

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.2.3

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ
СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ю.Л. Ребецкий, С.И. Кузиков*

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

** Научная станция РАН в г. Бишкек, 720042, Бишкек-49, Кыргызстан*

Данную работу следует рассматривать как продолжение работ М.В. Гзовского по развитию геологических (тектонифизических) критериев сейсмичности. Предлагается выполнять районирование разломов по характеру их напряженного состояния. Для этого полученные из результатов тектонифизической реконструкции данные о напряженном состоянии участков земной коры трансформируются в данные о параметрах нормальных и касательных напряжений на плоскостях разломов, отвечающих отдельным их участкам. Подобный подход требует помимо информации о простирании разломов иметь также данные об углах падения плоскости разлома. Сведения о напряжениях на разломе позволяют определить направление действия полного касательного напряжения и, следовательно, идентифицировать участок разлома по его кинематическому типу. В настоящей работе приложение предлагаемого подхода осуществлялось для разломов Северного Тянь-Шаня, а для восстановления параметров современного поля напряжений использовался каталог механизмов очагов землетрясений сейсмической сети КНЕТ НС РАН в г. Бишкек. Сама реконструкция напряжений осуществлялась ранее в других работах на основе метода катакластического анализа разрывных смещений, позволяющего определять не только параметры эллипсоида напряжений, но и соотношение между шаровой и девиаторной компонентами тензора напряжений. Этот тип данных дает возможность на диаграмме Мора получить положение точки, характеризующей напряженное состояние участка разлома, и, следовательно, понять, насколько близко к критическому состоянию (предел хрупкой прочности) находится данный участок. Районирование разломов Северного Тянь-Шаня позволило выявить участки разломов протяженностью до 25 км, находящиеся в предкритическом состоянии.

Современное напряженное состояние, сейсмическая опасность, тектонифизическое районирование, активные разломы, опасные разломы, величины напряжений, кулоновы напряжения.

ACTIVE FAULTS OF THE NORTHERN TIEN SHAN:
TECTONOPHYSICAL ZONING OF SEISMIC RISK

Yu.L. Rebetsky and S.I. Kuzikov

This study continues the work by Mikhail Gzovsky on geological (tectonophysical) criteria for seismic risk. It is suggested to perform seismic-risk zoning according to parameters of normal and shear stresses on fault planes converted from results of tectonophysical stress reconstructions. The approach requires the knowledge of both dip and strike of the respective fault segments. Slip geometry is estimated from stress tensor, assuming that it is directed along shear stress. The suggested approach is applied to faults in the northern Tien Shan, and the current stress parameters are reconstructed using source mechanisms of catalogued earthquakes recorded by the KNET seismological network of the RAS Science Station in Bishkek. Stress modeling is performed by the method of cataclastic analysis providing constraints on stress ellipsoids, as well as on relations between the spherical and deviatoric components of the stress tensor. Plotted on the Mohr diagram, the fault stress points allow estimating whether the respective fault segments are close to the critical state (brittle failure). The suggested seismic-risk zoning of faults in the northern Tien Shan reveals up to 25 km long hazardous fault segments.

Current stress, seismic risk, tectonophysical zoning, active fault, hazardous fault, Coulomb stress

ВВЕДЕНИЕ

Выявление участков активных разломов земной коры, способных генерировать землетрясения различной силы, является наиболее актуальной проблемой при оценке сейсмической опасности. Обеспечение нормальной эксплуатации и экологической безопасности транспортных систем, магистральных газо- и нефтепроводов, проходящих на своем протяжении множество локальных и региональных разломов, также требует понимания, какие участки разломов более, а какие менее опасны с позиции повышенной тектонической активности, проявляющейся в медленных движениях по разлому.

В настоящее время основными методами таких исследований являются *методы сеймотектоники и геодезии*, а также *сейсмические методы*. Два первых из указанных направлений собственными методами анализируют информацию, получаемую непосредственно с земной поверхности. Так, в рамках методов сеймотектоники для выделения опасных разломов используют районирование территорий по проявлениям сейсмической и тектонической активности (обвалы, оползни и т.д.), а также тренчинг разломов, позволяющий изучать землетрясения далекого прошлого. Результаты сеймотектонического анализа в большей степени дают качественную оценку степени опасности различных участков разломов, которая при использовании тренчинга подкрепляется количественно за счет данных об интенсивности палеоземлетрясений.

Методы геодезии (наземной и дистанционной) также доставляют нам сведения о тектонической активности разломов по данным наблюдений за земной поверхностью. При этом в отличие от методов сеймотектоники, анализирующих данные за длительный (неотектонический и более) период времени, геодезические методы имеют короткий период наблюдений, что позволяет выделять разломы, активные на современном этапе. Это, с одной стороны, сужает достоверность выделения полной информации об активных разломах, но, с другой, — позволяет больше доверять тому факту, что выделенные разломы опасны именно в настоящий период времени.

Преимущество сейсмических методов над методами сеймотектоники и геодезии базируется на том, что сейсмические события являются прямым инструментальным наблюдением о факте хрупкого разрушения в глубине земной коры. Используемые в сейсмическом анализе события, происходящие в относительно короткие времена наблюдений, имеют малые магнитуды в сравнении с землетрясением искомой максимальной прогнозной магнитуды. Поэтому для нахождения этой максимальной магнитуды события осуществляют построение графиков повторяемости, которые уточняются за счет привлечения данных об исторических и палеоземлетрясениях.

Следует отметить, что в последнее время практически забыт один из подходов по выделению активных разломов, который на самом деле был главным источником исследований 50—60 лет назад, когда данное научное направление начинало формироваться. Это тектонофизическое районирование активных разломов, начало которого было положено работами М.В. Гзовского и часто именовалось им как разработка *геологических критериев сейсмичности*. По определению М.В. Гзовского, «геологическими критериями сейсмичности определенной территории называются геологические признаки степени ее сейсмической опасности, которая характеризуется наиболее вероятной максимальной силой будущих сейсмических толчков и ожидаемой повторяемостью во времени» [Гзовский, 1975, с. 260]. Следует отметить, что в современной терминологии «геологические критерии» следует интерпретировать как *тектонофизические*. Далее мы будем использовать именно этот термин.

В работах М.В. Гзовского было показано, что современная тектоническая и сейсмическая активность свойственна местам: а) наибольшей структурной дифференцированности земной коры; б) высоких градиентов скоростей тектонических движений; в) наиболее дифференцированному рельефу тектонического происхождения; г) наибольшей интенсивности современного развития тектонических разрывов; д) молодой вулканической деятельности, свидетельствующей о наличии крупных молодых разрывов.

М.В. Гзовский предлагал развивать тектонофизические критерии сейсмичности, базируясь на: 1) выявлении максимумов касательных напряжений, действующих в земной коре; 2) выделении участков коры высокой скорости градиентов вертикальных движений для разных временных периодов наблюдений (неотектонические методы — миллионы лет, геоморфологические методы — тысячи и десятки тысяч лет, геодезические методы — десятилетия); 3) прогнозе направленности изменений деформационного режима и напряженного состояния; 4) тектонофизических методах оценки энергии готовящегося землетрясения и длительности действия предельных напряжений.

Говоря о тектонических напряжениях, М.В. Гзовский, в первую очередь, имел в виду получение данных о них на основе непосредственного изучения природного массива. В те годы шло интенсивное развитие тектонофизических методов оценки параметров напряжений по данным о разрывных смещениях, были созданы первые методы, позволяющие устанавливать ориентацию главных осей тензора напряжений (метод сопряженных пар сколов М.В. Гзовского), и задача получения величин напряжений, действующих в земной коре, рассматривалась как решаемая в перспективе.

В настоящей работе речь будет идти именно о развитии подхода М.В. Гзовского, который базируется на современных достижениях тектонофизики в области изучения природных напряжений и геомеханики в области изучения критических состояний, характеризующих хрупкое разрушение геосреды.

ПОДХОДЫ М.В. ГЗОВСКОГО К СЕЙСМИЧЕСКОМУ РАЙОНИРОВАНИЮ

М.В. Гзовский, обобщая результаты тех лет по районированию земной коры по степени ее сейсмической опасности, отмечал, что используемые геологические (тектонофизические) критерии сейсмичности иногда дают результат, противоречащий реальным сейсмическим данным. Так, он заметил, что в Альпах сейсмичность невысока, хотя здесь имеется отчетливая выраженность всех тектонических критериев. В противоположность Альпам для соседней Венгерской депрессии тектонические признаки говорят о более спокойной обстановке. Однако здесь известен ряд сильных землетрясений с 8-балльным проявлением на поверхности. Объяснение этому противоречию М.В. Гзовский нашел в геоморфологических данных, показавших, что в Альпах в течение четвертичного периода произошло замедление подъема гор. Это трактовалось им как понижение уровня девиаторных напряжений. В этой связи он отмечал крайнюю важность изучения движений «сегодняшнего дня» с использованием геодезических методов.

