Основой расчета последнего тензора служат данные однородных выборок землетрясений и принцип кумулятивного сложения деформаций в узле расчетной сетки [Ребецкий, 1999]. Согласно этому принципу расчет вкладов в накапливаемые остаточные деформации осуществляется с учетом размеров индивидуальных областей упругой разгрузки от каждого землетрясения из однородной выборки. В МКА данные о параметрах тензора приращений сейсмоструктурных деформаций служат основой критерия максимальной диссипации энергии упругих деформаций при определении ориентации главных осей тензора напряжений. Анализ ха-

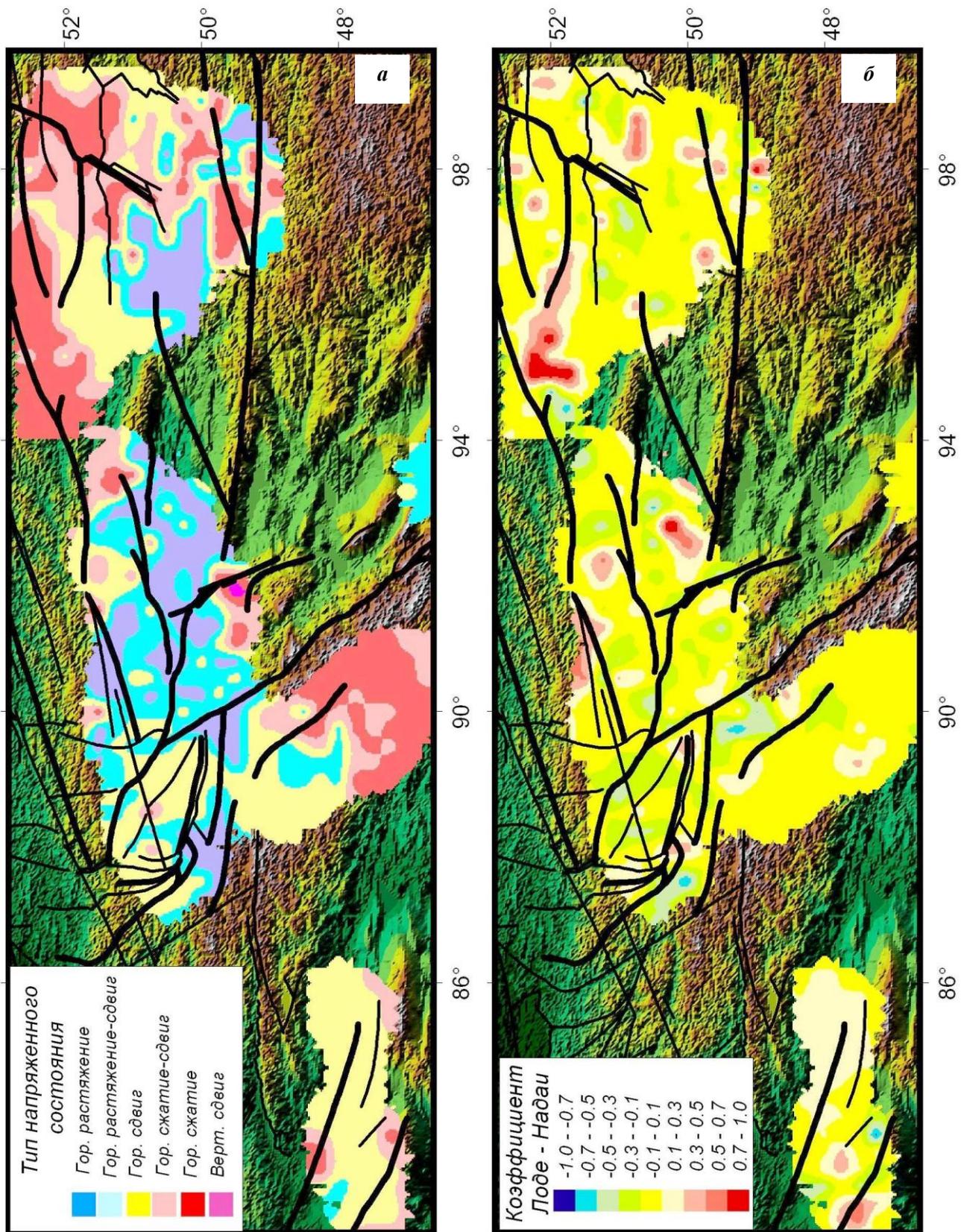


Рис. 21. Параметры эллипсоида напряжений: *a* – ориентация проекций осей погружения максимального девиаторного сжатия и тип напряженного состояния; *б* - ориентация проекций осей погружения максимального девиаторного растяжения и тип тензора напряжений

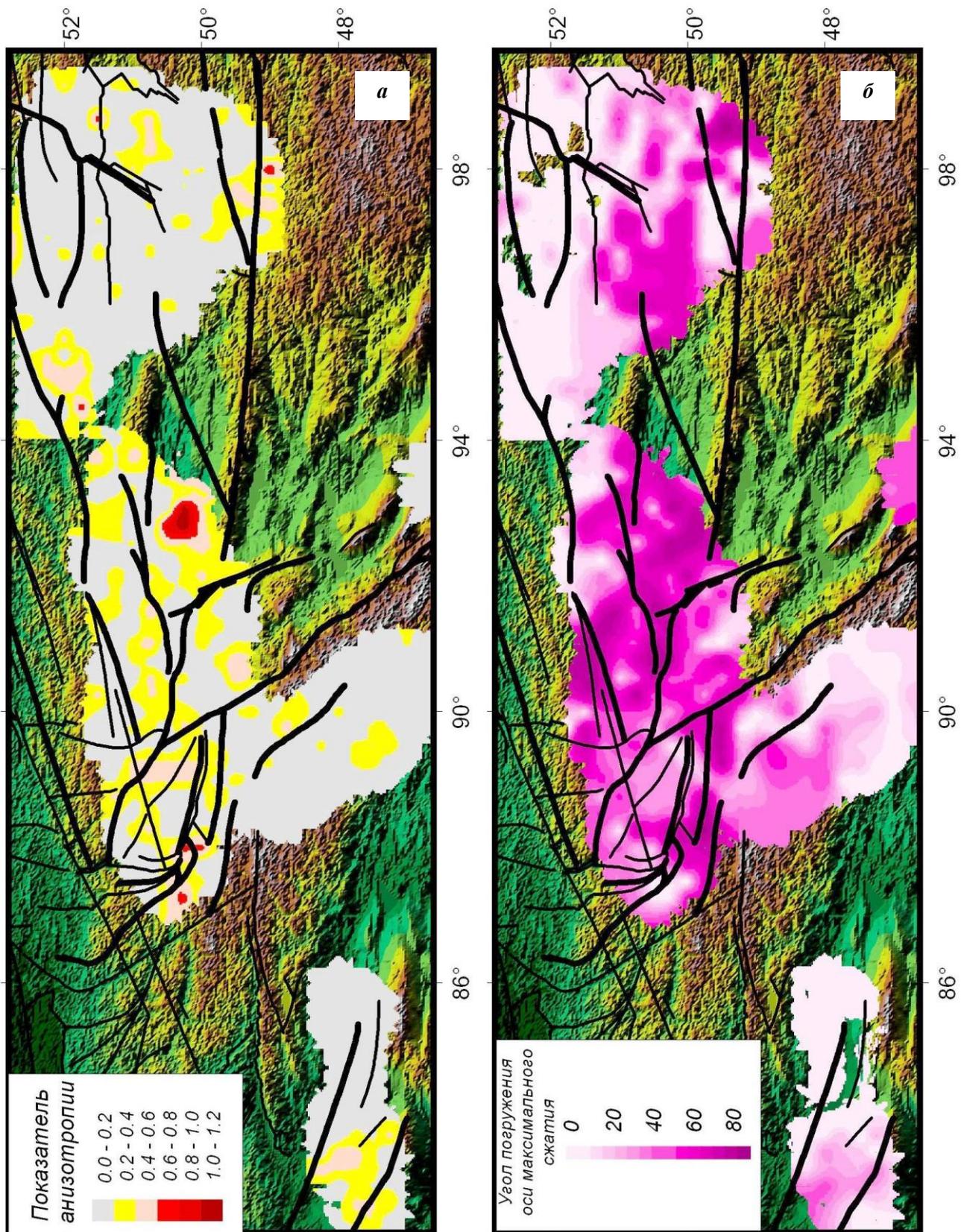


Рис. 22. Параметры эллипсоида напряжений: *a* – значения угла погружения оси напряжений максимального сжатия; *б* – показатель анизотропии, определяющий различие между эллипсоидом напряжений и сейсмостектонических деформаций

характерных параметров эллипсоидов напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций, рассчитываемых по данным об однородных

выборках механизмов очагов землетрясений, показал, что наибольшее их различие наблюдаются для двух участков: в окрестности

очаговой области ЧЗ (южное крыло Курайского разлома и Чаган-Узунский блок) и в западной части котловины Убсу-Нур (рис. 22, б). В МКА эти различия определяются скалярным показателем анизотропии [Ребецкий, 2007], который изменяется от нуля (оси эллипсоидов коаксиальны, индексы осей одинаковы, а значения коэффициентов Лоде – Надаи тензоров напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций равны) до значений немногим больше 2 (оси эллипсоидов коаксиальны, индексы осей не совпадают, а значения коэффициентов Лоде – Надаи тензоров напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций максимально различны).

Следует иметь в виду, что здесь говорится об анизотропии свойств среды, т.е. неодинаковой деформационной реакции среды на одно и то же воздействие в зависимости от направления действия нагружения, а не об анизотропии напряжений, под которой геологи и сейсмологи, употребляющие этот термин, имеют в виду наличие в массивах девиаторных напряжений.

В основном повышенные значения скалярного показателя анизотропии связаны с разной ориентацией главных осей тензоров напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций. В самой обширной области повышенных значений показателя анизотропии в котловине Убсу–Нур главные оси этих тензоров с одинаковыми индексами могут составлять между собой угол в 35–45°. В некоторых доменах значения коэффициента Лоде – Надаи их тензоров напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций могут различаться более чем на единицу.

В горных породах, обладающих большим числом частично залеченных разномасштабных и разноориентированных трещин, в процессе деформирования происходит обновление тех трещин (новая фаза активизации), если их морфология и физические свойства позволяют эффективно осуществлять диссипацию энергии упругого деформирования. При этом с энергетических позиций наиболее эффективным трещинное течение является, когда тензоры напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций подобны (главные оси тензоров параллельны, коэффициенты Лоде – Надаи одинаковы), чему соответствуют близкие к нулю значения скалярного показателя анизотропии. Этому правилу отвечают сопряженные системы трещин, симметрично расположенные относительно главных осей тензора напряжений. Случаи отклонения от этого правила (значения скалярного показателя анизотропии большие) служат показателем существенной структурной

анизотропии среды (анизотропии свойств геомассива). Подобная анизотропия обязательно сопровождается нелинейностью (во времени) процесса деформирования даже в случае постоянной скорости нагружения объекта и может приводить к относительно быстрым и непрогнозируемым изменениям параметров, определяющих процесс разрушения.

Особенность напряженного состояния в области подготовки ЧЗ. Для области в окрестности очага ЧЗ вдоль зоны перехода от юго-восточной части Ануйско-Чуйский синклиний к Холзунско-Чуйскому антиклинорию наблюдается резкая смена ориентации осей максимального девиаторного сжатия и растяжения. В западной части Северо-Чуйского хребта оси максимальных сжимающих напряжений имеют крутое погружение с субширотной ориентацией проекций этих осей (рис. 17, а), отмечаются отдельные домены с субвертикальным погружением. В восточной части Северо-Чуйского хребта и в пределах Чуйской межгорной впадины они имеют пологое погружение на юго-восток. Оси максимального девиаторного растяжения сменяют простирание от субширотного для Ануйско-Чуйского синклиния до восток – юго-восточного вдоль Южно-Чуйского разлома и затем резко до юго-западного при переходе к Холзунско-Чуйскому антиклинорию. Подобная ориентация соответствует результатам расчетов, выполненным по данным Алтайской локальной сети GPS наблюдений [Мазуров, 2006], для оси максимального укорочения (рис. 14, б).

Тип напряженного состояния близок к горизонтальному растяжению (субширотная ориентация оси максимального девиаторного растяжения) в южных крыльях Южно-Чуйского и Курайского разломов и сдвиговому типу в северных крыльях этих разломов (рис. 23). Чаган-Узунский блок продлевает режим горизонтального растяжения в северо-восточном направлении. Тип тензора напряжений (рис. 21, б) является промежуточным между чистым сдвигом и одноосным растяжением в юго-западном крыле Курайского разлома и становится промежуточным между чистым сдвигом и одноосным сжатием вблизи Чаган-Узунского блока.

Анализ временных изменений параметров реконструированного напряженно-деформированного состояния показал, что для очаговой области ЧЗ участок повышенных значений показателя анизотропии Чаган-Узунского блока стабильно существовал как минимум с 1991 г. В то же время в южном крыле Курайского разлома

различия в параметрах эллипсоидов напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций начали наблюдаться только после второй половины 1997 г. Эти различия в большей части определяются несоосностью указанных эллипсоидов. Максимальные различия ориентации главных осей с одинаковыми индексами составляли порядка 30–40°.

Параметры напряженно-деформированного состояния в системе координат, связанной с осью на зенит. Мощность сейсмогенного слоя – земной коры, в пределах которого определяются параметры напряжений, много меньше латеральных размеров исследуемой территории. Пренебрегая рельефом поверхности и подошвы коры, можно говорить о распределении напряжений в плите с соотношением характерных латеральных размеров к мощности, как 30–50 к 1-му (тонкая плита). В этом случае параметры тензора напряжений удобно представлять нормальными напряжениями максимального и минимального сжатия, действующими в латеральном направлении, и касательными напряжениями, приложенными к подошве плиты, – поддвиговые касательные напряжения. Оси этих нормальных напряжений уже не совпадают с осями главных напряжений (кроме тех случаев, когда оси главных напряжений субгоризонтальны). В выбранной системе координат фиксированной является только одна ось – ось на зенит.

На рис. 25, *a* показано распределение максимальных и минимальных нормальных напряжений, действующих в земной коре исследуемого региона в латеральном направлении, которая в целом выглядит более упорядоченной, чем ориентация проекций осей погружения главных напряжений (рис. 17). На этом рисунке прежде всего выделяется меридиональное и северо-западное простирание осей максимального латерального сжатия в земной коре Зайсанской котловины, в Горном и Монгольском Алтае, в Куртушибинском антиклинории и в Центральной зоне Восточных Саян. Подобная ориентация осей сжатия соответствует простиранию шарниров складок и антиклиналей в пределах Катунского выступа и в южной части Куртушибинского антиклинория. Определенное соответствие существует в области с северо-восточной ориентацией оси максимального латерального сжатия, в области сочленения Тувинской котловины с Центральной зоной Восточных Саян.