Другая парадоксальная ситуация отмечалась М.В. Гзовским [1975] для юга Средней Азии. В Гармской области сейсмичность выше, чем в коре Алайской долины и Заалайского хребта. При том как тектонические, так и геоморфологические особенности этих участков коры Гармскую область определяют как менее активную.

Также и северо-западная часть Большого Кавказа, согласно тектоническим и геоморфологическим критериям, должна быть наиболее сейсмически-активной. Согласно этим критериям, некоторые участки побережья (от Сухуми до Новороссийска) могут быть отнесены к 8-балльной зоне. Однако сейсмостатистика показывает, что эта область является наименее активной частью Кавказа, отнесенной к 6-балльной зоне.

М.В. Гзовский объяснял все эти «неудачи» районирования временной неравномерностью сейсмического процесса. Он полагал, что, поскольку тектонические и геоморфологические признаки опираются на оценки средних градиентов скорости движений земной коры за большие времена, они не дают возможность выявлять периоды замедления и ускорения этих движений.

Неравномерность тектонических движений отмечалась также и Г.А. Гамбурцевым [1955]. Он связывал повышение интенсивности сейсмического режима с периодами активизации сейсмических швов земной коры, разделяемыми длительными периодами спокойной обстановки. Такие сейсмические швы становятся стабильно активными при осреднении за времена в сотни, а иногда и тысячи лет.

Г.А. Гамбурцев [Гамбурцев, Белоусов, 1960] выдвинул гипотезу, что объем области максимума напряжений является основным фактором, определяющим силу землетрясений. Величина наибольших землетрясений в области максимума оказывает влияние на частоту землетрясений, поскольку длительность действия максимальных касательных напряжений до активизации разрыва прямо связана с величиной этих напряжений. Из этой гипотезы следует взаимосвязь размеров области высокого уровня потенциальной энергии упругих деформаций и протяженности сейсмически-опасного корового разрыва. При этом М.В. Гзовский отмечал, что всестороннее сжатие препятствует возникновению землетрясения, а геологические разрывы могут быть залеченными.

М.В. Гзовский [1975] под подготовкой крупного разрыва к возникновению сильного землетрясения понимал длительную стадию развития мелких разрывов, проявляющуюся в слабой сейсмичности. Само сильное землетрясение он рассматривал как возникновение быстрых смещений вдоль крупного разрыва в результате пульсирующего разрастания первоначально изолированных мелких разрывов. После того как разрыв полностью пересечет область повышенного уровня максимальных касательных напряжений, уровень потенциальной энергии упругих деформаций в данной области резко снижается.

Следует отметить, что М.В. Гзовский вслед за Х. Беньюффом [Benioff, 1951], К. Булленом [Bullen, 1955] и Е.Ф. Саваренским [1954] под очагом подразумевал не шов тектонического разрыва [Добровольский, 1991], а всю область, в которой вследствие активизации разрыва происходит изменение потенциальной энергии упругих деформаций. Определяя влияние областей активизации разрывов — очага землетрясения — на распределение напряжений, М.В. Гзовский также говорил о необходимости изучения механизмов формирования тектонических разрывов и их взаимосвязи с напряженным состоянием, действующим в земной коре. Подобная взаимосвязь определяет не только места появления разломов, но и характер напряжений на самих разломах.

Существует понимание, что современное напряженное состояние, ответственное за сейсмический процесс, происходящий в настоящее время, и напряженное состояние, в которое формировались разломы земной коры, могут различаться. Поэтому важно понять, какое сейчас напряженное состояние на

разломах, как оно соотносится с предельно допустимым уровнем, как соотносится современное напряженное состояние разломов с той кинематикой, которую дают ему геологи на основе анализа данных о смещениях, накапливавшихся за сотни тысяч и миллионы лет в прошлом.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МЕТОДОЛОГИИ ИЗУЧЕНИЯ ПРИРОДНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ

В шестидесятых годах прошлого века, когда М.В. Гзовский формулировал задачи тектонофизики в области оценки сейсмической опасности, существовало несколько источников данных о природных напряжениях. Это *in situ* методы, развиваемые в горном деле, методы полевой тектонофизики и сейсмологии, а также геоморфологии и геодезии. Из всех этих способов, пожалуй, только методы горного дела (тензометрия кернов, гидроразрыв скважин) можно относить к методам прямого измерения полных компонент тензора напряжений. Геоморфологические и геодезические методы к таковым не относятся, так как определяют скорости изменения рельефа земной поверхности и требуют установления взаимосвязи между градиентами движений и напряжениями. Полевые тектонофизические методы, как и сейсмологические, базировавшиеся на анализе только разрывных смещений соответственно по геологическим индикаторам (трещины и разрывы) и по сейсмологическим индикаторам (механизмы очагов землетрясений), в те годы позволяли говорить только об определении ориентации главных осей напряжений и не могли давать оценку самому уровню напряжений.

За прошедшие годы произошли кардинальные изменения как в методической части некоторых из упомянутых выше методов, так и в объеме накопленных геологических, геофизических и сейсмологических данных.

Существенные, революционные изменения произошли в геодезии после появления методов дистанционного зондирования земной поверхности — GPS-геодезии. В настоящее время наиболее надежными здесь являются данные о горизонтальных движениях, на порядок по точности превосходящие данные о вертикальных. Полученные в работах [Зубович и др., 2007; Тимофеев и др., 2009, 2013; Кузиков, Мухамедиев, 2010; Саньков и др., 2011] данные о горизонтальных движениях коры внутриконтинентальных горно-складчатых орогенов Средней и Центральной Азии по большей части интерпретируются в рамках различных тектонических концепций эволюции этих регионов. Но с позиции сформулированных М.В. Гзовским задач сейсмического районирования необходим переход от этих первичных данных горизонтальных движений на пунктах наблюдений к градиентам горизонтальных движений вдоль некоторых направлений — скоростям продольных деформаций. Методы триангуляционного расчета таких деформаций достаточно хорошо разработаны, и первые данные о таких латеральных деформациях поверхности уже получены [Тычков и др., 2008; Саньков и др., 2011]. Установлено, что в тектонически-активных континентальных областях скорости латеральных деформаций и на базах в сотни километров составляют $n \cdot 10^{-8}$ — $n \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. При уменьшении базы наблюдений и масштаба усреднения деформаций скорости деформаций возрастают [Кузьмин, 2004; Кармалева, 2012]. На длинах линий в десятки километров — сотни метров имеет место увеличение скорости деформаций на 3—4 порядка, деформации концентрируются в окрестности зон крупных разломов.

За прошедшие годы накоплен громадный объем данных горного дела о параметрах напряженного состояния верхних горизонтов коры (до глубин 3 км), которые были обобщены в ряде работ [Herget, 1973; Brown, Hoek, 1978; Brady, Bzown, 2004; Potvin et al., 2007; Зубков и др., 2010], что позволило установить некоторые важнейшие закономерности напряженного состояния. В середине прошлого века в основном отмечалось наличие большого числа замеров с данными об аномально высоком уровне сжимающих напряжений в горизонтальном направлении, не только превышающем стандартный уровень бокового отпора, по А.Н. Диннику [1926], но и часто превосходящим уровень вертикальных сжимающих напряжений (литостатическое давление). В настоящее время установлено: 1) вертикальные напряжения при имеющемся разбросе значений в каждом конкретном районе приближаются по величине к весу столба породы на данной глубине — литостатическому давлению; 2) в районах, где длительное время имеют место восходящие движения (горные поднятия, платформы и даже щиты), большая часть замеров дает превышения уровня напряжений горизонтального сжатия над вертикальным; 3) в районах, где длительное время имеют место нисходящие движения (крупные межгорные впадины, передовые прогибы), большая часть замеров дает напряженное состояние, близкое к стандартному, по А.Н. Диннику [1926], где максимальное сжатие субвертикально; 4) максимальный разброс значений горизонтальных сжимающих напряжений наблюдается вблизи поверхности (от значений 0.3 от литостатического давления до многократно превышающего литостатику), а с увеличением глубины этот разброс значений уменьшается (максимальное сжатие на глубине около 3 км — 0.8—1.1 от литостатики); 5) ориентация осей главных напряжений в отдельных участках крайне неустойчивая, что не позволяет выделять преимущественное направление сжимающих усилий, когда в породах имеет место аномально высокий уровень напряжений горизонтального сжатия.

Если методические аспекты получения данных о природных напряжениях в рамках горного дела за прошедшие годы не изменились, то методы тектонофизического изучения напряжений горных массивов в их естественном состоянии претерпели существенное развитие. В шестидесятые годы прошлого века фактически был один метод сопряженных пар сколов М.В. Гзовского [1975], позволявший находить только ориентацию осей главных напряжений. Сейчас в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН разработан метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА), в котором в рамках единой концепции, опирающейся на энергетические принципы теории пластичности, определяют параметры тензоров тектонических напряжений и приращений трещинных деформаций.

В рамках МКА реконструкция компонентов тензоров напряжений, приращений квазипластических деформаций и оценка механических свойств (включая параметры прочности) осуществляется в четыре этапа. На первом этапе выполняется независимый, но параллельный расчет ориентации трех главных осей и значение коэффициента Лоде—Надаи для тензоров напряжений и приращений сейсмо-тектонических деформаций [Ребецкий, 2001]. Алгоритм этого этапа использует фундаментальные энергетические положения механики. На втором этапе реконструкции определяются относительные значения эффективного всестороннего давления и модуля максимального касательного напряжения, оставшиеся неизвестными после первого этапа [Ребецкий, 2003]. На этой стадии используются результаты экспериментов над образцами [Byerlee, 1968], показавшие, что в трещиноватой среде существует диапазон ориентации ранее возникших и частично залеченных разрывов, которые могут активизироваться, если касательные напряжения, действующие на их поверхности, превысят сопротивление поверхностного трения. На третьем этапе МКА осуществляется оценка величины эффективной прочности сцепления массива с масштабом осреднения, соответствующей масштабу реконструируемых напряжений [Ребецкий, 2009а,в]. Для этого в качестве дополнительных данных используются значения сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных землетрясений для исследуемого сейсмоактивного района. На четвертом этапе реконструкции выполняется оценка величины тектонического и порового давления флюида, разность которых определяет известные из предыдущего этапа значения эффективного давления. Для этого используется гипотеза о близости вертикальных напряжений весу столба горных пород [Sibson, 1974] либо ее уточнение, опирающееся на уравнение сохранения импульса сил в вертикальном направлении, записанном в приближении толстых плит [Ребецкий, 2007а].

Таким образом, МКА, в случае его реализации в полном объеме, дает возможность получать данные о полном тензоре напряжений и величине флюидного давления, что и позволяет с совершенно новых позиций подходить к проблеме выделения активных разломов земной коры и вопросам развития тектонофизических принципов районирования уровня сейсмической опасности.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Данные о природном напряженном состоянии, полученные МКА для коры Северного Тянь-Шаня (рис. 1) в самые последние годы в сотрудничестве лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН и НС РАН в г. Бишкек, будут далее использованы как источник практического приложения создаваемых тектонофизических подходов по районированию активных разломов. Карта активных разломов Северного Тянь-Шаня представлена на рис. 2. На этой территории было выделено и оцифровано 102 разлома. Каждый из разломов имел множество спрямленных участков, задаваемых в специальном файле координатами точек начала и конца. В основном протяженность отдельных спрямленных участков составляла первые километры (0.01—0.02 град.) и редко 10—15 км. Важной особенностью карты разломов является изменение их простираения, проявляющееся как на базах протяженностью десятки километров, так и первые километры. Первая закономерность обусловлена сменой простираения хребтов и впадин, а вторая связана с неровностью горного рельефа в местах выхода разломов на поверхность, что приводит к появлению низкочастотной волнистости их простираения. Чтобы убрать погрешности в определении истинного простираения разломов, вызванные второй составляющей, азимуты простираения разломов усреднялись на длинах 10 км.

Следует заметить, что цифровые данные об азимутах простираения участков изучаемых разломов являются необходимым, но недостаточным условием для проведения тектонофизического анализа их состояния, который предполагает «посадку» напряженного состояния, полученного для трехмерных объемов земной коры, на поверхность (плоскость) разломов. Возможность расчета напряжений, действующих на наклонных поверхностях разломов, появляется тогда, когда кроме направления простираения разломов известны также и направления их погружения, подкрепленные значениями соответствующих углов. С этой целью были выполнены дополнительные исследования, опирающиеся на методы геоморфологического анализа геологических карт и полевых геологических наблюдений. По результатам этих исследований разным длинам участков разломов присваивались постоянные значения углов падения (рис. 3).

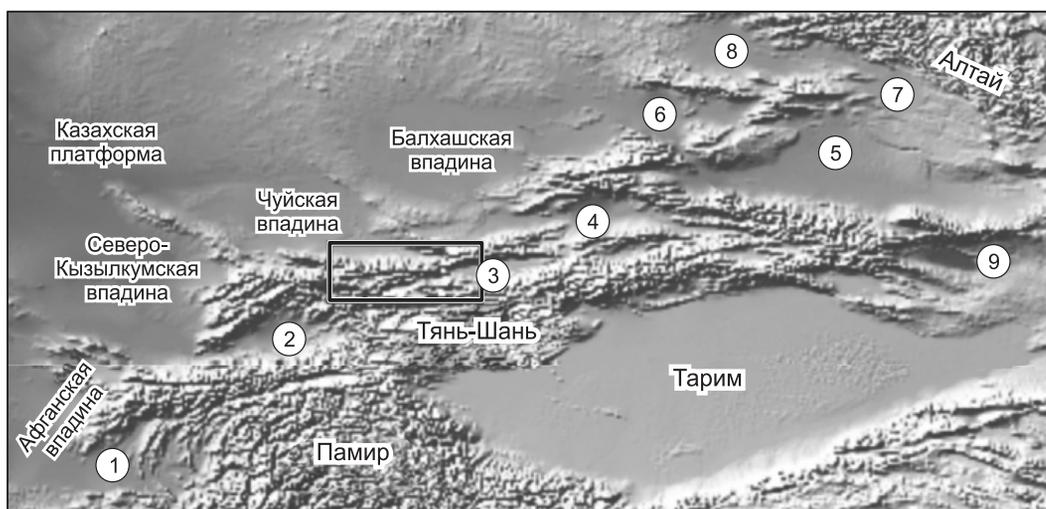


Рис. 1. Топография и крупные тектонические объекты Центральной Азии.

Межгорные впадины и прогибы: 1 — Таджикская, 2 — Ферганская, 3 — Иссык-Кульская, 4 — Илийская, 5 — Джунгарская, 6 — Алакульская, 7, 8 — Зайсанская, 9 — Турфанская. Прямоугольником выделен район исследований — Северный Тянь-Шань.

При составлении данной карты поэтапно был преодолен ряд проблем. Во-первых, для исследуемой нами территории, как впрочем, и для подавляющего большинства других районов, отсутствуют устоявшиеся схемы (карты) тектонических нарушений приемлемого масштаба, которые можно было взять за основу. Сводные геологические и тектонические карты (1:500 000 и мельче) в значительной мере устарели и далеко не всегда согласуются с более крупномасштабными картами для территории исследования. Таким образом, одной из основных задач является корректное пространственное нанесение непрерывных линий основных разрывных нарушений для данного масштаба в плане. В качестве

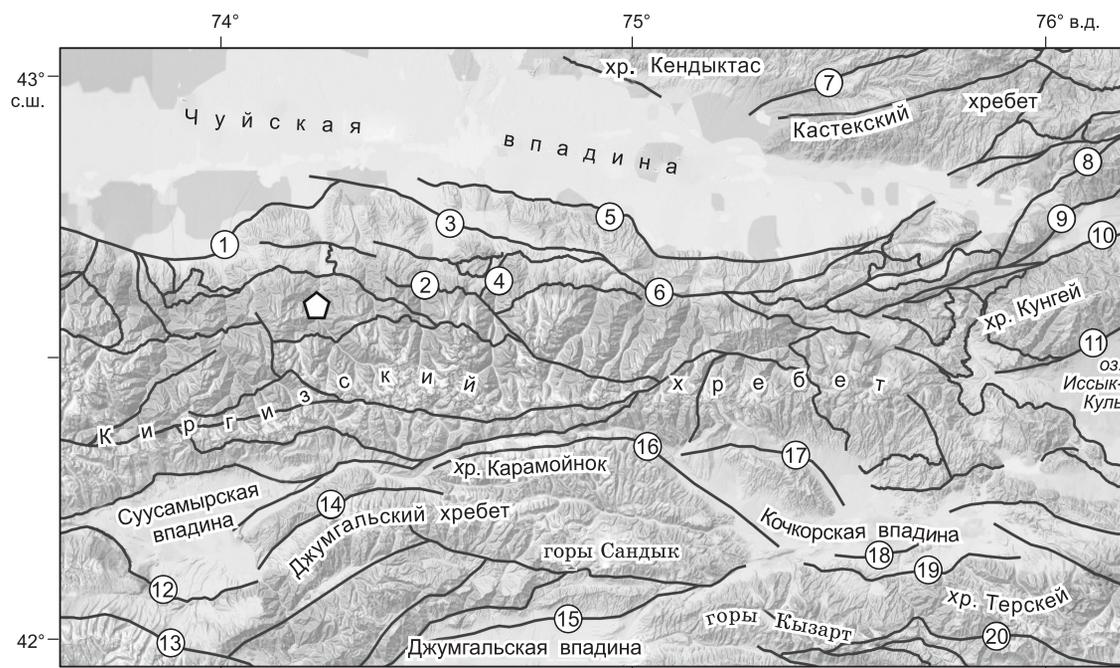


Рис. 2. Карта активных разломов Северного Тянь-Шаня.