Заметим, что полученный результат соответствует результатам палеорекострукции напряжений [Дельво и др. 1995б], выполненной для Кандатского разлома, где получена

субмеридиональная ориентация оси горизонтального сжатия при вариации до 30°.

На рис. 24, *a* показана диаграмма распределения числа доменов с разными значениями азимута, определяющим направление поддвиговых касательных напряжений τ_z , действующих на горизонтальных площадках. Как видно, преимущественным направлением этих касательных напряжений является диапазон от 180° до 360° с максимумом близи 270°. Подобная ориентация определяет направление преимущественного проскальзывания коры относительно мантии с запада на восток. Расчеты показывают, что в направлении север – юг компонента поддвиговых касательных напряжений τ_{zN} на горизонтальных площадках (нормаль к центру Земли) изменяется в диапазоне от -0.72τ (на юг) до 0.53τ (на север) при среднем значении -0.01τ . В широтном направлении значения компоненты поддвигового касательного напряжения τ_{zE} изменяется в диапазоне от -0.89τ (на запад) до 0.41τ (на восток) при среднем значении -0.04τ .

Таким образом интегральное воздействие мантии на кору в этом направлении дает вклад в напряженное состояние в первые проценты отвечает в целом восток – северо-восточному направлению скольжения коры относительно мантии.

Важно также отметить, что величина касательных напряжений τ_z в 90% доменов составляет менее половины от значений максимальных касательных напряжений, что говорит об определенной совместности деформирования коры и верхней мантии.

Ориентация поддвиговых касательных напряжений, действующих в земной коре на горизонтальных площадках, показывает, что максимальное воздействие нижележащей мантии на кору наблюдается в Горном Алтае, в Куртушибинском антиклинории, в центральной части Монгольского Алтая, в пределах Восточно-Тувинского поднятия и Сангиленского выступа (рис. 25, *b*). Здесь касательные напряжения, действующие на горизонтальных площадках, составляют более половины от величины максимальных касательных напряжений. В указанных областях поддвиговые напряжения ориентированы в основном с востока на запад и с северо-востока на юго-запад.

Отметим, что повышенные значения этих напряжений встречаются в большей степени в коре областей поднятий (Горный и Монгольский Алтай, Тувинско-Северомонгольский Массив), горных хребтов, а пониженные значения – в котловинах (Зайсанская, Тувинская).

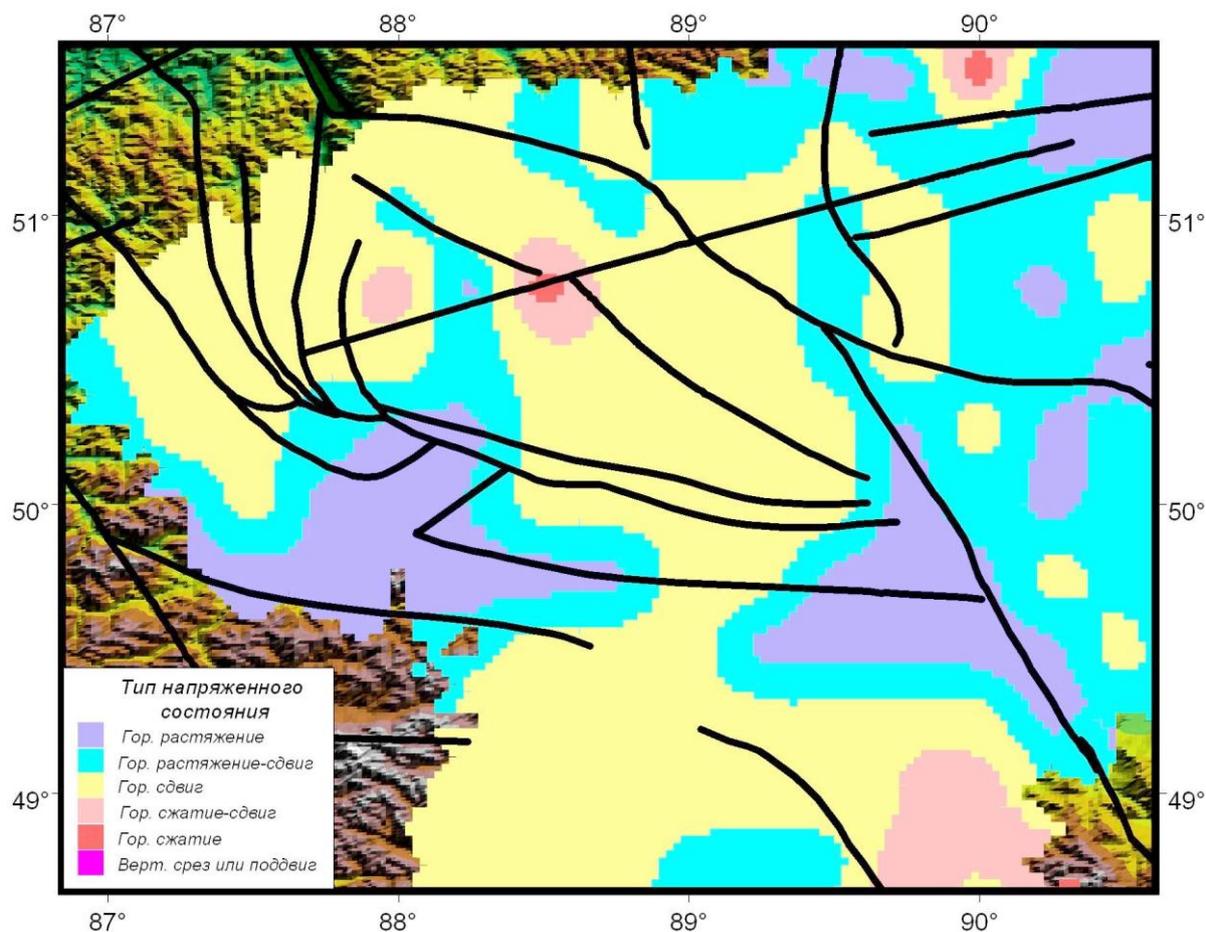


Рис. 23. Тип напряженного состояния для областей вблизи эпицентра ЧЗ (уменьшен масштаб в сравнении с рис. 21, а)

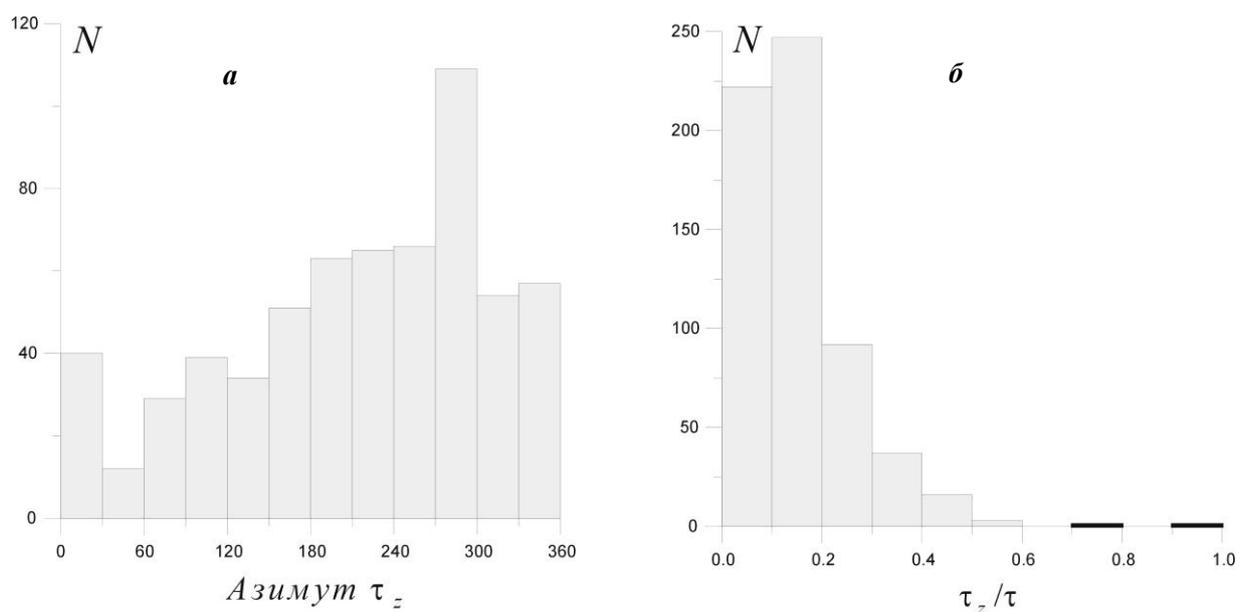


Рис. 24. Диаграммы распределения числа доменов с различным азимутом направления (а) и величины (б) поддвиговых касательных напряжений τ_z , действующих на горизонтальных площадках

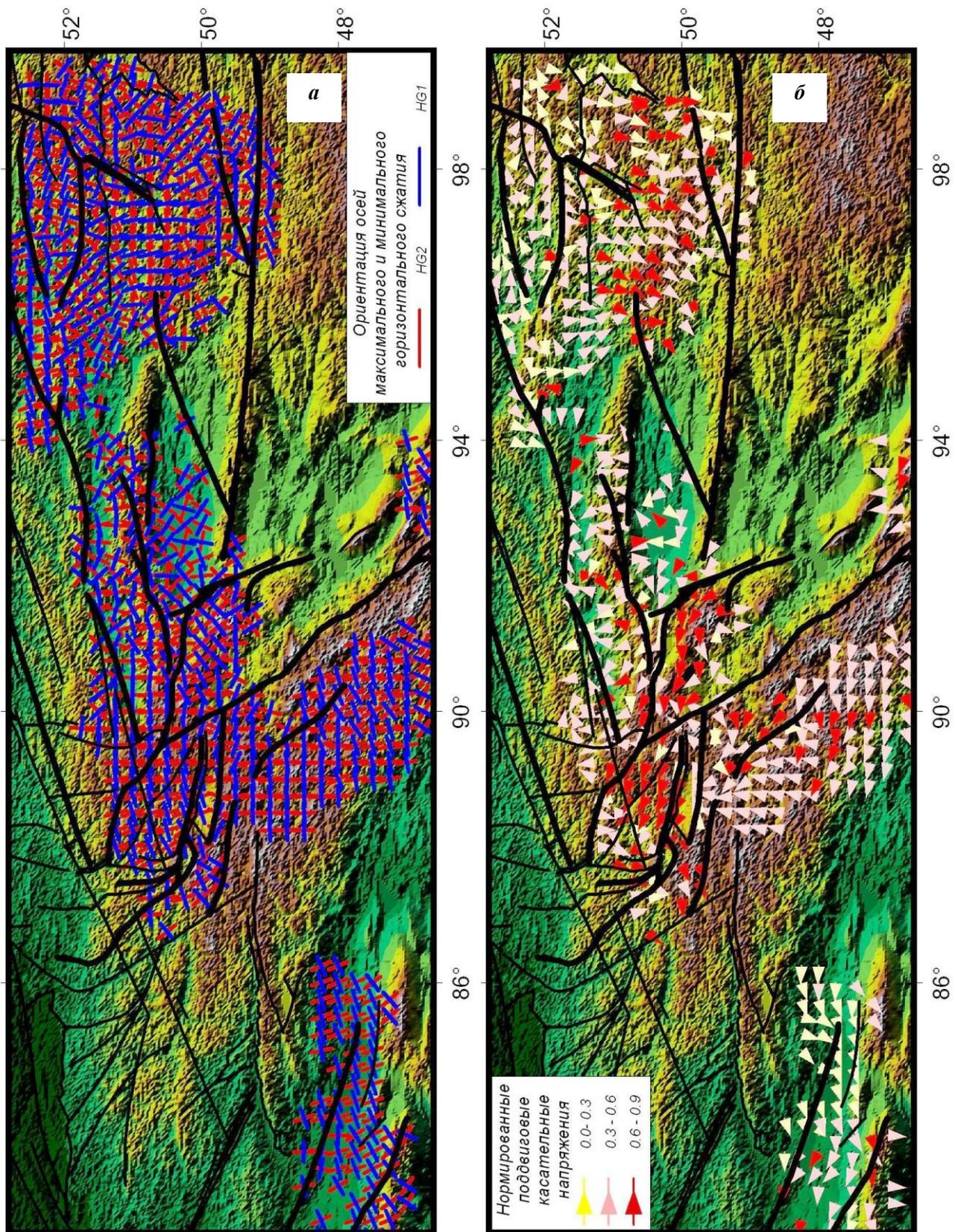


Рис. 25. Параметры напряженно-деформированного состояния при аппроксимации земной коры тонкой плитой: *a* – ориентация осей напряжений максимального и минимального сжатия, действующие в латеральном направлении; *б* – ориентация поддвиговых касательных напряжений τ_z и их относительная величина (нормировка на величину максимальных касательных напряжений), действующих на подошве земной коры. Пояснения в тексте.

Повышенные значения поддвиговых напряжений отмечены в горных областях и поднятиях, в то время как в котловинах и синклиниях эти напряжения малы. Среднее значение отношения поддвиговых касательных напряжений к значениям максимальных касательных напряжений для всех доменов, где выполнялся расчет напряжений, составляет 0.45. Такие горизонтальные площадки отвечают плоскостям, более чем на 45° отклоняющимся от плоскостей действия максимальных касательных напряжений. Это показывает, что горизонтальные поверхности в коре нельзя рассматривать как поверхности горизонтального срыва, вызванного боковым давлением (например, со стороны Индостана) [Юдахин, 2003].

Сопоставление направлений поддвиговых касательных напряжений с данными о горизонтальных движениях поверхности, полученными по результатам наблюдений в системе глобального позиционирования (GPS), показывает, что это движение поверхности не поддерживается соответствующим однонаправленным движением в мантии.

Заметим также, что данные GPS геодезии, представленные на рис. 8, показывают определенную смену направлений горизонтальных движений поверхности. Если к западу от Горного Алтая наблюдаются север – северо-западные направления смещений, то в самом Горном Алтае и к востоку от него движения приобретают северо-западную ориентацию (Катунский антиклинорий, Сангиленский выступ и к югу от него на территории Монголии, котловина Убсу-Нур). Подобной закономерной смены не наблюдается в ориентации поддвиговых касательных напряжений (рис. 25, б), что говорит о совместном деформировании коры и мантии, вовлекаемых в процесс горизонтального движения. Возможно также, что наблюдаемая картина ориентации касательных напряжений на горизонтальных площадках, вызванная каким-то другим более мощным фактором, не позволяет увидеть дифференцированность (дробность) относительных движений между корой и мантией.