Разломы: 1 — Аксуйский, 2 — Чонкурчакский, 3 — Байтикский, 4 — Аламединский, 5 — Иссыкатынский, 6 — Шамсинский, 7 — Каракунзский, 8 — Заилийский, 9 — Северо-Кеминский, 10 — Южно-Кеминский, 11 — Тогуз-Булакский (Северо-Иссыккульский), 12 — Араминский, 13 — Кызылойский, 14 — Каракульский, 15 — Улунбулакский (Узунбулак-Ойкаинская зона), 16 — Каракольский, 17 — Ортокский, 18 — Акчопский, 19 — Южно-Кочкорский, 20 — Каракурджурский. Пятиугольник — эпицентральная область Беловодских землетрясений 1865 и 1986 годов.

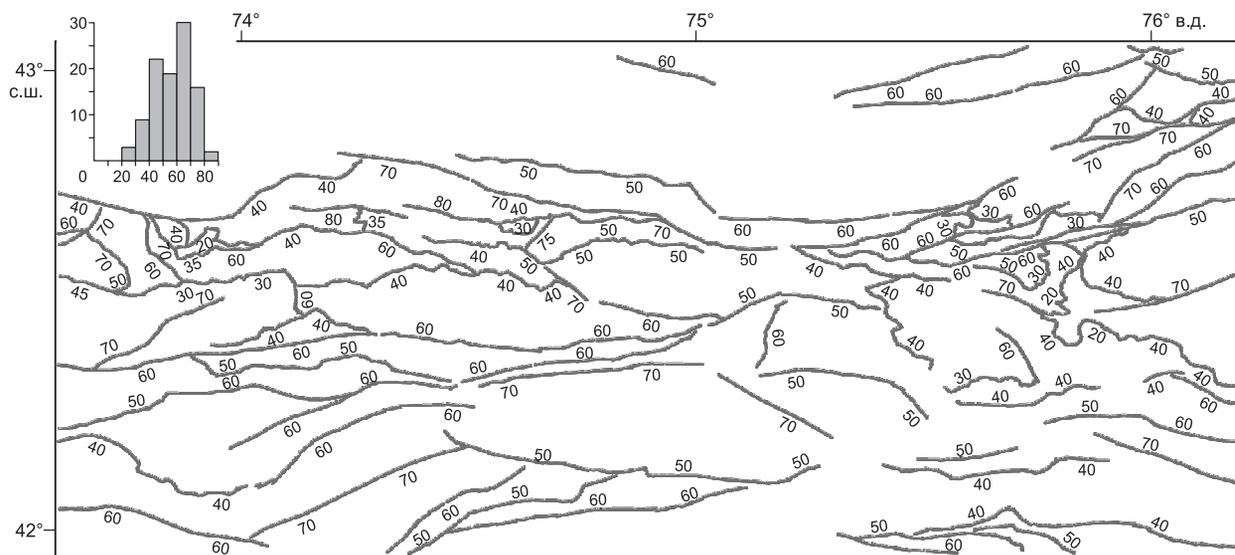


Рис. 3. Карта разломов Северного Тянь-Шаня (обобщение выполнено С.И. Кузиковым, см. текст) с указанием углов (град.) погружения разломов от горизонта.

Углы падения поставлены в сторону «висячего» крыла разлома и показывают направление его погружения. Вверху слева приведена диаграмма распределения числа участков разломов (по вертикали) с разными углами погружения (по горизонтали). Данные об углах падения приведены впервые.

ограничений для картирования всего разлома от начала до конца могут выступать природная фрагментарная их обнаженность и дискретность полевых наблюдений. Такие факторы могут приводить к искусственному объединению различных близлежащих однонаправленных разломов и расчленению на сегменты одной протяженной зоны разрыва земной коры.

Кроме этого, для целей наших исследований интерес представляют не все разломы, а только активные на современном этапе. Это условие является не менее проблематичным препятствием, чем пространственное обозначение разрывных нарушений. Дело в том, что изданных вариантов карт и схем активных разломов еще меньше, чем дизъюнктивных нарушений вообще. Кроме того, понятия «активность» и «временной интервал проявлений» во многих случаях различными авторами понимаются неоднозначно.

Не меньшей проблемой является и приращение плоскости разлома направления ее падения и усредненного угла падения, так как далеко не всегда даже на картах государственной геологической съемки м-ба 1:50 000 все разрывные нарушения имеют количественную характеристику угла падения. На более мелких масштабах количественные данные для разломов являются редкостью. В лучшем случае присутствуют лишь направления падения плоскости с качественными параметрами типа надвиг, взброс, сброс, сдвиг. Но в основной своей массе картографические материалы содержат только информацию о пространственном положении линии разрывного нарушения без направлений и величин погружения.

Не столь критичным является отсутствие единого реестра устоявшихся названий разрывных нарушений для данной территории. Но иногда подобные разночтения не позволяют собрать связанные наборы данных из различных текстовых и графических источников.

Конечно, только небольшая часть информации (см. рис. 2, 3) отражает личные наблюдения авторов, основной объем данных является компиляцией преимущественно картографического материала и в меньшей степени текстового. При этом было проанализировано более 60 листов геологических и тектонических карт различного масштаба по территории Киргизии и южных приграничных районов Казахстана. В качестве мелкомасштабного материала были использованы карта активных разломов (позднеплейстоцен-голоценовых) разломов Памиро-Тяньшаньской области [Современная геодинамика..., 2005] и тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик [Тектоническая карта..., 1975]. В пределах территории исследования проработаны изданные карты полумиллионного масштаба [Геологическая карта..., 1982; Тектоническая карта..., 1988; Новейшая тектоника..., 1988; Геологическая карта..., 2008].

Для выбранной нами территории проанализировано 8 листов м-ба 1:200 000 изданной геологической карты СССР Северо-Тяньшаньской серии следующих авторов: В.А. Грищенко, В.Л. Турбина, 1964; В.Н. Охотников, Е.Г. Новиков, 1962; Н.М. Чабдаров и др., 1967; В.С. Буртман и др., 1958; К.Д. По-

мазков, В.Г. Буров, 1958; И.Л. Захаров, В.М. Захарова, 1958; К.Д. Помазков, 1962; А.Г. Ласовский, Л.Н. Мозолев, 1961 [Геологическая карта..., 1960—1973]. Также нами были использованы несколько более поздние варианты неизданных геологических карт м-ба 1:200 000 К-43-IX и К-43-XV, составленные Ю.В. Жуковым в 1975 г. Другой более поздний вариант геологической карты для центральной части этих двух листов двухсоттысячного масштаба был представлен в электронном виде в 2004 г. [Geological map..., 2004].

Для горного обрамления восточного замыкания Чуйской впадины использован рабочий (неопубликованный) вариант структурно-формационной карты м-ба 1:100 000 (Ефремов И.В. и др., 1989). Помимо этого подлежали анализу неизданные (единичные экземпляры из фондов геологической службы Киргизии) геологические и гидрогеологические карты м-ба 1:50 000 следующих авторов: Бондарь В.Г. и др., 1999; Бондарь Н.И. и др., 1967; Галанин В.В. и др., 1982; Захаров И.Л. и др., 1956, 1981; Левченко В.Ф. и др., 1965; Морозов В.П. и др., 1993; Рубцов В.И. и др., 1988; Семенов Б.В. и др., 1972, 1975, 1978; Христов С.Е. и др., 1986, 2000; Чернявская З.И. и др., 2001.

Интерес для обработки представляли только те разломы, которые нарушают сплошность кайнозойских образований (или структур) с палеогена по плейстоцен. Этот признак выступал в качестве критерия активности разлома в последний (продолжающийся) орогенический этап на Тянь-Шане. При пространственном расхождении позиционирования разлома преимущество отдавалось более молодым источникам и крупномасштабным планам, личным наблюдениям.

Углы падения разломов брались из разных геологических публикаций и отчетов, а также по результатам проведенных полевых геологических работ. При наличии нескольких количественных данных по углам падения разлома для его плоскости приписывалось среднее при небольших разбросах в значениях. Если на разных сегментах одного разлома зафиксированы данные с принципиальными различиями в углах падения ($> 30^\circ$), то разлом разбивался по простиранию на отдельные сегменты с соответствующими количественными характеристиками. При отсутствии количественных данных о полевых измерениях углов падения эти данные высчитывались приблизительно по сечению линией разлома горизонталей рельефа. В отдельных случаях, при отсутствии явного указания на сторону падения крутопадающей плоскости разлома, информация для разрывного нарушения была получена посредством анализа геологической и тектонической обстановки и по аналогии с прилегающими территориями. В сложившейся ситуации не избежать субъективных оценок, однако авторы стремились максимально минимизировать их влияние на итоговый результат.

Для углов падения разломов вводилась поправка на возможное изменение с глубиной (увеличение угла). Предполагалось, что эти результаты можно использовать совместно с данными о напряженном состоянии верхнего сейсмогенного слоя (глубины 0—10 км). Точность определения углов погружения невысокая, в пределах $10\text{—}20^\circ$. Однако этой точности для большинства разломов достаточно для устойчивой оценки их параметров напряженного состояния. Для анализа влияния точности определения углов погружения выполнены дополнительные расчеты параметров напряженного состояния, в которых угол погружения разломов изменялся на 10° в обе стороны по отношению к данным рис. 3. Вариации кулоновых напряжений как функция малых изменений угла погружения представлена в соответствующем разделе статьи.

Отдельно следует отметить, что карта (см. рис. 3) дает более детальное представление о строении разломов Северного Тянь-Шаня в сравнении с картой разломов Тянь-Шаня в версии А.В. Миколайчука, которая фигурировала в работе [Кальметьева и др., 2009], а также с картой Д. Дельво с соавторами [2001]. Далее сравниваются полученные нами результаты с картами о разломной тектонике из этих и других работ, где показаны не только направления погружения разрывов, но и тип сдвигов по простиранию.

Как видно из рис. 3, большая часть разломов, имеющих субширотное простирание, погружены на юг и север. Есть также несколько разломов субмеридионального простирания с падениями на восток и запад. На рис. 3 указаны направления падения разломов и значения углов погружения, которые изменяются от 20° до 80° (от горизонта) при максимуме вблизи $50\text{—}70^\circ$.

Обратим внимание, что большая часть разломов рис. 3 погружается под хребты (Суусамырская впадина, южные границы Чуйской впадины и др.). Однако существуют области, где эта тенденция сменяется обратной: южный склон хр. Кендыктас и северный склон Кастекского хребта. В центральной части Киргизского хребта, а также вблизи восточной оконечности Чуйской впадины существуют параллельно простиранию разломы противоположных падений (на север и юг соответственно). Такая ситуация при определенной ориентации осей главных напряжений говорит о возможности близкого сосуществования разломов разного кинематического типа.

Необходимо сделать важное замечание. В настоящей работе направления падения разломов определялись и по полевым геологическим данным, и по анализу топографических карт. Совместный анализ

топографических и тектонических карт позволяет по характеру изменения кривизны проекции выхода разлома на поверхность оценить направление его погружения.

ПРИРОДНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАЙОНИРОВАНИЯ РАЗЛОМОВ

Исходные сейсмологические данные. Реконструкция напряжений в коре Северного Тянь-Шаня выполнялась на основе каталога механизмов очагов землетрясений локальной сети KNET, расположенной в районе ИС РАН в г. Бишкек. Полученный за период наблюдения 1994—2012 гг. каталог фокальных механизмов включает в себя более 1056 сейсмических событий (рис. 4) с магнитудами от 1.16 до 5.40 [Сычева и др., 2003, 2005; Сычева, Кузиков, 2012].

При расчетах использованы механизмы очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 1.5 до 3.5, что отвечало региональному масштабу усреднения напряжений. Анализ плотности распределения и диапазона магнитуд очагов землетрясений (1056 событий) из каталога механизмов показал, что линейный масштаб осреднения реконструируемых напряжений может соответствовать 10—15 км. Поэтому реконструкция напряжений осуществлялась в узлах сетки $0.05 \times 0.05^\circ$ в латеральном направлении (около 5—6 км по долготе и широте). В настоящей работе мы используем результаты, ранее представленные в работах [Ребецкий, Сычева, 2008; Rebetsky et al., 2012]. Расчеты напряжений выполнялись для горизонтальных полос мощностью по глубине 10 км, середины которых находились на глубинах 5, 10, 15 и 20 км (т. е. полосы расчета напряжений пересекались по глубине). В наших исследованиях будут использованы данные о природных напряжениях только для самого верхнего корового слоя 0—10 км, для которого получены данные о параметрах напряжений для 286 доменов.

Ориентация осей главных напряжений. После первого этапа реконструкции напряжений на основе алгоритма МКА [Ребецкий, 1997, 2001, 2007а] получены данные об ориентации трех главных осей в виде трех углов Эйлера (для ортогональной тройки векторов) или в виде азимутов и углов погружения для каждой оси. На рис. 5, а, б показаны проекции осей главных напряжений максимального девиаторного растяжения и максимального сжатия. Также после первого этапа МКА выполняется оценка величины коэффициента Лоде—Надаи (μ_σ), определяющего вид эллипсоида напряжений. Следует сказать, что точность определения указанных параметров в областях устойчивого напряженного состояния составляет по осям главных напряжений 5—10° и $\mu_\sigma = 0.1—0.2$ соответственно. Для областей, где наблюдается большая вариабельность механизмов очагов землетрясений, ошибки в определении ориентации осей и μ_σ больше, чем указанные выше.

Результаты, представленные на рис. 5, ранее обсуждались в работах [Ребецкий, Сычева, 2008; Rebetsky et al., 2012]. Здесь мы не будем анализировать и интерпретировать полученное поле параметров напряженного состояния. Обратим только внимание на то, что после этого этапа реконструкции алгоритм МКА позволяет получать данные лишь о четырех из шести параметров тензора напряжений, которые фактически определяют параметры эллипсоида девиаторных напряжений с точностью до нор-

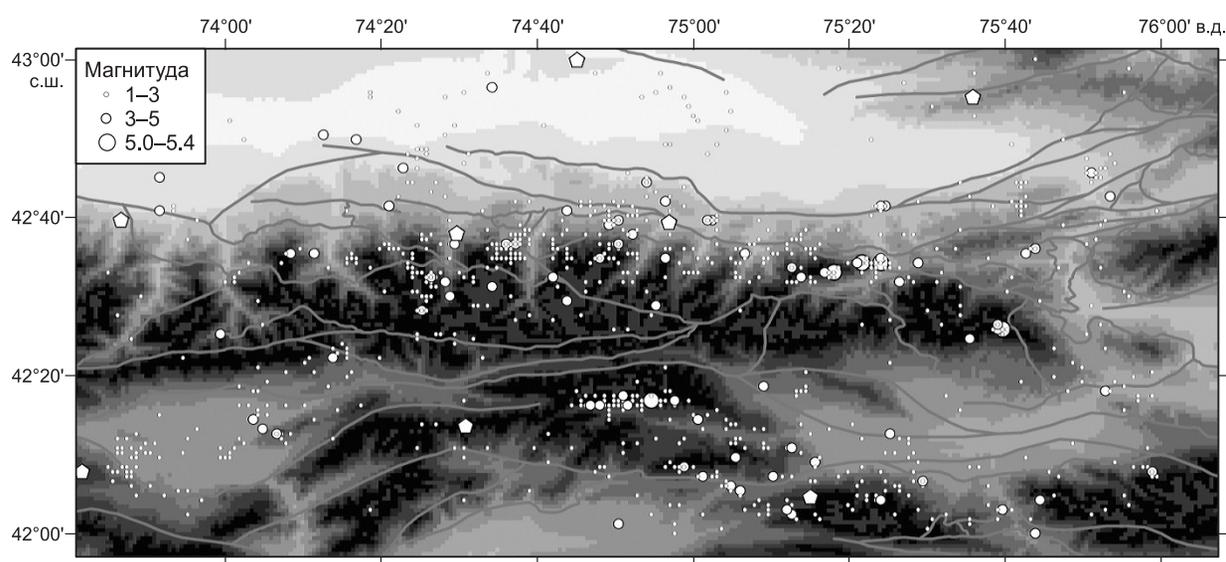


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений Северного Тянь-Шаня из каталога механизмов с магнитудами от 1.1 до 5.4 и расположением 10 станций сейсмической сети KNET (пятиугольники) и положением крупных региональных разломов.