Если сопоставить данные об ориентации поддвиговых касательных напряжений с положением крупных разломов, то можно заметить, что большая их часть хорошо разделяет участки коры с разной системой ориентации этих напряжений. Здесь исключением, пожалуй, является самый южный сегмент Монгольского Алтая, где два потока касательных напряжений с субширотной и субмеридиональной ориентацией не имеют разделяющего их разлома.

Переходя к анализу напряженного состояния в области подготовки ЧЗ, следует отметить, что к северу от Катунского и в большей части Южно-Чуйского разломов, с которыми ассоциируется очаг ЧЗ, оси максимального горизонтального сжатия ориентированы под острым углом (север – северо-западное простирание), соответствующим праводвиговому кинематическому типу этих разломов. В восточной части Южно-Чуйского разлома эти оси становятся субортогональны его простиранию, что классифицирует ее как неактивную к сдвигу по простиранию разлома. В южном крыле Катунского разлома происходит резкое изменение ориентации осей до северо-западного, которое согласно теории разрушения соответствует активной концевой области трещины. Подобные ориентации осей сжатия позволяют говорить о том, что в Ануйско-Чуйском синклинии (по крайней мере в его юго-западной и центральной частях) до ЧЗ существовала обстановка сдвиговой зоны, которая близи Чаган-Узунского блока за счет сейсмостектонического течения локализовалась вдоль Южно-Чуйского разлома. Очаговая область ЧЗ также выделяется в поле ориентации осей поддвиговых касательных напряжений. Здесь непосредственно у Чаган-Узунского блока существует вращение осей этих касательных напряжений против часовой стрелки. Поскольку направления этих осей характеризует взаимосвязь коры и верхней мантии, то можно говорить, что в процессе праводвигового смещения, реализовавшегося в Ануйско-Чуйском синклинии происходил медленный поворот Чаган-Узунского блока по часовой стрелке, и мантия препятствовала этому движению.

В работе [Кузнецова и др., 1995] исследовалось сочетание разных по знаку вертикальных компонент тензора приращений сейсмостектонических деформаций и вертикального направления движений земной поверхности. В этой работе было предложено разделить участки коры в соответствие с различным сочетанием знаков этих параметров на четыре типа (см. рис. 26). Каждый из этих типов определял ориентацию активного усилия, действующего в литосфере. Согласно этой концепции вертикальный подъем земной поверхности, наблюдаемый на фоне деформации вертикального удлинения, отвечает активному сжимающему горизонтальному усилию (рис. 26, а). Наоборот, возникновение вертикальной деформации укорочения на фоне опускания поверхности соответствует активному усилию в виде горизонтального растяжения (рис. 26, з).

Этот тип активных усилий характеризует взаимоотношение исследуемого участка земной коры с соседними по латерали блоками.

Другие сочетания изучаемых параметров определяют в качестве активных силы, действующие со стороны мантии и массовые – гравитационные силы внутри самой коры. Так, деформации вертикального удлинения, сопровождающиеся опусканием дневной поверхности, могут возникать при затягивании коры под действием собственного веса в высвобождающееся пространство в верхней мантии. Деформации вертикального удлинения в этом случае возникают из-за запаздывания опускания дневной поверхности коры по отношению к опусканию ее подошвы (рис. 26, б). Соответственно вертикальное укорочение, формирующееся в областях поднятия, определяет в качестве активного усилия давление со стороны мантии (рис. 26, в).

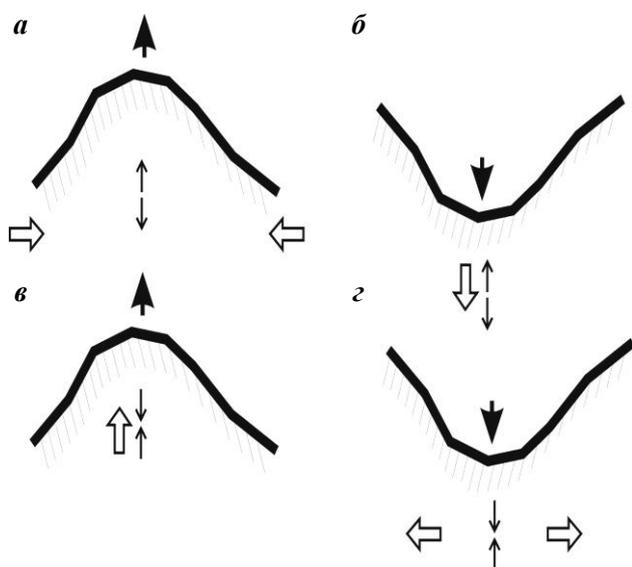


Рис. 26. Схема активных усилий, действующих на кору, предложенная в работе [Кузнецова и др., 1995]: *а* – поднятие и вертикальное удлинение, активные усилия – боковое сжатие; *б* – опускание и вертикальное удлинение, активные усилия определяются нисходящими движениями в мантии; *в* – поднятие и вертикальное укорочение, активные усилия определяются восходящими движениями со стороны мантии; *г* – опускание и вертикальное укорочение, активные усилия – боковое растяжение. Залитая черным толстая стрелка определяет направление движения поверхности, тонкие черные сходящиеся и расходящиеся стрелки отвечают вертикальной ориентации соответственно осей максимального укорочения и удлинения тенора приращений сейсмоструктурных деформаций, а толстые не залитые стрелки определяют направления активных сил, действующих на участок коры со стороны мантии или сопредельных боковых участков

На рис. 27, *а* представлены относительные величины приращений продольных сейсмоструктурных деформаций в вертикальном направлении. Наибольшие уменьшения мощности коры за счет сейсмического течения

наблюдаются для Убсу-Нурской и западной части Тувинской котловин. Утолщение коры происходит в центральной части Монгольского Алтая, центральной зоне Восточных Саян и Сангиленском выступе. Сравнивая эти данные с данными GPS геодезии о вертикальных перемещениях, представленные на рис. 5, отмечаем, что Монгольскому Алтаю, северному и южному участкам Восточных Саян отвечает подъем земной поверхности, наблюдаемый на фоне вертикального удлинения, отвечает активному сжимающему горизонтальному усилию. Опусканию поверхности, наблюдаемому на фоне вертикального укорочения, отвечает активное растягивающее горизонтальное усилие (Горный Алтай). Поднятие поверхности на фоне вертикального укорочения соответствует активному вертикальному усилию, действующему со стороны мантии и направленному вверх (Западный Саян). Опускание земной поверхности при одновременном вертикальном удлинении определяет в качестве активных также вертикальные силы, действующие на кору со стороны мантии и направленные вниз (Зайсанская котловина).

Приложение интерпретации параметров сейсмоструктурных деформаций и движений поверхности, предложенной в работе [Кузнецова и др., 1995], к исследуемому нами региону показывает возможное влияние совершенно различных факторов на процесс наблюдаемого деформирования коры. Вероятно, они связаны как с процессами, происходящими в глубинах мантии непосредственно подстилающей исследуемый участок коры, так и с процессами, происходящими на латерально-соседних участках литосферы.

Как видно из рис. 27, *б*, в областях наиболее сильного сейсмоструктурного утонения коры (западная часть Тувинской котловины и котловина Убсу-Нур) во всех горизонтальных направлениях происходит продольное удлинение (алгебраически минимальное значение приращений сейсмоструктурных деформаций положительное). В областях увеличивающейся мощности коры (рис. 27, *а*) приращения сейсмоструктурных деформаций максимального горизонтального укорочения достигают наибольших значений (Монгольский Алтай, центральная зона Восточных Саян). Исключение здесь составляет восточная часть Зайсанской котловины.

Необходимо также отметить, что очаговая область ЧЗ находится в области уменьшения мощности коры за счет сейсмоструктурных деформаций. Кора юго-восточной части Ануйско-Чуйского синклинория достаточно ин-

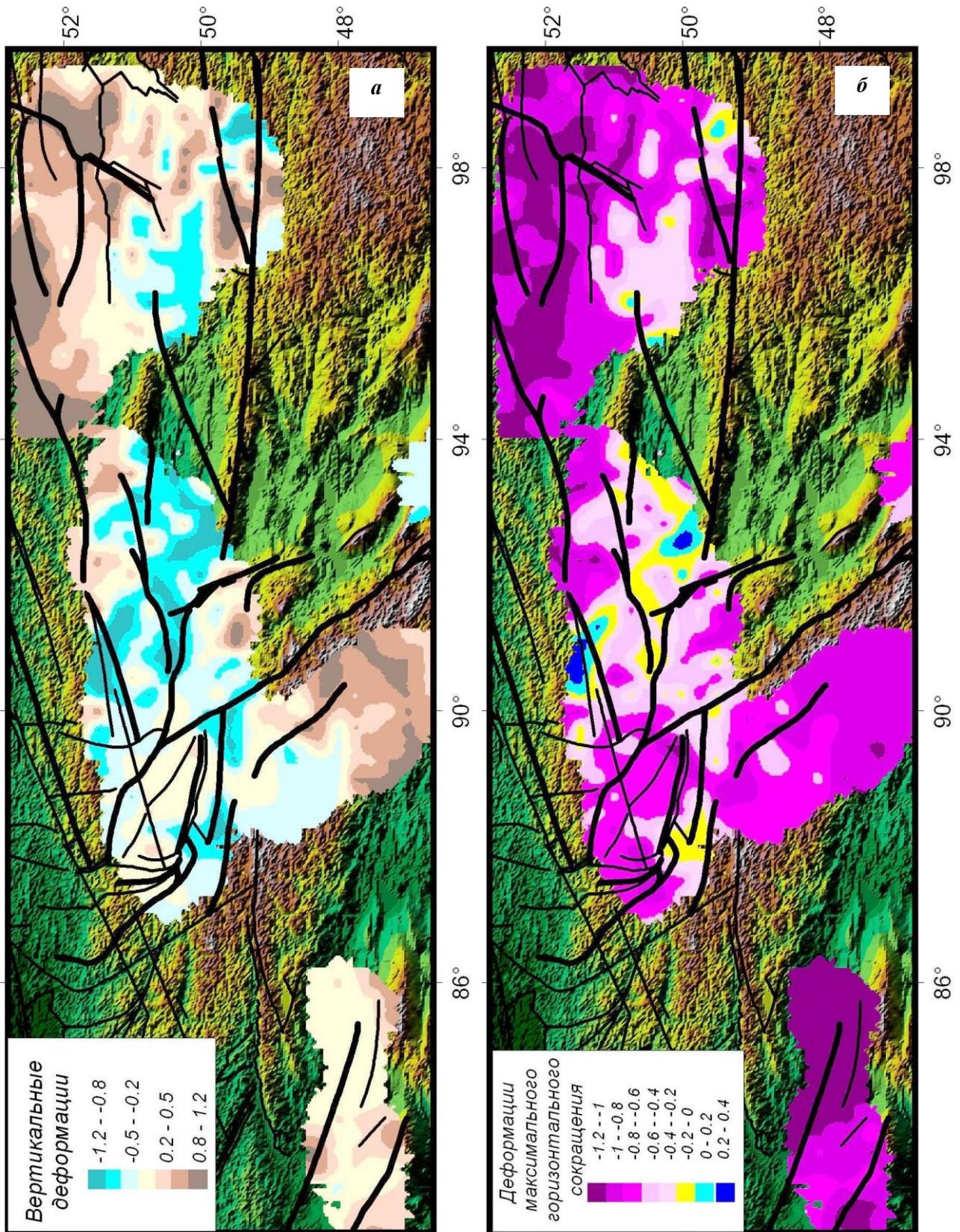


Рис. 27. Средние для коры относительные значения приращений сейсмоструктурных деформаций: *а* – в вертикальном направлении; *б* – деформации максимального укорочения, действующие в горизонтальном направлении. Нормировка компонент тензора приращений сейсмоструктурных деформаций на величину деформации максимального сдвига

тензивно утоняется, в то время как ее северо-западная часть испытывает небольшое утолщение. В пределах Чаган-Узанского блока и

к западу от него в Ануйско-Чуйском синклинии значение максимальных деформаций горизонтального укорочения имеет очень

небольшие, близкие к нулю значения. Область, непосредственно окружающая очаг будущего ЧЗ,

представляется областью развития деформаций, существенно неоднородных в пространстве

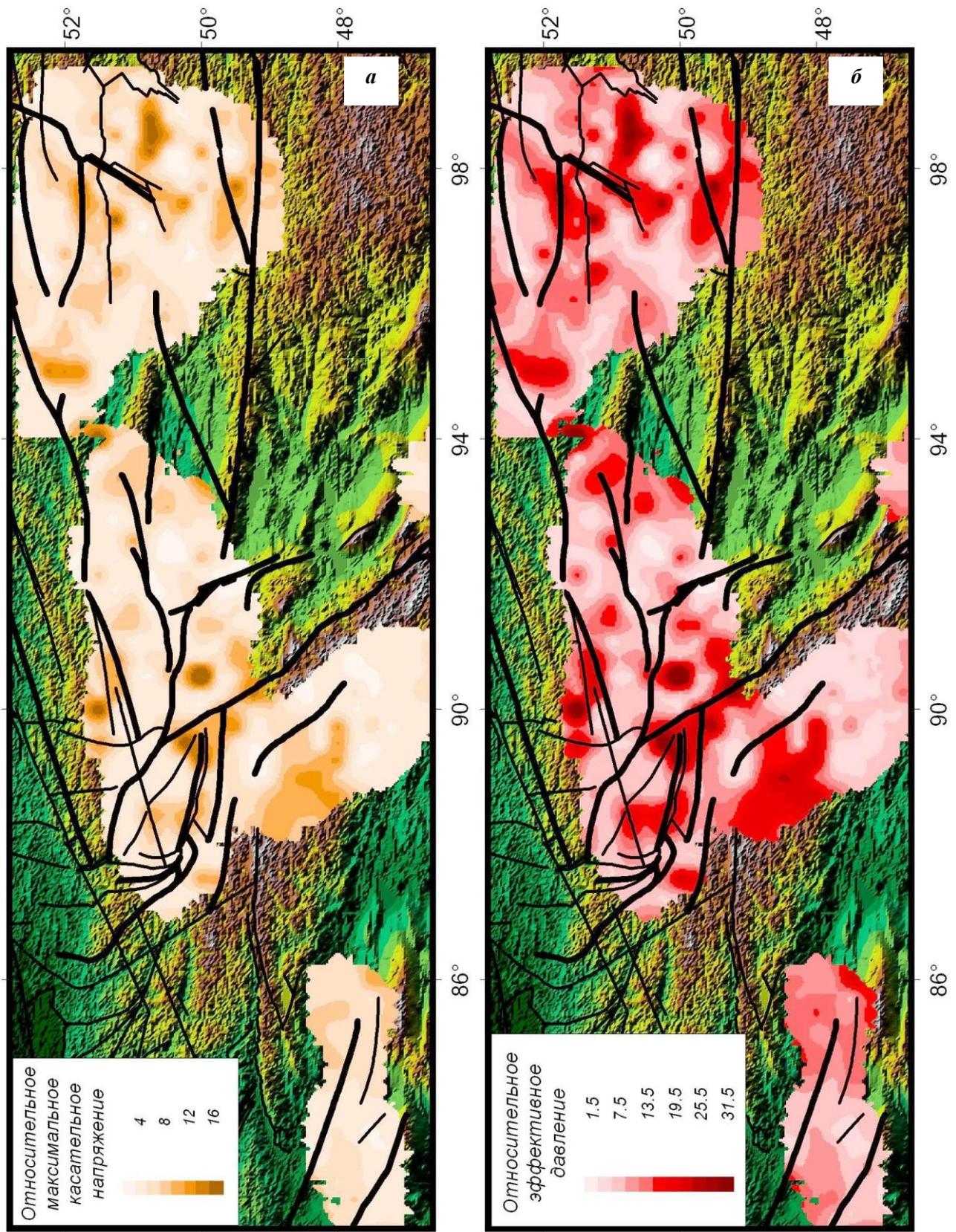


Рис. 28. Относительные компоненты напряжений, нормированные на внутреннее сцепление: а – эффективное давление p^*/τ_f ; б – максимальное касательное напряжение τ/τ_f