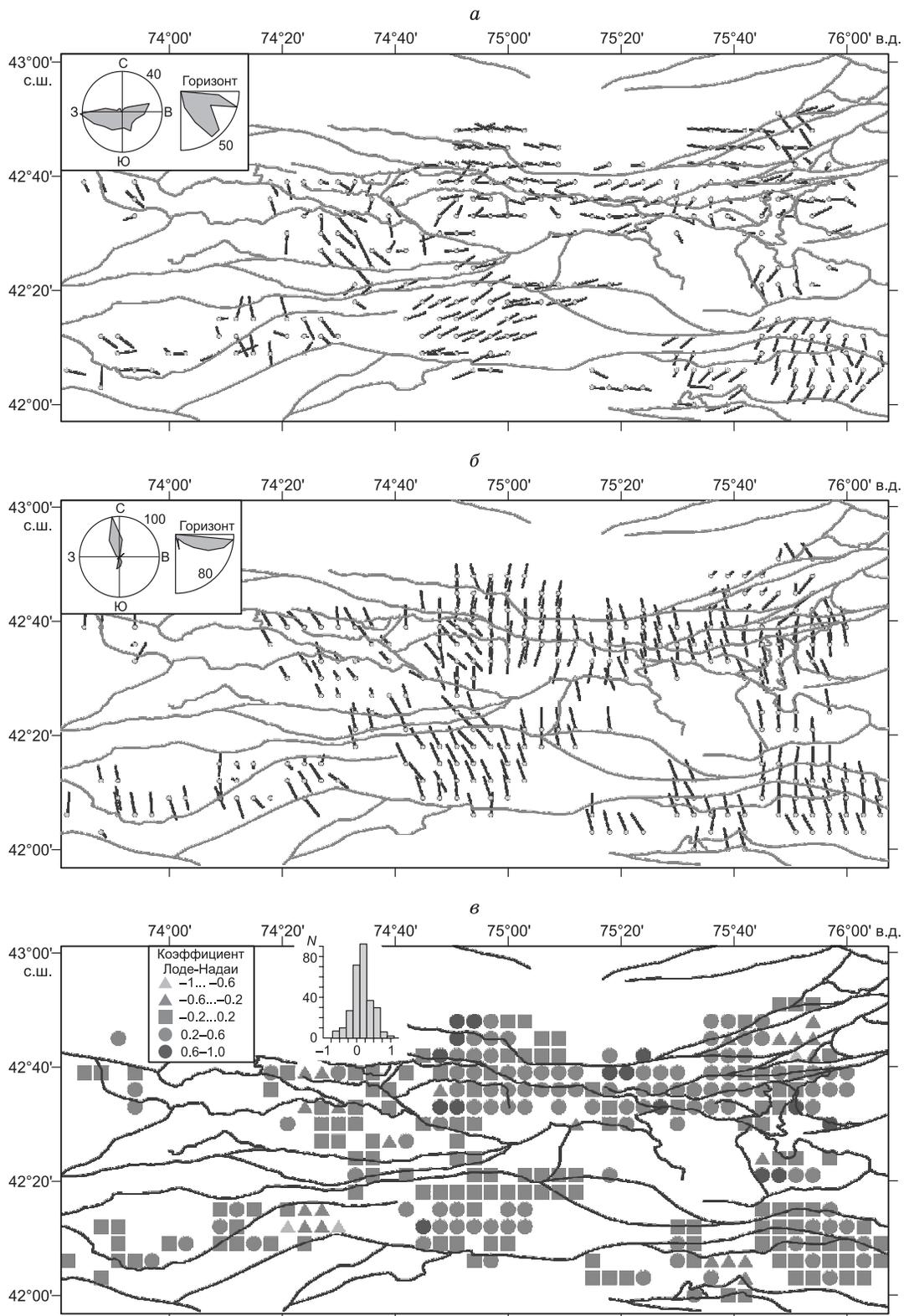


Рис. 5. Результаты первого этапа реконструкции напряжений по МКА коры Северного Тянь-Шаня для глубинного диапазона 0—10 км.

Проекция на горизонтальную плоскость осей погружения алгебраически минимального σ_1 (*a*) и максимального σ_3 (*б*) главных напряжений; величины коэффициента Лодe—Надаи (*в*). Вверху слева даны гистограммы распределения представительности полученных данных о напряженном состоянии в виде роза-диаграмм для простирания осей и их углов погружения (*a*, *б*), а также прямоугольная диаграмма значений коэффициента Лодe—Надаи (*в*). Пояснения см. в тексте.

мировки на величину максимальных касательных напряжений. Однако даже такие данные могут дать нам некоторую дополнительную информацию о разломах, если известно не только простирание разлома на поверхности, но и их углы падения (пусть даже и не очень точно). Используя полученные данные о трех углах Эйлера для трех главных осей тензора напряжений и указанные данные о разломе, мы можем рассчитать направления касательных напряжений, действующих на плоскости геологического разлома. Величины этих касательных напряжений зависят от неизвестного после первого этапа реконструкции значения максимальных касательных напряжений, а их направления не зависят от величины этого напряжения. Согласно гипотезе Р. Велласа и М. Ботта [Wallace, 1951; Bott, 1959], эти направления совпадают с относительным смещением бортов разрыва. Далее, согласно этой гипотезе, будет определяться кинематический тип участков разломов.

Конечно, подобные определения параметров напряжений вдоль плоскости разломов можно выполнять только тогда, когда геологический разлом проходит через домен земной коры с данными о напряжениях или когда такие домены находятся в непосредственной близости от него. В нашем расчете мы учитывали изменение координат разломов с глубиной (разлом продолжался на глубину 5 км в соответствии с его углом погружения), и брался ближайший к участку разлома узел с данными о напряжениях, если между ними расстояние не превышало 15 км (3 характерных расстояния между узлами сетки расчета).

Величины редуцированных напряжений. Как показано в работах [Ребецкий, 2005, 2007б], на основе данных о механизмах очагов землетрясений можно определить не только ориентацию осей главных напряжений, но и компоненты девиаторных напряжений, нормированные на неизвестную величину