ВТОРОЙ ЭТАП РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Относительные величины компонент тензора напряжения. В рамках МКА оценка относительных величин напряжений осуществляется на основе анализа распределения на диаграмме Мора точек, характеризующих напряжения на плоскости разрыва (очага) для землетрясений из однородной выборки, данные о которых и послужили источником оценки параметров напряженного состояния на первом этапе реконструкции. Для выделения реализованной плоскости каждого землетрясения из этой выборки используется критерий, предложенный в работе [Ребецкий, 2003], согласно которому из двух нодалных плоскостей выбирается плоскость, доставляющая большее значение кулоновых напряжений.

В силу равнозначности влияния всестороннего давления на кулоновы напряжения для произвольно ориентированной плоскости разрыва, указанный критерий записывается в редуцированных напряжениях:

$$\tilde{\tau}_n + k_s \tilde{\sigma}_{nn} \geq \tilde{\tau}_s + k_s \tilde{\sigma}_{ss}, \quad (1)$$

где $\tilde{\sigma}_{nn}$, $\tilde{\sigma}_{ss}$ и $\tilde{\tau}_n$, $\tilde{\tau}_s$ – нормальные и касательные редуцированные напряжения соответственно на нодалной плоскости, выбранной в качестве очага (индекс n), и на второй нодалной плоскости (индекс s). Величина k_s определяет статический коэффициент трения, который в данных расчетах принимался равным 0.5 [Ребецкий, 2003]. Величины редуцированных напряжений определяются рассчитанными на первом этапе значениями направляющих косинусов осей главных напряжений и коэффициентом Лоде – Надаи [Ребецкий, 2005].

На втором этапе шаровая и девиаторные компоненты тензора напряжений оцениваются с точностью до нормировки на величину внутреннего сцепления τ_f , являющегося параметром прочности массивов горных пород [Ребецкий, 2005]. Его значение заранее неизвестно и может отличаться от значений, полученных для образцов горных пород (200–1000 бар [Byerlee, 1978]), в силу масштабного фактора.

Результаты реконструкции второго этапа показали неравномерность распределения в исследуемом регионе величин максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления рис. 28, а, б. Мощные области повышенных значений эффективного

давления (разность между давлением в горных породах и флюидным давлением трещинно-порового пространства $p^* = p - p_f$ при $p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$) протянулись вдоль разлома Кобдо в пределах Горного Алтая и разлома Алаш в Западных Саянах. В Монгольском Алтае с севера на юг происходит смена области повышенного эффективного давления на область пониженных значений. В Восточных Саянах тяготеют к Белин-Бусингольской субмеридиональной системе разломов и широтному разлому Академика Обручева.

Относительные величины максимальных касательных напряжений распределены подобно эффективному давлению. Там, где наблюдаются повышенные значения p^*/τ_f (рис. 28, а), существуют и повышенные значения τ/τ_f (рис. 28, б). 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. 29). 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.

Соотношение компонент тензора напряжений.

На рис. 30, а представлено распределение в земной коре исследуемого региона отношения p^*/τ в виде стандартных отклонений от среднего значения (0.565). 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 отклоне-

нием подобной величины связаны с данными одного домена реконструкции и поэтому не могут приниматься как достаточно достоверные.

Важным элементом изучения режима деформирования участков земной коры является выделение зон благоприятных с точки зрения развития дилатансии [Николаевский, 1979; Гольдин, 2004]. Эксперименты на образцах [Ставрогин, Протосеня, 1992] показали, что для горных пород максимальное развитие дилатансии наблюдается, когда их деформирование происходит в определенной степени стеснения, т.е. при определенном соотношении осевого σ_3 и бокового p_h давления. Если ввести коэффициент

$$C_{DI} = \sigma_1 / \sigma_3, \quad (2)$$

то максимум трещинного приращения объемных деформаций этих изменений приходится на диапазон 0.2–0.4. При этом, если стеснение ослабит ($C_{DI} < 0.2$), породы разрушаются хрупко в идее магистральной трещины, а если создать очень сильное стеснение ($C_{DI} > 0.4$), потеря несущей способности образца происходит путем локализованного пластического течения. В обоих случаях дилатансия отсутствует. Для выделения областей, благоприятных для развития дилатансии, использовался параметр C_{DI} , в котором учтено влияние флюидного давления (в выражении (2) главные напряжения заменены на эффективные главные напряжения). В этом случае выражение для C_{DI} можно записать как функцию p^* , τ и коэффициента μ_σ , определяющего вид тензора напряжений:

$$C_{DI} = \frac{\sigma_1}{\sigma_3} = \frac{p^* / \tau - (1 - \mu_\sigma / 3)}{p^* / \tau + (1 + \mu_\sigma / 3)}. \quad (3)$$

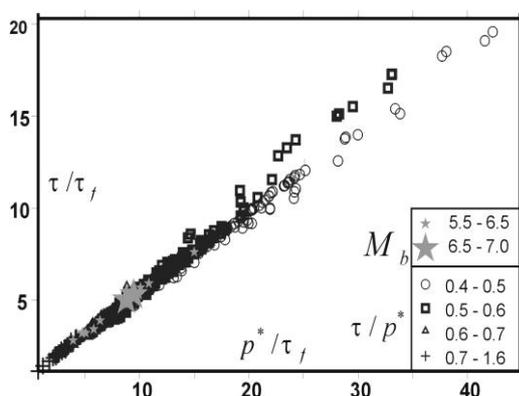


Рис. 29. Соотношение нормированных величин максимальных касательных напряжений и эффективного давления в доменах расчета напряжений. Различным типом символов выделены домены разных диапазонов отношения τ/p^* . Звездочками отмечены домены, где произошли сильные землетрясения с магнитудами больше 5.5

На рис. 30, б представлено районирование земной коры исследуемого региона по значениям коэффициента C_{DI} . Области, где возможно интенсивное дилатансионное разрыхление, пятнами располагаются в горных и низменных участках. При этом в своем большинстве они приурочены к участкам пересечения разломов или концевым областям крупных разломов.

Область очага ЧЗ находилась в обширной зоне, благоприятной для развития дилатансии. Эта зона охватывала весь Горный Алтай. Чаган-Узунских блок и западный участок Анюйско-Чуйского синклинория попадают в сегмент наиболее подготовленный по напряженному состоянию для дилатансии.

Характеристика диссипативных свойств среды. Для оценки диссипативных свойств среды использовались однородные выборки землетрясений, созданные для каждого домена, включающего узлы реконструкции параметров напряжений. Эти выборки позволяют рассчитывать такие параметры, как средние для домена значения КПД землетрясения η_q и КПД эффективности упругой разгрузки η_e [Костров, 1975]:

$$\eta_q = E_s / |\Delta E_e|, \quad \eta_e = |\Delta E_e| / W_e. \quad (4)$$

Здесь E_s – энергия, выделившаяся в сейсмических волнах в результате землетрясения, $\Delta E_e < 0$ – изменение в результате землетрясения энергии упругих деформации в области, окружающей очаг землетрясения, W_e – энергия упругих деформаций, существовавшая в области, окружающей очаг землетрясения, до него. Указанные энергетические характеристики могут быть записаны в виде:

$$\eta_s = \Delta \tau_n / (2\sigma_{ns}^0 - \Delta \tau_n),$$

$$\eta_e = \chi^{-1} \left(\frac{\sigma_{ns}}{\tau} - 0.5 \frac{\Delta \tau_n}{\tau} \right) \frac{\Delta \tau_n}{\tau} \left(1 + \frac{\mu_\sigma^2}{3} \right)^{-1} \quad (5)$$

Здесь σ_{ns}^0 – средние касательные напряжения, действовавшие вдоль плоскости очага до землетрясения, τ – средняя величина максимальных касательных напряжений в области, окружающей очаг, μ_σ – коэффициент Лоде – Надаи тензора напряжений, а $\Delta \tau_n = \sigma_{ns}^0 - \sigma_{ns}^1$ – средние касательные напряжения, сброшенные в очаге (σ_{ns}^1 – средние напряжения, которые будут действовать в плоскости очага после землетрясения).

На рис. 31, а представлено распределение КПД упругой разгрузки η_e . Области максималь-

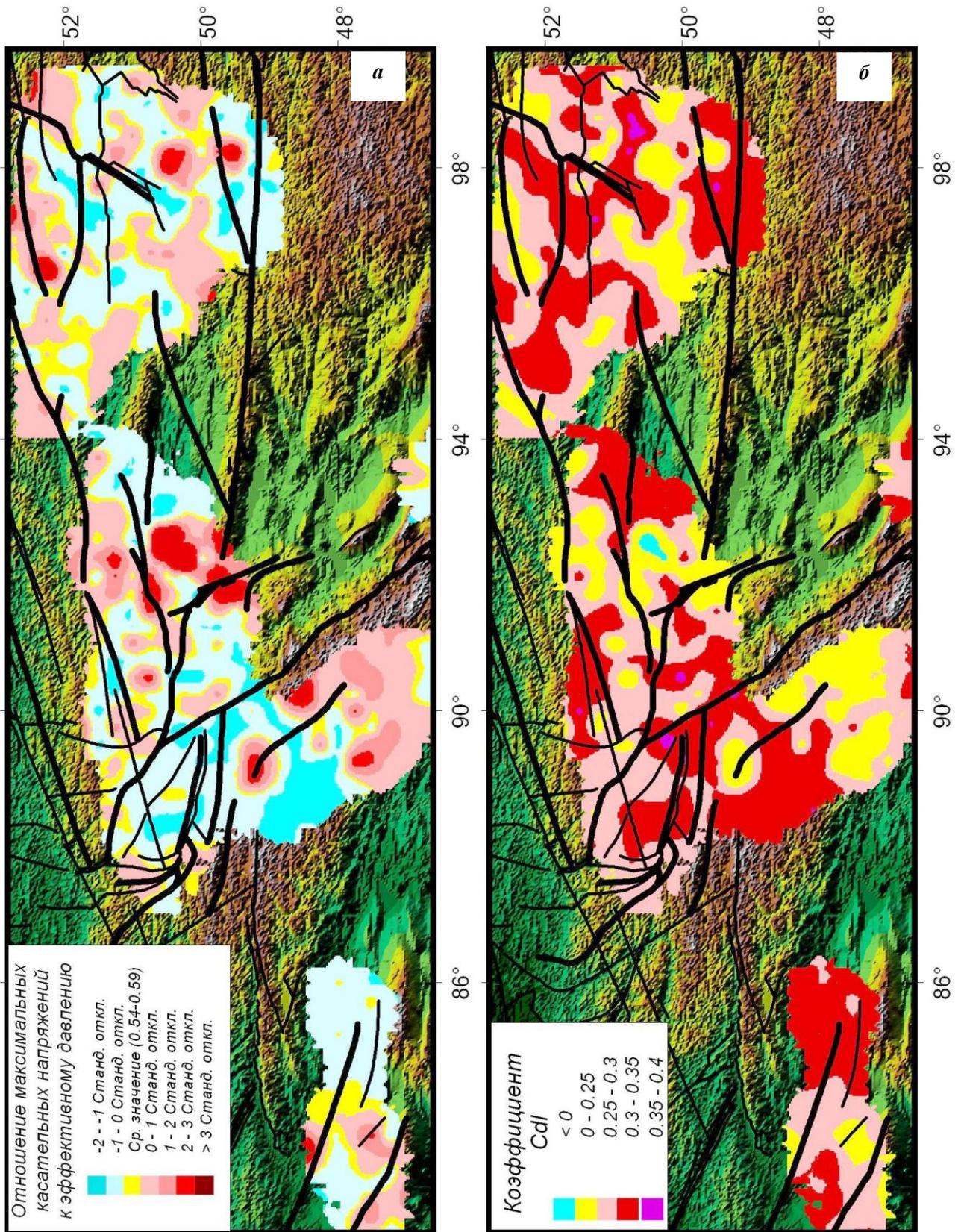


Рис. 30. Отношение компонент тензора напряжений: *a* – соотношение эффективного давления и максимальных касательных напряжений p^* / τ ; *б* – соотношение алгебраически максимального и минимального главных напряжений σ_1 / σ_3

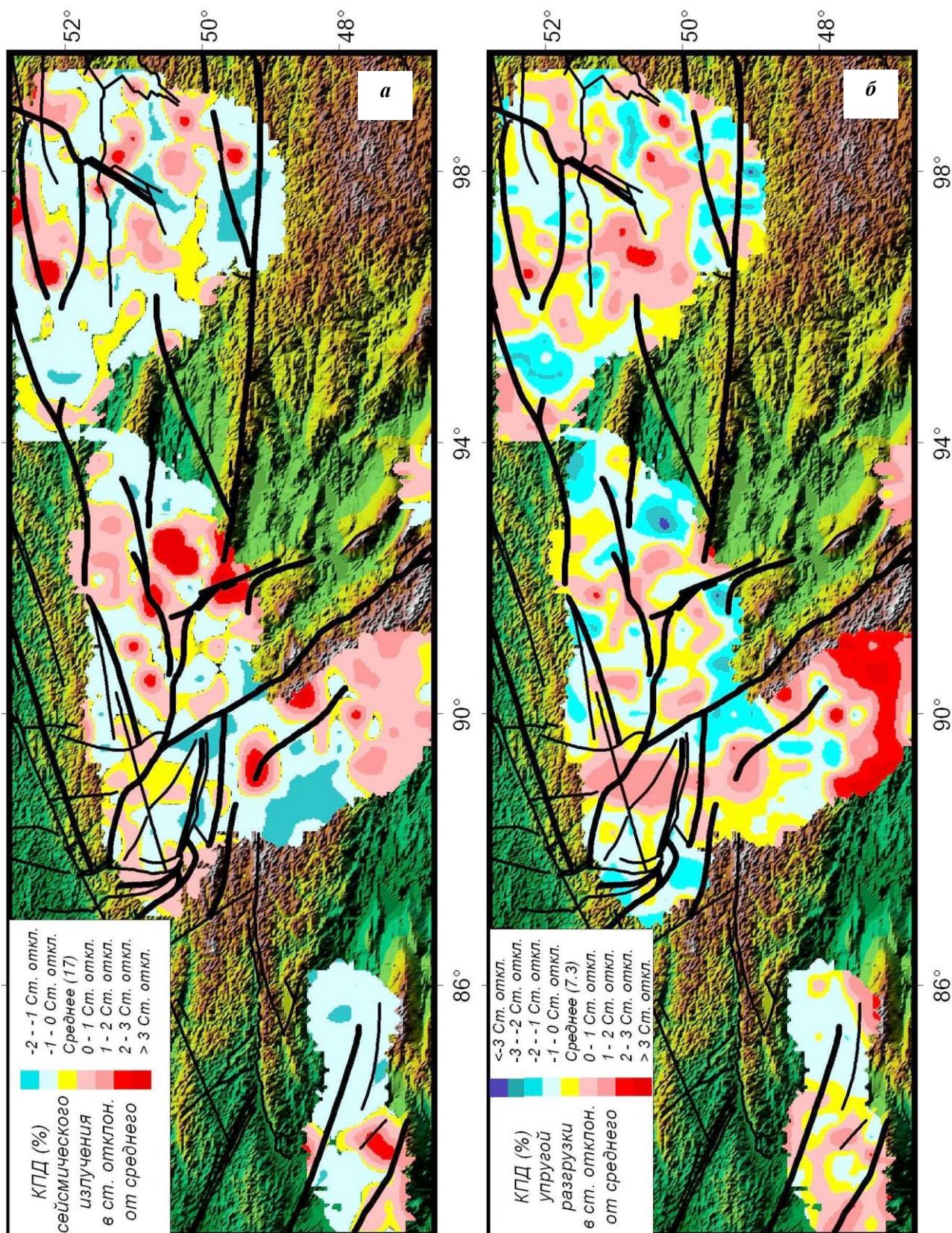


Рис. 31. Районирование на основании энергетических параметров. КПД (%) сейсмического излучения (а) и упругой разгрузки (б). Пояснения в тексте

ной эффективности упругой разгрузки находятся в Монгольском Алтае, в Восточно-Тувинском поднятии. Как следует из данных рис. 28, а, эти участки коры являются областями пониженного

уровня эффективного всестороннего давления. Здесь на активизирующихся и на вновь создаваемых трещинах действует меньшее по величине сопротивление сухого трения, что и

обеспечивает возможность сброса большей части энергии, накопленной в упругих деформациях. Участки наименее эффективной разрядки упругой энергии при хрупком разрушении находятся там, где всестороннее давление повышенное (Ачитнурский синклиорий, участки восточной части Тувинской котловины и др.). В таких условиях хрупкое разрушение менее эффективно. Такая область до ЧЗ существовала к югу от Чаган-Узунского блока.

На рис. 29, б представлено распределение КПД сейсмического излучения η_s . Среднее значение этого параметра для исследуемого региона 17%, весь диапазон изменений 12–75%. Наибольшие КПД (более 50 %) отвечают областям пониженного уровня всестороннего эффективного давления, т.к. здесь из-за меньших

сил трения меньше высвободившейся энергии расходуется на разогрев пород в процессе скольжения с сухим трением берегов хрупкого разрыва.

Хрупкий разрыв, образующийся в области с отрицательными значениями стандартного отклонения, будет излучать меньше энергии в сейсмических волнах, чем такой же разрыв, но образовавшийся в области с положительными значениями стандартного отклонения. Области очага ЧЗ соответствуют η_s , близкие к средним значениям и первому диапазону отрицательной шкалы стандартных отклонений. Заметим, что данные рис. 31, б хорошо коррелируют с рис. 30, а, и это отражает взаимосвязи КПД сейсмического излучения с соотношением шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений.

ТРЕТИЙ ЭТАП РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Данные, представленные на рис. 28, а, б, определяют значения относительных величин эффективного всестороннего давления и максимальных касательных напряжений. Для оценки величин тензора напряжений необходимо рассчитать среднее (эффективное) для данного масштабного уровня внутреннее сцепление τ_f . Такую оценку можно сделать, используя, с одной стороны, результаты реконструкции напряжений, которые позволяют рассчитать для данного землетрясения величину сбрасываемых напряжений с точностью до неизвестного нормирующего коэффициента $(1/\tau_f)$, и сейсмологические данные о величине касательных напряжений, снятых в очаге ЧЗ [Ребецкий, 2007]. Для оценки сброшенных напряжений $\Delta\tau_n$ по результатам реконструкции напряжений следует использовать выражение:

$$\Delta\tau_n = \tau_n^0 - \tau_n^1, \quad \tau_n^0 = \tau_f - k_s \sigma_{nn}^*, \quad \tau_n^1 = -k_k \sigma_{nn}^*. \quad (6)$$

Здесь τ_n^0 и τ_n^1 – соответственно касательное напряжение на плоскости разрыва до и после землетрясения, σ_{nn}^* – эффективные (с учетом давления флюида $\sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} + p_{fl}$) нормальные к разрыву напряжения (согласно решению задачи о трещине сдвига оно не изменяется после активизации трещины [Осокина, Фридман, 1989]), а k_s и k_k – соответственно статический и кинематический коэффициенты трения. Значение σ_{nn}^* с точностью до нормировки на величину τ_f определены после первых двух этапов реконструкции, что позволяет переписать выра-

жение (6) в следующем виде:

$$\left\{ \Delta\tau_n / \tau_f \right\} = 1 - (k_s - k_k) \sigma_{nn}^* / \tau_f, \quad k_k \leq k_s. \quad (7)$$

Здесь

$$\sigma_{nn}^* / \tau_f = -\left\{ p^* / \tau_f \right\} + \tilde{\sigma}_n \left\{ \tau / \tau_f \right\}, \quad (8)$$

где $\tilde{\sigma}_n$ – редуцированное напряжение, нормальное к плоскости очага землетрясения. Оно зависит от направляющих косинусов вектора нормали к плоскости разрыва и вектора смещения его бортов в системе координат, связанной с главными осями тензора напряжений, а также от значения коэффициента Лодэ – Надаи [Ребецкий, 2003, 2005]. Используя результаты первых двух этапов реконструкции и полагая $k_k = 0.4$, согласно (7) можно рассчитать значения $\Delta\tau_n$ с точностью до нормировки на неизвестную величину τ_f . С другой стороны, значения напряжений $\Delta\tau_n$ можно оценить на основе следующего выражения [Костров, 1975]:

$$\Delta\tau_n = 2\mu E_s / M_o. \quad (9)$$

Здесь E_s – энергия, излученная в упругих волнах, M_o – сейсмический момент (данные, получаемые сейсмологами при обработке сейсмических записей), $\mu \approx 3 \cdot 10^4$ МПа – модуль сдвига. Выражения (7) – (9) позволяют выполнить расчет внутреннего сцепления. Для оценки относительной величины $\left\{ \Delta\tau_n / \tau_f \right\}$ мы использовали данные о параметрах напряжений 5-ти квазиоднородных доменов, расположенных вблизи очага ЧЗ (см. таблицу 2).

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

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.

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 напряжений равно 0.68.

Для оценки величины $\Delta\tau_n$ использовались

данные Гарвардского Университета, представленные в сети Интернет, согласно которым: $M_o = 10^{20}$ Нм ($M_w = 7.3$), $E_s = 4.8 \cdot 10^{15}$ Нм. Используя эти данные, из выражения (9) 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.

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. Возможно, это связано с большей раздробленностью зон субдукции в сравнении с зонами разломов для внутриплитового орогена Алтае-Саян. Нельзя также исключить отличный от внутриплитового

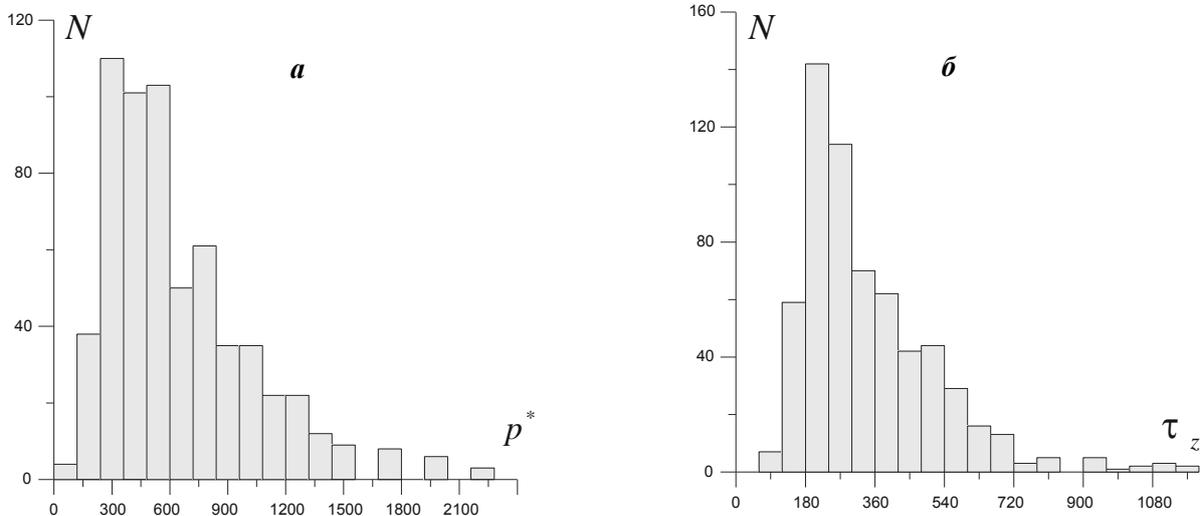


Рис. 32. Диаграммы распределения числа доменов с различными значениями эффективного давления (а) и максимальных касательных напряжений (б) в барах

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. 28) 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. 32 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).

ЧЕТВЕРТЫЙ ЭТАП РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

В МКА после третьего этапа удастся оценить величину девиаторных напряжений (значение максимальных касательных напряжений) и эффективное нормальное напряжение (эффективное всестороннее давление). Однако было бы крайне важно разделить оценить всестороннее давление в твердом каркасе горных пород и давление флюида в трещинно-поровом пространстве. Для этого необходимо иметь дополнительное уравнение для каждого из доменов с данными предыдущих трех этапов реконструкции. Это уравнение должно отражать определенную физическую закономерность и поддерживаться возможностью получения соответствующего типа данных. С этой целью в МКА используется известное положение [Sibson, 1974; и др.] о близости вертикальных напряжений σ_z весу столба горных пород:

$$\sigma_z = -p_H = -H\gamma, \quad (10)$$

где γ – средний для коры удельный вес горных пород, H – глубина с учетом рельефа поверхности, для которой определены параметры тензора напряжений, а p_H – литостатическое давление горных пород. Выражение для флюидного давления можно получить, используя (10) и параметры напряжений, определенные на предыдущих этапах реконструкции

$$p_{fl} = p_H + \left[-\left\{ p^* / \tau_f \right\} + \tilde{\sigma}_z \left\{ \tau / \tau_f \right\} \right] \tau_f. \quad (11)$$

Здесь $\tilde{\sigma}_z$ – редуцированное вертикальное напряжение, параметры которого определены после первого этапа реконструкции.

На рис. 33, а представлено отношение флюидного давления к литостатическому давлению горных пород, рассчитываемому в узлах сетки расчета (глубина 15 км) с учетом

рельефа поверхности. В силу масштаба осреднения флюидное давление является средним для коры в целом. Диапазон изменений отношения p_{fl} / p_H – от 0.17 до 1 при среднем значении 0.86. Наибольшие площади максимальных его значений (более 0.95) приходятся на Монгольский Алтай, меньшие по площади участки присутствуют также в коре Западных и Восточных Саян и в небольших по площади участках Западных Саян и Горного Алтая. В этих областях относительная величина эффективного всестороннего давления p^* / τ_f принимает средние и минимальные значения (см. рис. 28, а).

В области подготовки ЧЗ, вдоль Курайского и Южно-Чуйского разломов флюидное давление составляло 0.8–0.9 от литостатики. Здесь 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.

Используя данные о флюидном давлении и о значении эффективного внутреннего сцепления, можно перейти от относительных значений эффективного давления p^* / τ_f (рис. 28, а) к абсолютным значениям тектонического давления p . Наиболее удобно закономерность площадного распределения этого параметра анализировать, учитывая значения литостатического давления. На рис. 33, б показано распределение отношения тектонического давления к литостатическому давлению, рассчитываемому с учетом топографии поверхности.

Среднее значение тектонического давления для исследуемого района равно литостатическому давлению ($p / p_H \approx 0.995$), а весь диапазон изменений отношения p / p_H состав-

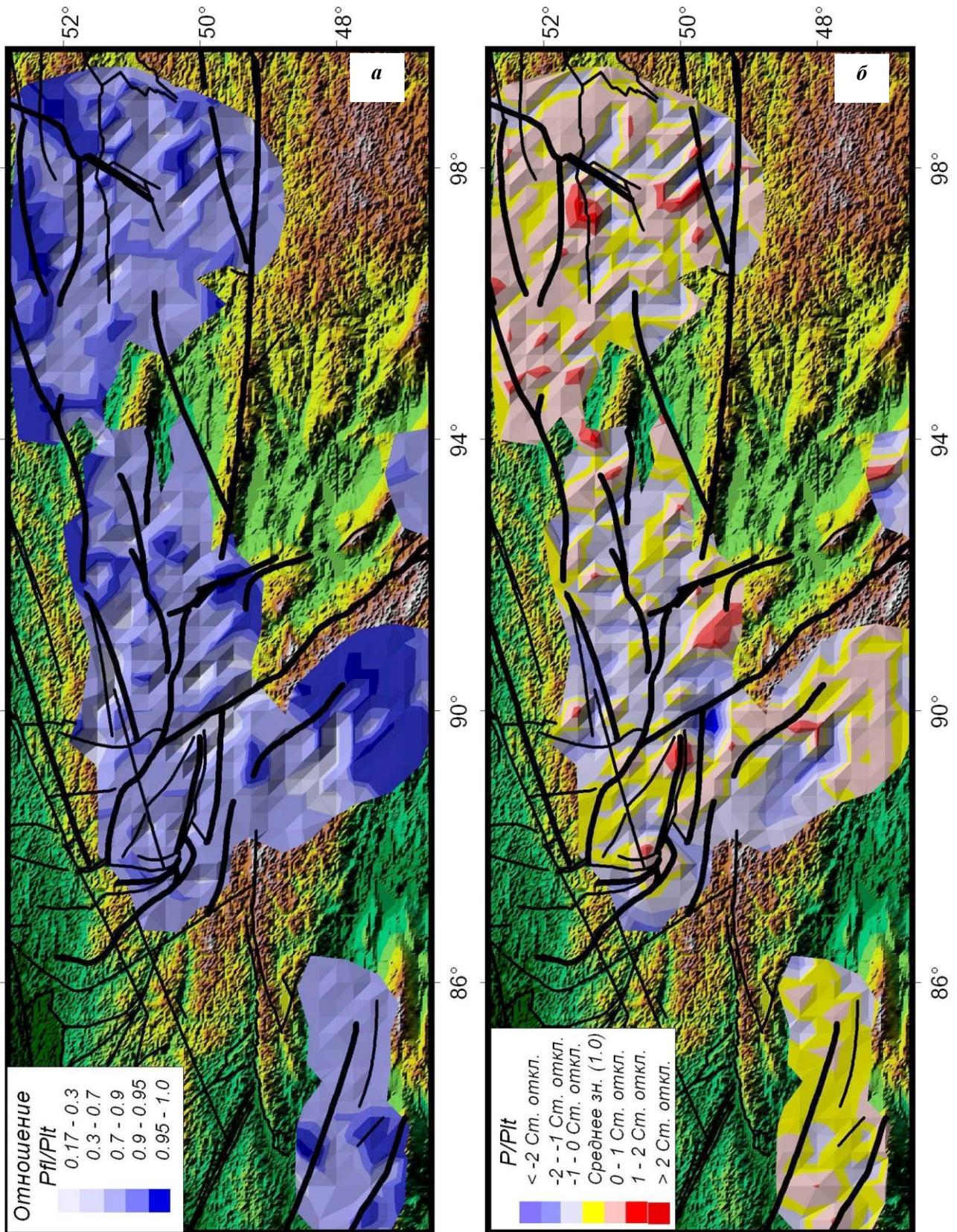


Рис. 33. Распределение в земной коре на глубине 15 км отношения флюидного давления (а) и тектонического давления (б) к литостатическому давлению горных пород, рассчитываемому с учетом топографии поверхности (статистическое отклонение от среднего значения 0.098)

ляет 0.59–1.31 (статистическое отклонение от среднего значения – 0.098). Максимальные

значения отношения p/p_u находятся в земной коре Восточных Саян, а минимальные в

Западных Саян. В среднем в земной коре Восточных Саян всестороннее давление относительно меньше, чем в Западных Саян и Монгольском Алтае. Сопоставляя значения отношения p/p_{lt} для земной коры котловин и межгорных впадин с горными хребтами и областями поднятий, можно увидеть, что здесь нет однозначной взаимосвязи повышенного и пониженного значения p/p_{lt} с рельефом.

Нами также был произведен расчет значений среднего давления, действующего в латеральном направлении ($p_h = -(\sigma_x + \sigma_y)/2$). Используя (10), находим:

$$\frac{p_h}{p_{lt}} = 1.5 \frac{P}{p_{lt}} - 0.5. \quad (12)$$

Из выражения (12) видно, что в рамках сделанных выше предположений отношение p_h/p_{lt} и отношение p/p_{lt} линейно взаимосвязаны. В свою очередь параметр p_h , который можно именовать боковым обжимающим давлением (по аналогии с экспериментами на одноосное сжатие с боковым обжимом), наиболее адекватно отражает характер передачи внешних горизонтальных деформирующих усилий при их приложении к торцевым границам литосферной плиты.

Таким образом, анализ данных рис. 33, б фактически позволяет оценить боковое воздействие на кору исследуемого региона. Поскольку среднее значение отношения p/p_{lt} близко к единице, то следствием выражения (12) является также и то, что среднее для исследуемо-

го 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. 33, 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. 34 показано соотношение относительных величин τ/p_{lt} и $p/p_{lt} - 1$. Как следует из приведенных данных большая часть доменов

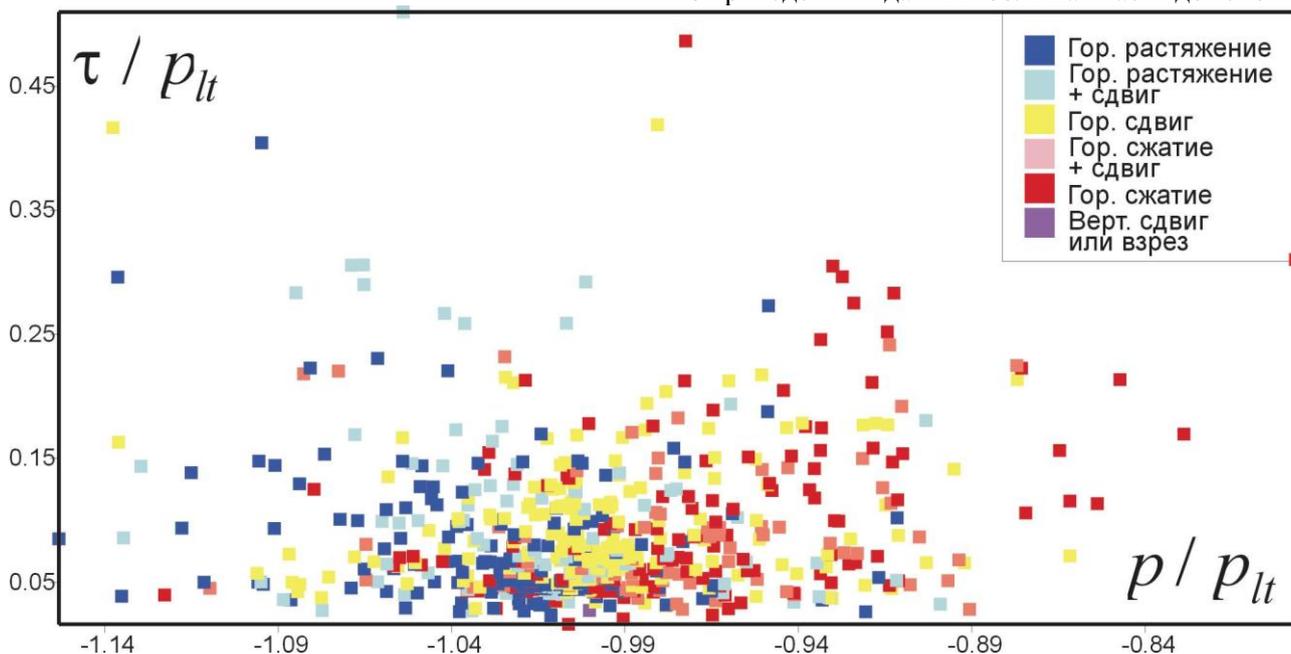


Рис. 34. Соотношение между относительными значениями максимальных касательных напряжений и всестороннего давления для доменов с разным типом напряженного состояния

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. Домены с повышенным и пониженным значением максимальных касательных напряжений представлены в обеих частях диаграммы относительно равномерно. Отмечается лишь некоторое увеличение числа доменов с пониженным значением τ / p_{lt} именно в области больших значений всестороннего давления.

Кроме того, просматривается стремление доменов стягиваться на диаграмме к точке вблизи начала координат, которая характеризует чисто гравитационное напряженное состояние выровненным по всем направлениям литостатическим давлением. Проглядывается также тенденция увеличения перепадов для τ / p_{lt} по мере отклонения $p / p_{lt} - 1$ от нулевых значений.

Все это говорит о небольшом влиянии на напряженное состояние исследуемого региона бокового давления со стороны Индийской плиты, которое возможно составляет до 10% от напряжений, вызываемых плотностными неоднородностями коры и верхней мантии.

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДРУГИМИ РЕЗУЛЬТАТАМИ РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПО ДАННЫМ О МЕХАНИЗМАХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сопоставляя наши результаты реконструкции параметров эллипсоида напряжений и типа напряженного состояния (рис. 17, 21) с результатами расчетов параметров тензора приращений сейсмотектонических деформаций для обширного участка внутриплитовых сейсмоактивных территорий от Кавказа до

Байкала, представленным в работе [Трифонов и др., 2002] (см. рис. 36, 37), замечаем, что МКА позволяет получить более детальное изображение распределения напряжений. В этой работе использовался традиционный подход, идущий от [Ризниченко, 1965; Юнга, 1990], когда расчет тензора приращений сейсмотектонических де-

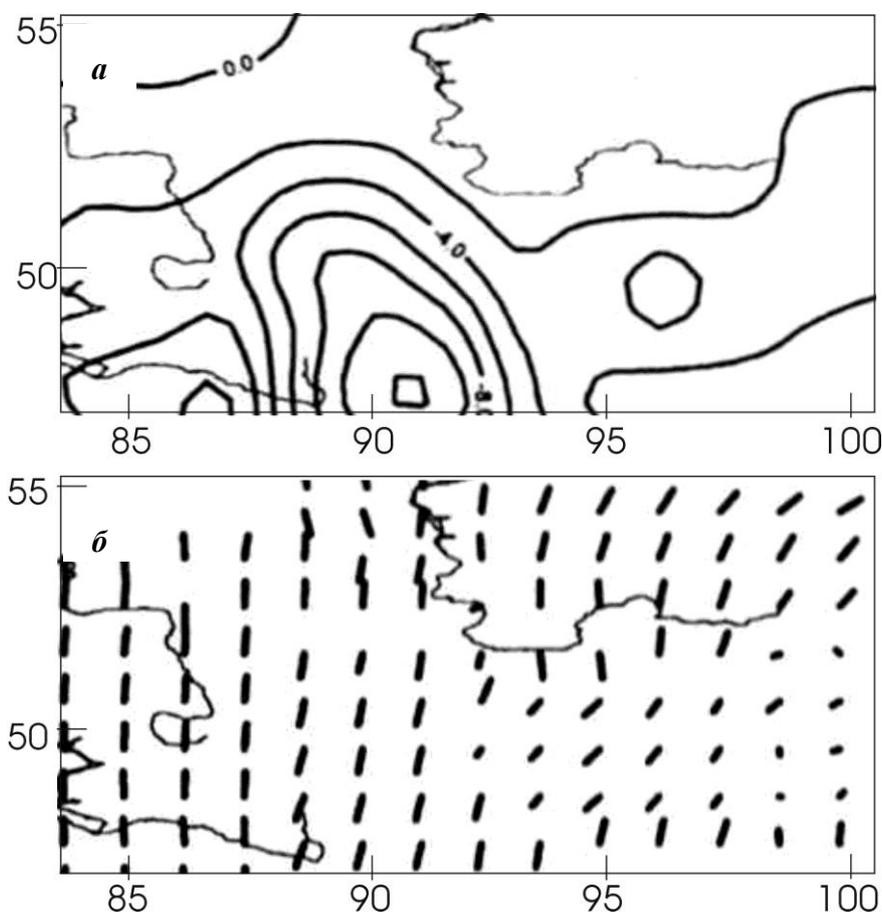


Рис. 36. Интенсивность тензора сейсмотектонических деформаций (а) и ориентация осей максимального укорочения (б), рассчитанных по данным о разрывах (рисунок представляет собой часть рис. 2 из работы [Trifonov et al., 1999])

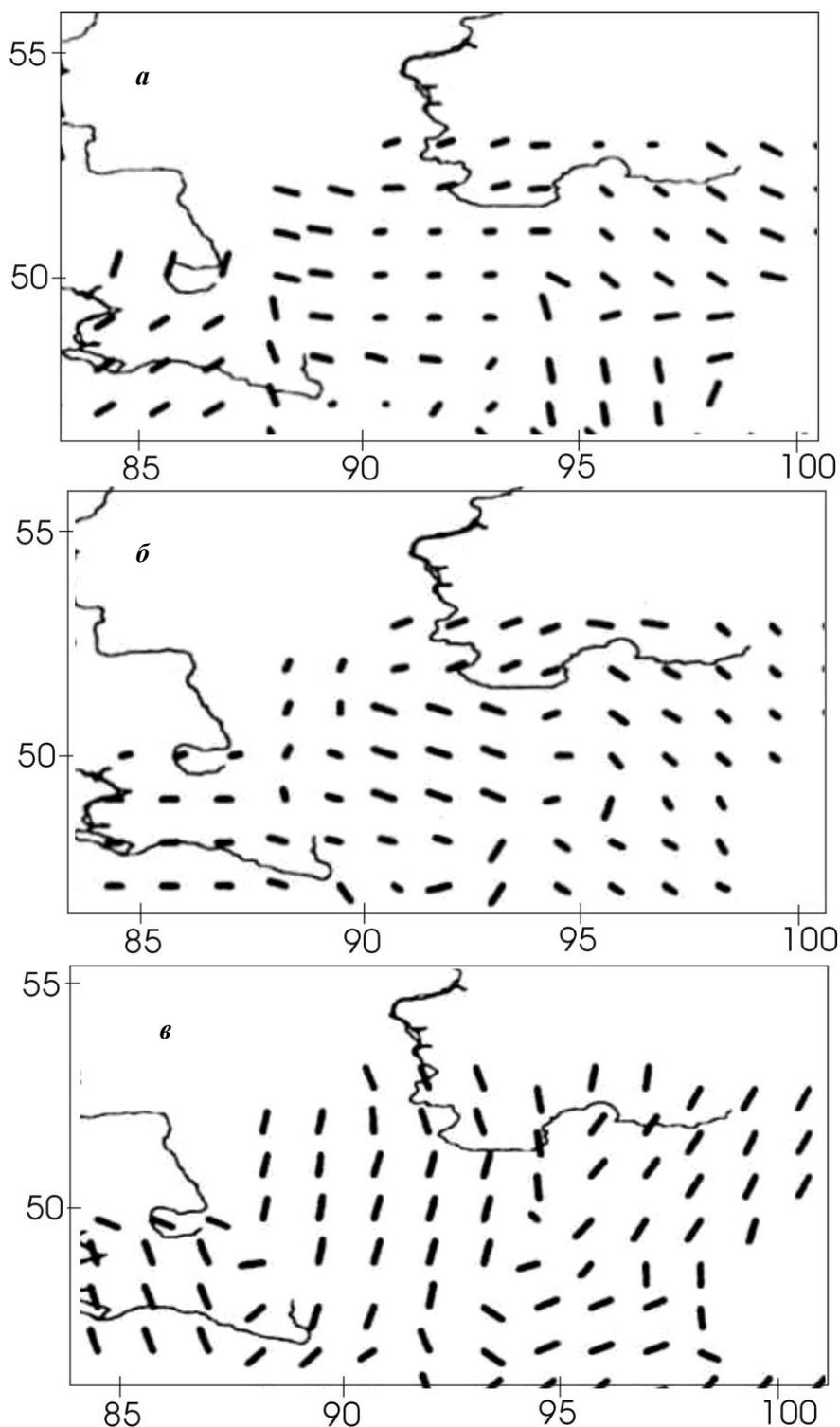


Рис. 37. Ориентация проекций на горизонтальную плоскость осей максимального девиаторного удлинения (*а*), промежуточной главной деформации (*б*) и максимального девиаторного укорочения (*в*) тензора сейсмотектонических деформаций (рисунок представляет собой часть рис. 3 из работы [Trifonov et al., 1999])

формаций осуществляется на основе данных о землетрясениях (крупных разрывов), эпицентры которых попадают в окно расчетной области. В данной работе оно принималось 3° при шаге расчета 1° по широте и долготу. Недостатком подобного подхода помимо одинакового и, как правило, большого окна осреднения также является большое влияние на расчет сильных событий, т.к. вклады в тензор приращений

сейсмотектонических деформаций суммируются с учетом магнитуды события.

В качестве исходных сейсмологических данных использовался каталог механизмов очагов А.А. Мострюкова и М.А. Петрова с магнитудами $4.5 < M < 7$. Если сопоставить исходные для расчетов сейсмологические данные в исследуемом регионе (Алтае-Саянская складчатая область), то можно сказать, что

использованные нами данные существенно более представительные (по числу событий и нижнему уровню магнитуд), чем данные, использованные в работе В.Г. Трифонова.

Данные рис. 36, полученные в результате анализа кинематики крупных разрывных структур, фактически везде определяют субмеридиональную ориентацию осей максимального укорочения с максимальной интенсивностью тензора для коры Монгольского Алтая. Отклонение осей сжатия от этой ориентации в северо-восточном направлении наблюдаются только для Восточных Саян и Хангая. Ориентация этих осей особенно сильно отличается от ориентации, представленной нами на рис. 17, *а*, для Западных Саян, южной части Монгольского Алтая и некоторых участков Восточных Саян. Ориентация главных осей укорочения тензора приращений сейсмоструктурных деформаций, рассчитанном по данным о механизмах очагов землетрясений (рис. 37, *в*), дает схожие с рис. 36, *б* результаты за исключением западного сектора реконструкции, где эти оси имеют северо-западное направление.

Данные об ориентации двух других главных осей тензора приращений сейсмоструктурных деформаций дают возможность районировать кору исследуемого региона по типу напряженного состояния (см. схему рис. 20). Если в свете такой возможности сопоставить данные рис. 34 и результаты районирования, представленные нами на рис. 21 *а*, то можно заметить существенные отличия. Так, обширная область горизонтального растяжения Западных Саян (рис. 21 *а*) по данным рис. 37 выглядит как область горизонтального сжатия, и наоборот, область горизонтального сжатия Восточных Саян (рис. 21 *а*) по данным рис. 37 определяется как область горизонтального сдвига.

В работе [Трифонов и др., 2002] также представлены результаты расчета значений коэффициента Лодэ – Надаи для тензора приращений сейсмоструктурных деформаций. Для всей исследуемой нами территории получены значения равные нулю – чистый сдвиг. Этот результат является следствием работы алгоритма расчета тензора приращений сейсмоструктурных деформаций, в котором одно сильное землетрясение определяет его параметры. Он существенно отличается от результатов реконструкции по МКА, представленным на рис. 21 *б*, где наряду с обширными участками с видом тензора напряжений, близким к чистому сдвигу, выделяются также области одноосного сжатия и

более сложного – трехосного вида тензора напряжений, когда абсолютные величины всех главных напряжений существенно отличаются друг от друга.

Подобные различия связаны с методикой оценки параметров тензора сейсмоструктурных деформаций, а также с меньшим числом событий в каталоге, использованными в работе [Трифонов и др., 2002]. Как можно видеть из результатов анализа напряжений, полученной на основе применения МКА, неоднородности поля напряжений (рис. 17, 21) имеют в основном порядок 50–150 км и поэтому при осреднении в 300 км либо сильно сглаживаются, либо вовсе исчезают. Кроме того сильным усредняющим фактором метода Ю.В. Ризниченко и С.Л. Юнги является влияние сильного события попавшего в окно осреднения, на параметры тензора сейсмоструктурных деформаций. Именно этот фактор предопределил близость к нулю значений коэффициента Лодэ – Надаи, полученную в работе В.Г. Трифонова.

Конечно же, при таком сопоставлении надо также иметь в виду отличия в ориентации, связанные с несоосностью тензора напряжений и тензора приращений сейсмоструктурных деформаций и обусловленный анизотропией механических свойств геосреды в масштабе осреднения в первые десятки километров. Согласно данным рис. 22 подобные области анизотропии находятся в западной части котловины Убсу-Нур и в окрестности очаговой области ЧЗ.

Полностью идентичный с нашим каталог механизмов очагов землетрясений был использован при реконструкции параметров тензора сейсмоструктурных деформаций Алтае-Саянской складчатой области в работе [Гольдин, Кучай, 2007]. Метод расчета так же как и в работе [Трифонов и др., 2002] опирается на алгоритм, предложенный Ю.В. Ризниченко. Окно осреднения параметров тензора сейсмоструктурных деформаций в этой работе было принято равным 1° при шаге расчета 0.5° . На рис. 38 показана ориентация осей максимального удлинения и укорочения тензора сейсмоструктурных деформаций, рассчитанного в работе [Гольдин, Кучай, 2007] для участка, отвечающего исследуемому району.

Согласно данным рис. 38 поле ориентации оси максимального укорочения выглядит не столь единообразным, как на рис. 36, 37. Наблюдается не только существенно больший азимутальный разброс ориентации этой оси, но и сильные отклонения от субгоризонтального

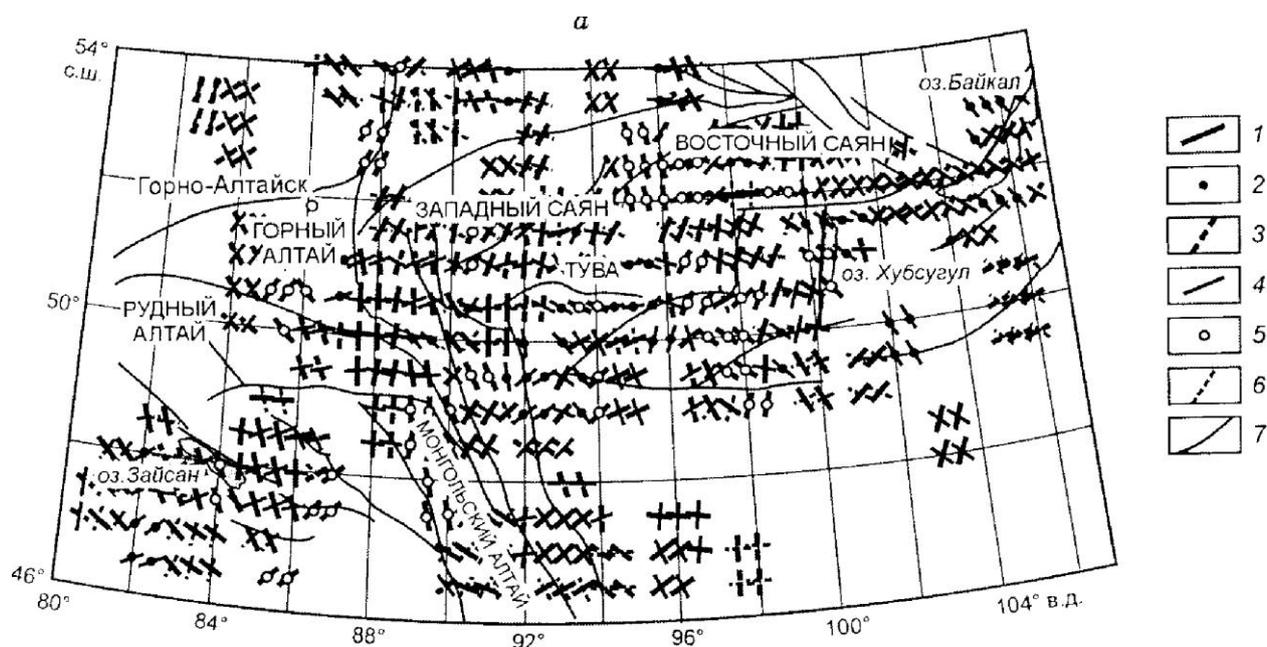


Рис. 38. Ориентация главных осей тензора приращений сейсмотектонических деформаций по работе [Гольдин, Кучай, 2007]

положения, вплоть до субвертикальной ориентации (Западные Саян, южные фрагменты Восточных Саян, сочленение Горного Алтая с Монгольским Алтаем и др.) Эти данные уже значительно лучше согласуются с результатами нашей реконструкции, представленной на рис. 16. Некоторые различия можно отнести к большому масштабу осреднения (100–120 км), чем при реконструкции напряжений на основе МКА (10–15 км).

Отметим, что для области в окрестности очага ЧЗ вдоль зоны перехода от юго-восточной части Ануйско-Чуйский синклиний к Холзунско-Чуйскому антиклинорию данные рис. 38, так же как и наши результаты (рис. 17, а), показывают резкую смену ориентации осей максимального девиаторного сжатия (укорочения) с субширотной (к западу) на субмеридиональную (к востоку).

Выполненное нами сравнение результатов анализа напряженно-деформированного состояния исследуемого региона показывает, что многие его индивидуальные черты могут быть потеряны при выборе большого окна осреднения. Наш опыт расчета напряжений показывает, что в земной коре зон субдукции параметры тензора напряжений, получаемые после первого этапа реконструкции, более однородны,

чем во внутриплитовых орогенах. Поэтому, если в зонах субдукции для того, чтобы не потерять индивидуальные особенности поля напряжений или сейсмотектонических деформаций достаточно осреднение с окном в 0.5–1°, то для внутриплитовых орогенов при анализе следует использовать осреднение с окном не более 0.3–0.5°. Последнее замечание фактически определяет масштаб физических процессов, влияющих на характер напряженно-деформированного состояния. В зонах субдукции эти процессы имеют характерный масштаб, отвечающий мощности литосферной плиты 100–150 км, а во внутриплитовых орогенах – мощности коры 30–50 км.

Достоверность выполненной нами реконструкции подтверждает ранее уже отмеченное совпадение выделенного нами (рис. 17) anomalно резкого изменения ориентации осей главных напряжений для области в окрестности очага ЧЗ вдоль зоны перехода от юго-восточной части Ануйско-Чуйский синклиний к Холзунско-Чуйскому антиклинорию, с результатами расчетов тензора сейсмотектонических деформаций [Гольдин, Кучай, 2007] (рис. 38) по данным о механизмах очагов землетрясений и тензора деформаций по данным Алтайской локальной сети GPS наблюдений [Мазуров, 2006], для оси максимального укорочения (рис. 14, б).

СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМ GPS ГЕОДЕЗИИ

Результаты реконструкции параметров тензора современных тектонических напряжений показали, что для 60% доменов ориентация осей главного сжимающего напряжения имеет

субмеридиональную ориентацию (азимуты: 0°, 360° ± 30°) и только 13% доменов имеет субширотную ориентацию (азимуты: 90°, 270° ± 30°). Около 25% доменов имеют субвер-

тикальную ориентацию этих осей (угол погружения более 60°), что соответственно определяет существование в них напряженного состояния горизонтального растяжения.

Представляемые нами результаты на первый взгляд противоречат данным GPS геодезии (рис. 5), определяющим повсеместное смещение в северо-восточном направлении поверхности коры для Восточных и Западных Саян, а также Хангая. Однако рассчитанные по данным GPS ориентации и значения скоростей деформаций (рис. 7) [Саньков и др., 2008] уже не столь однозначно отвергают наши результаты. Так, в частности, ориентация осей максимального укорочения тензора деформаций для северо-западных треугольных элементов дает северо-восточное направление, что соответствует нашим результатам реконструкции, приведенным на рис. 25, а. Разворот осей максимального удлинения и укорочения тензора деформаций на рис. 7 для крайних северных треугольных элементов (широты $48\text{--}50^\circ$) в районе меридианов $98\text{--}100^\circ$ совпадает с областью аномально быстрого изменения ориентации осей максимального и минимального сжатия, действующих в латеральном направлении рис. 25, а.

Если также вспомнить, что масштаб осреднения этих деформаций составляет первые сотни километров, то можно заключить, что данные GPS геодезии, так же как и данные о приращении тензора сейсмотектонических деформаций, представленные на рис. 36, 37, доставляют нам сведения о региональной составляющей поля деформаций, в то время как наши данные определяют распределения параметров тензора напряжений локального масштаба (первые десятки километров осреднения).

Заметим также, что поле осей тензора деформаций, полученное по данным GPS геодезии и представленное на рис. 7, явно характеризует тип деформирования коры, отличающийся от простого двумерного представления. Если рассмотреть силы, действующие по границе каждого из треугольных элементов, для которых были рассчитаны ориентации главных осей тензора деформаций, используя для этого данные соседних треугольных элементов, то становится очевидным необходимость приложения касательных напряжений по подошве коры их уравновешивающих. При этом ориентация этих касательных напряжений, подобно тому как это имело место на рис. 25, б, будет изменяться от одного элемента к другому от субширотной до субмеридиональной.

Существующие данные о скоростях горизонтальных смещений, полученные по результатам GPS наблюдений, дают возможность оценить вклад в утолщение коры Алтая и Саян за счет горизонтального укорочения (север-юг [Саньков и др. 2003], скорость укорочения – $(1\text{--}10) 10^{-9}$ год $^{-1}$). Если связывать время горизонтального субмеридионального укорочения со временем последнего и наиболее активного этапа горообразования (3 млн. лет) и полагать, что вся эта деформация укорочения ($15 10^{-3}$) трансформируется в утолщение коры (полное стеснение в субширотном направлении), то ее мощность должна была бы увеличиться на 0.6 км (стартовая мощность коры 40 км). При этом подъему поверхности, т.е. собственно горообразованию, будет отвечать не более 100 м, а остальная часть утолщения коры будет приходиться на корни этого поднятия [Артюшков, 1993].

При подобном анализе следует также обратить внимание, что на самом деле в субширотном направлении наблюдается удлинение, причем для отдельных участков, например вблизи области подготовки ЧЗ оно было максимальным, превышая более чем на порядок (10^{-7}) меридиональное укорочение. Данные рис. 6, В, Г для больших площадей позволяют говорить о близости по модулю скоростей деформаций меридионального укорочения и широтного удлинения. Таким образом, субмеридиональное укорочение, которое для данного региона стандартно связывается с действием Индостанского индентора, нельзя рассматривать как механизм, определяющий увеличение мощности коры орогенов и горообразования.

Анализ возможной скорости накопления упругих деформаций также показывает, что меридиональное укорочение не способно создать существенный вклад в тектонические напряжения. Известно, что деформации, рассчитываемые по данным GPS геодезии, резко увеличиваются при уменьшении расстояния между опорными пунктами [Кармалева, 2007; Кузьмин, 1999]. Это связано с тем, что большая часть градиентов смещений локализуется на крупных тектонических разрывах. Деформации на таких участках при измерении на базах в первые километры и десятки километров могут повышаться до $10^{-6}\text{--}10^{-7}$, а при уменьшении базы до сотен и десятков метров увеличиваться еще на порядок. Это фактически говорит о том, что скорости накопления упругих деформаций в деформациях, рассчитываемых по данным GPS геодезии, составляют первые проценты. Исходя из этого величина упругих деформаций

меридионального укорочения, накопленная за период горообразования, может быть оценена в $20\text{--}50 \cdot 10^5$ (здесь дается оценка только континуальной деформации вне разломов). Полагая упругий модуль в 10^5 бар, находим, что напряжения сжатия, действующие в субмеридиональном направлении за весь период горообразования, увеличатся на $20\text{--}50$ бар. Если принять во внимание времена повторяемости сильных землетрясений $1.5\text{--}3$ тысячи лет [Саньков, и др. 2007] и величины сбрасываемых напряжений (от 10 до 50 бар) в очагах сильных землетрясений (внутриплитовая сейсмичность характерна более высоким уровнем сбрасываемых напряжений, чем для границ плит), то

получается, что вклад в уровень напряжений от субмеридионального укорочения многократно релаксирует уже за счет хрупких деформаций в землетрясениях на крупных разрывах.

Говоря о градиентах горизонтальных перемещений, не следует забывать о том, что GPS геодезия и в особенности наземная геодезическая съемка фиксирует большие градиенты вертикальных смещений [Кузьмин, 1996], вблизи крупных разломов. Так, в частности, в исследуемом регионе вблизи очага ЧЗ участок максимального градиента этих перемещений около $1.5 \cdot 10^{-7}$ год⁻¹ соответствовал положению Чаган-Узунского блока (см. рис. 9) и началу вспарывания ЧЗ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя результаты выполненных нами исследований отметим, что современное напряженное состояние Алтае-Саянской горноскладчатой области формируется под воздействием ряда факторов, одним из которых является и механизм латерального субмеридионального давления, вызванного движением Индийской плиты. Однако наши расчеты показывают, что влияние этого воздействия составляют не более $5\text{--}10\%$ от напряжений, вызываемых другими факторами. В силу большой длительности этого воздействия (первые млн. лет – десятки млн. лет) оно формирует структуру горноскладчатой области (простираются: хребтов, осей геосинклиналей и синкли-налей, 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_t в горных областях и пониженного в котловинах (рис. 33. б) отвечает линейному масштабу в $500\text{--}700$ км и $50\text{--}100$ 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 условиями латерального нагружения со стороны сопредельных областей, которое в том числе отражает процесс давления на Евразийскую плиту Индостана. Этот вывод подтверждается и совместной интерпретацией параметров сейсмо-тектонических деформаций и движений поверх-

ности, сделанной на основе идей К.И. Кузнецовой [Кузнецова и др., 1995].

Следует заметить, 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 присутствии флюида в трещинно-поровом пространстве уже начиная с глубин в первые километры [Ребецкий, 2008]. Во внутриплитовых орогенах, где существует высокая дифференцированность вертикальных движений (подъем в хребтах и опускание в межгорных впадинах) и развиты процессы эрозии поверхности, породы, накопившие на относительно больших глубинах дополнительные напряжения бокового сжатия и выведенные в последствии ближе к поверхности, в процессе разгрузки могут создавать напряженное состояние горизонтального сжатия. Существование остаточных напряжений в горных породах земной коры подтверждается многими фактами [Айтматов, 1981; Пономарев, 2008; Марков, 1987], 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.

ЛИТЕРАТУРА

- Айтматов И.Т.* Концепция о естественном напряженно-деформированном состоянии породных массивов в мобильных горно-складчатых областях // Напряженное состояние и удароопасность массивов горных пород рудных месторождений Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1983. С. 3-31.
- Арефьев С.С., Антекман 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.
- Аржанников С.Г.* Основные активные разломы, кинематика и сильные палеоземлетрясения Восточной части Алтае-Саянской горной области // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 26–29 августа 2003 г. 2003. Новосибирск: Изд. СО РАН филиал «Гео». С. 241–248.
- Аржанников С.Г., Аржанников А.В.* Позднекайнозойские сейсмогенные деформации на Юго-Западе Сибирской платформы // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII международной конференции, Воронеж, 18–23 сентября 2006 г. 2006. Воронеж: Изд. Воронежского Гос. Унив. С. 43–48.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 454 с.
- Баталева Е.А., Баталева В.Ю., Рыбин А.К., Сафронов И.В.* Глубинная геоэлектрическая модель рамповой структуры Чуйской впадины Горного Алтая по данным магнитотеллурического зондирования // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XI тектонического совещания. 2007. М.: Геос. Т. 1. С. 67–70.
- Благовидова Т.Я., Жалковский Н.Д., Мучная В.И. и др.* Сейсмичность Алтае-Саянской области по инструментальным данным // Геология и геофизика. 1986. № 1. С. 140–147.
- Гольдин С.В.* Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.
- Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др.* Чуйское землетрясение 2003 года (M=7.5) // Вестник отделения наук о Земле РАН» 2003. № 1 (21). http://www.scgis.ru/russian/cpl251/h_dgggms/1-2003/screp-7.pdf.
- Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г.* Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады РАН. 2005. Т. 405, № 6. С. 804–809.
- Гольдин С.В., Кучай О.А.* Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизинно-блочной системы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692–723.
- Гуценко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука. 1979. С 7–25.
- Гуценко О.И.* Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399–402.
- Дельво Д., Высоцкий Е.М., Клеркс Ж.И., др.* Свидетельства активной тектоники Телецкого озера (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1995а. Т. 36, № 10. С. 109–122.
- Дельво Д., Тениссен Т., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А.* Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995б. Т. 36, № 10. С. 31–38.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В.* Пространственно-временной анализ сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая Мезомеханика. 2005. Т. 8, № 1. С. 49–64.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Ярыгина М.А., Рудков А.Д.* Сейсмические активизации Алтае-Саянской горной области // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Материалы международной конференции 12–16 сентября 2005 г. Академгородок. Новосиб.: Изд. СО РАН. 2005. С. 283–299.
- Жалковский Н.Д., Чернов Г.А., Мучная В.И.* Сейсмическое районирование территории Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области». 1978. Новосиб.: Наука, СО РАН. С. 79–90.
- 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, № 10. С. 20–30.

- Зеленков П.Я.* Сейсмогенные деформации земной поверхности Западного Саяна // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. 1978. Новосибир.: Наука СО РАН. С. 28–42.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Мельников А.И.* Архитектоника Алтайского региона и ее потенциальная сейсмическая опасность // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII международной конференции, Воронеж, 18–23 сентября 2006 г. 2006. Воронеж: Изд. Воронежского Гос. Унив. С. 220–223.
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. 1975. М.: Наука. 174 с.
- Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А.* Деформации земной коры и верхней мантии: проблема взаимообусловленности (Алтае-Саянская область) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 41–49.
- Кузнецова К.И., Багманова Н.Х., Матасова Л.М., Михайлова Р.С., Муралиев А.М., Сейдузова С.С., Соболева О.В.* Совокупность сейсмологических параметров и современные тектонические движения в альпийском складчатом поясе. Часть I // Физика Земли. 1995. № 10. С. 26–40.
- Кармалеева Р.М.* Геодеформационный мониторинг, как метод изучения временных изменений геологической среды // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Материалы международной геологической конференции, г.Казань, 13–16 ноября 2007 г. Казань: Изд. Казан. Гос. Унив. 2007. С. 55–59.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–112.
- Кузьмин Ю.О.* Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов // Геологическое изучение и использование недр. М.: Геоинформмарк. 1996. Вып. 4. С. 43–53.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и оценка геодинамического риска при недропользовании. М.: Изд. АЭН. 1999. 220 с.
- 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. Новосибир.: Изд. СО РАН. 2005. С. 313–319.
- Лукина Н.В.* Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 71–74.
- Мазуров Б.Т.* Интепретация повторных геодезических наблюдений в Горном Алтае // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Труды научной конференции с участием иностранных ученых, Академгородок, Новосибирск, 10–13 октября 2005 г. Новосибир.: Изд. ИГД СО РАН. 2006. С. 284–288.
- Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. Ленинград. Отд. 1977. С. 211.
- Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии): Учебник. 1996. М.: Изд. МГУ. 448 с.
- Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Лухнев А.В., Саньков В.А.* Разломные системы Центральной Азии: Напряженно-деформированное состояние и потенциальная опасность // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 26–29 августа 2003 г. 2003. Иркутск: Изд. СО РАН, филиал Гео. С. 102–106.
- Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817–820.
- Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. Новосибир.: Изд. СО РАН. 2004. 311 с.
- Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р.* Морфотектоника и сейсмология Алтая // Сейсмические исследования земной коры. Сборник докладов Международной конференции, посвященной 90-летию академика Н.Н. Пузырева, г. Новосибирск, Академгородок, 23–25 ноября 2004 г. Новосибир.: Изд. СО РАН. 2004. С. 232–237.
- 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. 1987. М.: Наука. С. 74–119.
- Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука. 2008. 378 с.
- Растворова В.А., Цибульчик И.Д.* Механизмы очагов землетрясений и морфоструктура Алтае-Саянской области // Изв.АН СССР. Физика Земли. 1983. № 9. С. 22–38.
- Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.

- Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 2. С. 237–241.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения, метаморфизм и модель очага землетрясений // Доклады РАН. 2005. Т. 400, № 3. С. 372–377.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: 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.* Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. В печати.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Доклады РАН. 2006. Т. 407, № 1. С. 106–109.
- Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука. 1965. С. 56–63.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Ушаков Е.А.* Геолого-геоморфологические проявления сильного землетрясения 27 сентября 2003 г. на Алтае // Геофизические исследования. 2005. Вып. 2. С. 93–115.
- Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. 2002. М.: Изд. ИФЗ РАН. 130 с.
- Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бакишев Ю.Б., Деябелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш.* Современная геодинамика Центральной Азии: деформации литосферы в связи с межплитными взаимодействиями и активностью подлитосферных мантийных аномалий // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всероссийского совещания, Иркутск, ИЗК СО РАН, 26–29 августа 2003 г. 2003. Новосибир.: Изд. СО РАН, филиал Гео. С. 161–165.
- Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М.* Скорости смещений по главным сдвигам Монголо-Сибирской подвижной области по данным спутниковой геодезии и повторные периоды землетрясений // Проблемы современной сейсмологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Материалы Всероссийского совещания с международным участием, 18–24 сентября 2007 г., ИЗК СО РАН, г. Иркутск. 2007. Иркутск: Т. 2. С. 133–134.
- Саньков В.А., Лухнев А.В., Радзименович Н.А., Мельникова В.И., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бурчевкая М.А., Кале Э., Девершер Ж., Бехтур Б., Амаржаргал Ш.* Современные деформации земной коры Западной Монголии по данным GPS геодезии и сейсмотектоники // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Сборник материалов международного симпозиума 30 октября–6 ноября 2005 г. Москва–Бишкек: 2006. Изд. НС РАН Бишкек. С. 108–113.
- Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г.* Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра. 1992. 223 с.
- Тимофеев В.Ю., Запирева Е.А., Ардюков Д.Г.* Мониторинг современных горизонтальных движений Алтая // Современные проблемы геодезии и оптики. Сборник материалов ЛШ международной научно-технической конференции СГГА. Часть III. 2003. Новосибир.: Изд. СГГА.
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Кале Э., Русбек Ф., Брюникс К.* Использование космических технологий (GPS) для изучения современных движений Горного Алтая // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Материалы международной конференции 12–16 сентября 2005 г. Академгородок. Новосибир.: Изд. СО РАН. 2005. С. 186–189.
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. 2002. М.: Геос. 224 с.
- Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. 1985. М.: Наука. 223 с.
- Цибульчик Г.М.* О годографах сейсмических волн и строении земной коры Алтае-Саянской области // Региональные геофизические исследования в Сибири. 1967. Новосибир.: Наука. С. 159–169.
- Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / под ред. А.Ф. Грачева.* М.: Пробел. 2000. 487 с.
- Чернов Г.А.* К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области. // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибир.: Наука. 1978. С. 6–27.
- Юдахин Ф.Н.* О некоторых общих чертах глубинного строения и геодинамики платформ и горно-складчатых областей // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных

- регионов. Сборник материалов Второго международного симпозиума 29 октября–3 ноября 2002 г. Бишкек: Изд. НС ОИВТ РАН. 2003. С. 47–68.
- Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмостектонических деформаций. 1990. М.: Наука. 191 с.
- Angelier J.* Tectonic analysis of fault slip data sets // *Geophys. Res.* 1984. N 89 B7. P. 5835–5848.
- Brace W.F.* Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes // *Tectonophys.* 1972. V. 14. P. 189–200.
- Byerlee J.D.* Frictional Characteristics of granite under high confining pressure // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72, N 14. P. 3639–3648.
- 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.
- 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. V. 89, NO B11. P. 9305–9320.
- Mogi K.* Deformation and fracture of rocks under confining pressure compression test on dry rock sample // *Bul. Earth. Res. In. Univ. Tokyo.* 1964. V. 42, Part. 3. P. 491–514.