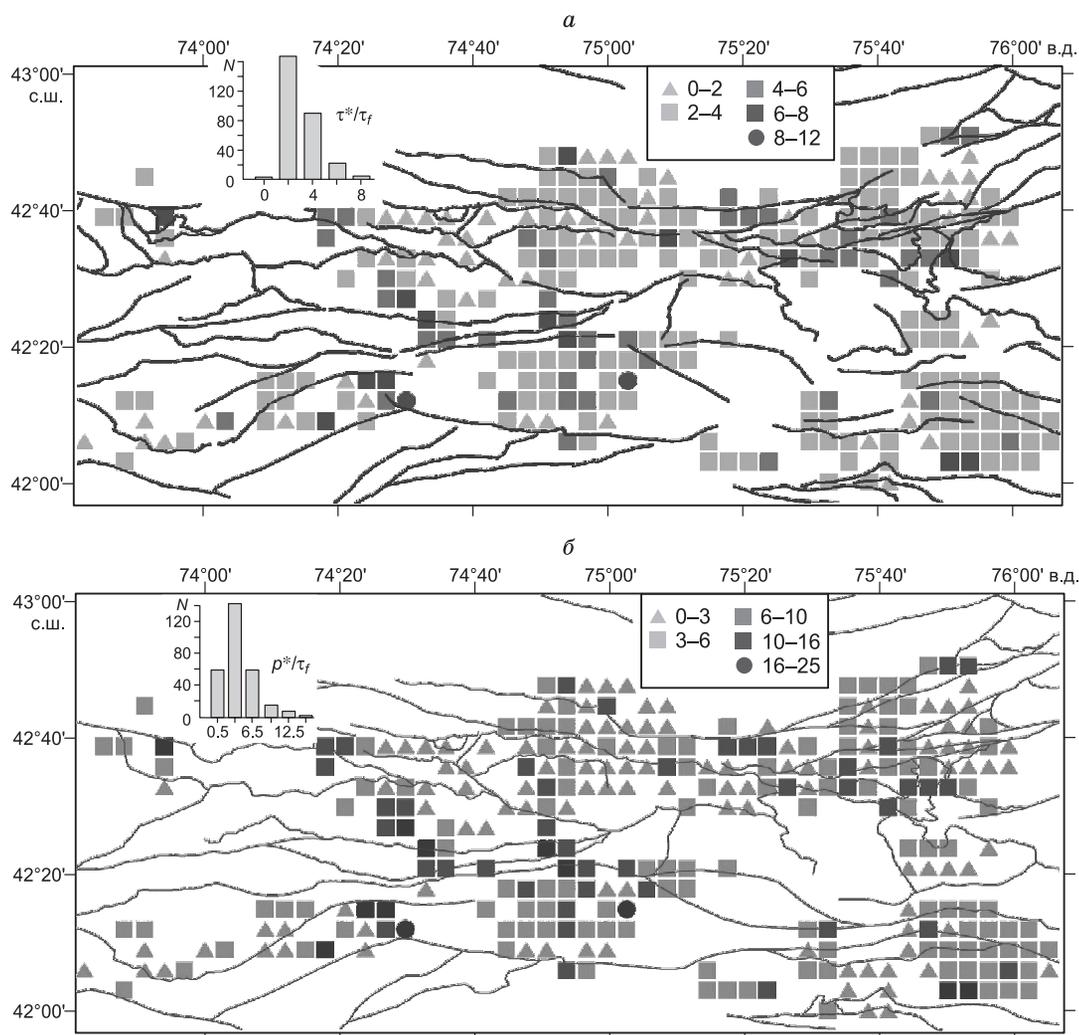


Рис. 6. Редуцированные значения максимального касательного τ/τ_f (а) и эффективного давления p^*/τ_f (б).

Вверху слева даны гистограммы распределения представительности полученных данных о напряженном состоянии. Пояснения см. в тексте.

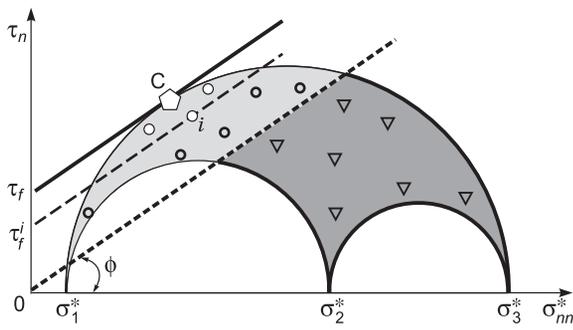


Рис. 7. Схема, иллюстрирующая возможности анализа напряженных состояний, действующих на участках разломов, на диаграмме Мора.

$\sigma_j^*, j = 1, 2, 3$ — эффективные главные напряжения с учетом влияния флюида, τ_f — прочность сцепления. По вертикали откладываются касательные напряжения (τ_n), по горизонтали — эффективное нормальное напряжение (σ_{nn}^*) (отрицательные значения откладываются направо), действующие на плоскости трещины — разлома. Область внутри большого круга Мора, отсекаемая малыми кругами Мора, — возможные напряженные состояния, в которых могут располагаться точки (кружки), отвечающие нор-

мальному и касательному напряжениям на участке разлома. Верхняя линия, касающаяся большого круга Мора, — максимальная хрупкая прочность породы (τ_f), нижняя жирная штриховая линия — минимальная прочность трещиноватой породы, обеспеченная только сухим трением, область, заключенная между этими линиями, — полоса критического состояния, здесь располагаются точки с положительными значениями кулоновых напряжений. Тонкая штриховая линия показывает промежуточную (между максимальной и минимальной) прочность породы τ_f^i в точке i диаграммы Мора. Пятиугольник, отмеченный точкой S , отвечает максимальному значению кулоновых напряжений. Угол наклона ϕ линий сухого трения и хрупкой прочности определяет коэффициент трения ($k_f = \tan \phi$). Правее и ниже линии минимального сопротивления сухого трения лежит область упругого поведения, здесь располагаются точки с отрицательными значениями кулоновых напряжений (маленькие треугольники). Другие пояснения см. в тексте.

ну прочности сцепления горных массивов τ_f — редуцированные напряжения. Этот алгоритм реализован в рамках второго этапа МКА. На рис. 6 показано распределение по латерали только редуцированного эффективного всестороннего давления ($p^* = p - p_f$ — давление с учетом влияния флюида p_f , по [Terzaghi, 1943]), но подобные данные имеются и для редуцированного максимального касательного напряжения, а также для редуцированных главных напряжений.

С большой вероятностью можно предположить, что усредненная в масштабе первых десятков километров прочность сцепления (τ_f) массивов для коры района, находящегося в одном региональном геодинамическом режиме, является константой. В этом случае редуцированные напряжения, полученные в разных узлах сетки расчета, можно сравнивать друг с другом, а значит, можно сопоставлять и редуцированные напряжения, действующие на плоскости разных участков разрыва. Таким образом, на рис. 6 можно выделять области повышенного и пониженного уровня напряжений.

Состояние разломов зависит от уровня напряжений в его окрестности, и эта связь осуществляется на основе морфологических данных о разломе. С одной стороны, уровень касательных напряжений τ_n , определяющих возможность сдвигания бортов разрыва, выше тогда, когда его плоскость ближе к плоскости максимальных касательных напряжений. Но, с другой, — касательные напряжения при сдвигании бортов должны преодолеть силы трения, величина которых зависит от уровня эффективных, по [Terzaghi, 1943], напряжений σ_{nn}^* , нормальных к разрыву, т. е. активизация разрывов зависит от соотношения нормальных и касательных напряжений на его плоскости.

О характеристике прочности разломов. Кулоновы напряжения ($\tau_c = \tau_n + k_f \sigma_n^*$ при $\sigma_n^* < 0$ и $k_f = 0.6$), с критическими значениями которых в геомеханике связывают прочность горных пород, как раз и включают в себя касательные напряжения и эффективные нормальные напряжения. На рис. 7 показана диаграмма Мора, иллюстрирующая возможности анализа близости напряженных состояний к критическим значениям. Напомним, что большие и малые круги Мора характеризуют напряженное состояние объема земной коры, определяемое эффективными главными напряжениями $\sigma_1^*, \sigma_2^*, \sigma_3^*$, и в пространстве между ними (серая заливка) могут располагать точки, определяющие эффективные нормальные и касательные напряжения на произвольно ориентированных плоскостях данного объема массива. Полоса разрушения (светло-серая заливка), заключенная между линиями хрупкой прочности и минимального сопротивления сухого трения, отвечает состояниям на разрывах, для которых возможна активизация (смещения бортов разрыва), если кулоновы напряжения τ_c достигнут уровня поверхностной прочности сцепления τ_f^i данного участка разлома (при $0 \leq \tau_f^i \leq \tau_f$).

Рассчитываемые для разломов кулоновы напряжения могут иметь как положительные, так и отрицательные значения. Положительные величины показывают, что точка, характеризующая напряженное состояние участка разлома на диаграмме Мора, расположена внутри области хрупкого разрушения, заключенной между линией предела хрупкой прочности и минимального сопротивления сухого трения (см. рис. 7). Чем ближе точка к линии хрупкой прочности (точка S), тем опаснее состояние исследуемого участка разлома (белые точки), тем выше уровень касательных напряжений, сбрасываемых при активизации разлома. Точки вблизи линии минимального сухого трения находятся в зоне минимально возможной активности участка разлома (незалитые точки). Отрицательные значения показывают, что

данная точка находится в упругой области, т. е. правее линии минимального сопротивления сухого трения (треугольники).

При районировании участков разломов, по данным о редуцированных кулоновых напряжениях τ_c/τ_f , они разделялись на три группы: 1) упругое состояние, когда касательные напряжения τ_n , действующие на плоскости разлома, ниже минимального сопротивления сухого трения ($\tau_c \leq 0$); 2) касательные напряжения больше минимального сопротивления сухого трения, но уровень кулоновых напряжений невысокий ($0 < \tau_c/\tau_f \leq 0.8$); 3) высокий уровень кулоновых напряжений $0.8 < \tau_c/\tau_f \leq 1$. Будем далее участки разломов, относящиеся к первой группе, именовать *неактивными* на современной стадии, ко второй — *активными*, а к третьей — *опасными*.

РАЙОНИРОВАНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Кинематический тип активных разломов. Рассматривая соотношение касательных напряжений, действующих на плоскости разрыва лежачего его крыла в направлении погружения (восстания) и простираения, можно выполнить районирование разломов по их кинематическому типу. Если касательные напряжения для лежачего крыла имеют в проекции в направлении падения (восстания) плоскости разрыва большие абсолютные значения, чем на вектор простираения, то кинематический тип — сброс (взброс) с соответствующей компонентой правого или левого сдвига. При определенном соотношении указанных проекций разлом может именоваться как взброс или сброс. Таким образом, под одним термином «взброс» объединялись разломы в виде пологих надвигов и разломы с большими углами погружения — взбросы.

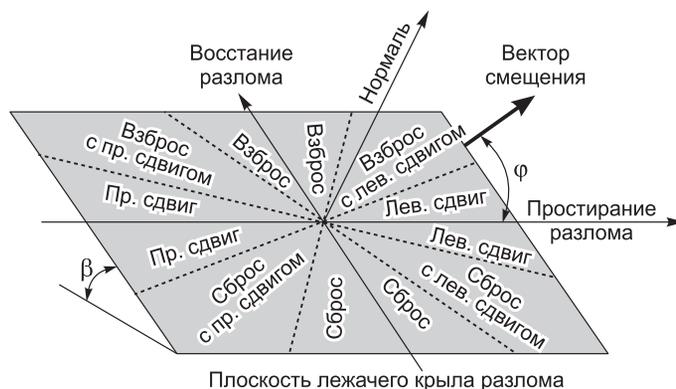
Если касательные напряжения имеют большие по величине проекции на вектор простираения разлома, то в зависимости от их направления кинематический тип разрыва будет левым или правым сдвигом с соответствующей взбросовой или сбросовой компонентой. При определенном соотношении указанных проекций разлом может именоваться как чистый сдвиг (правый или левый).

Заметим, что не для всех участков разломов выполнялось районирование с использованием данных о напряжениях. Это происходило тогда, когда вблизи участка разлома (расстояния более 15 км — масштаб усреднения напряжений) не было данных о напряжениях. В этом случае на всех рисунках, приведенных далее, разлом нарисован тонкой линией.

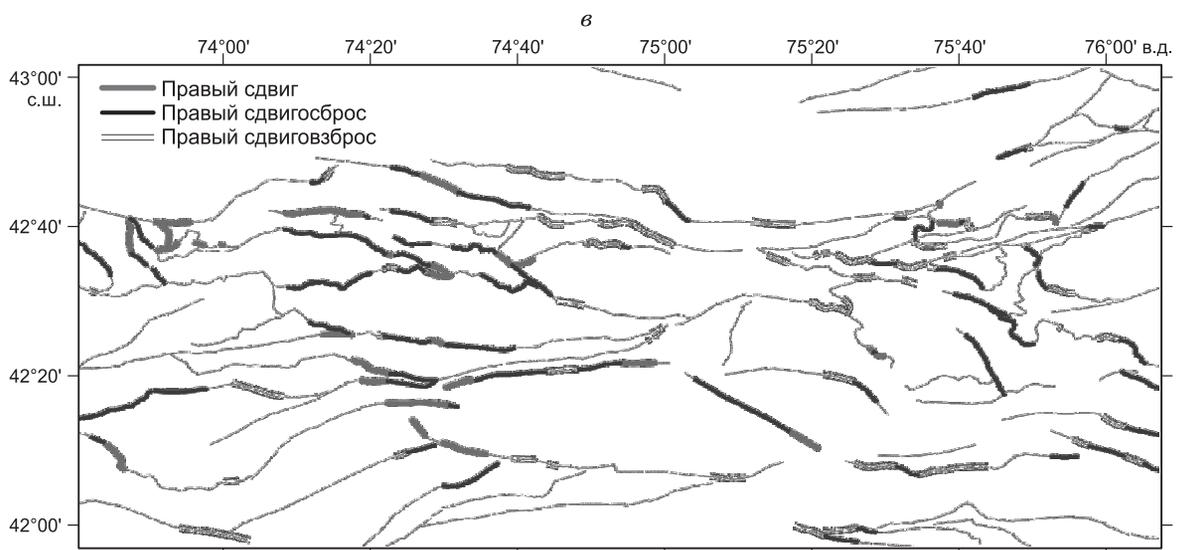
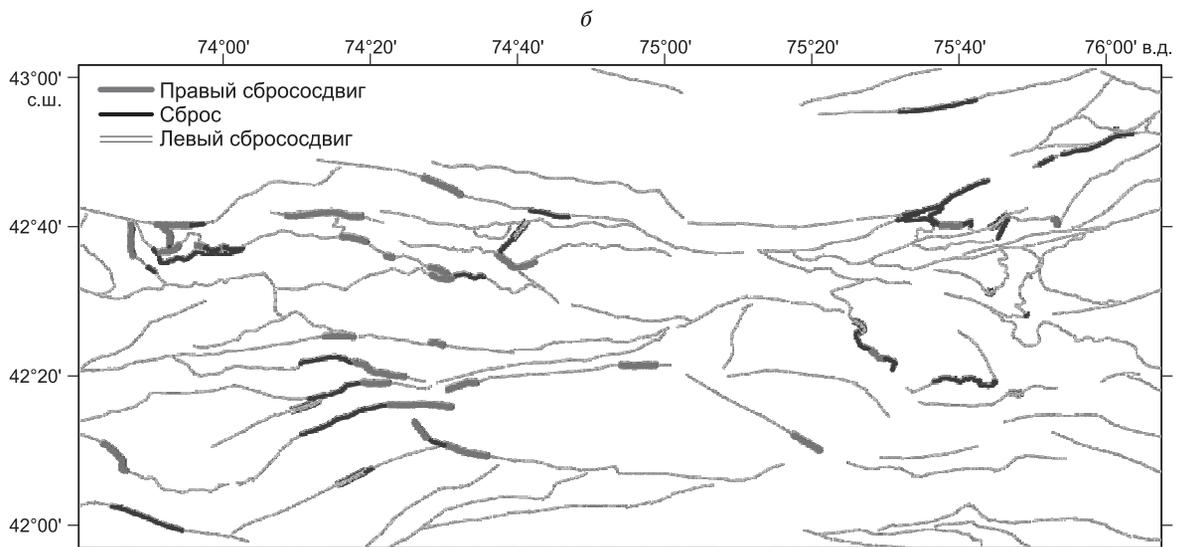
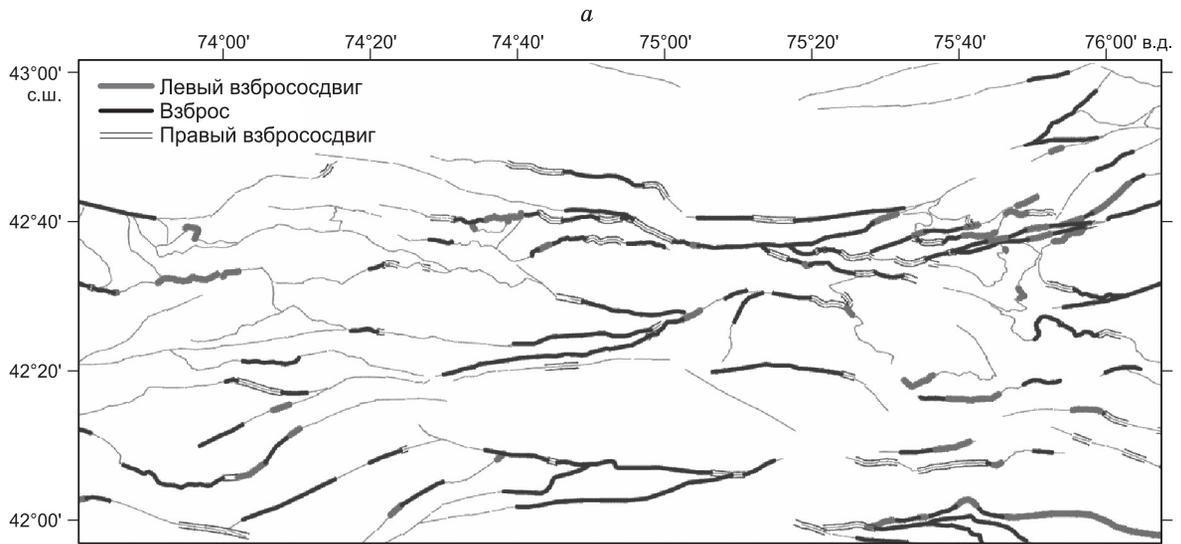
Районирование разломов по их кинематическому типу осуществлялось на основе значений угла φ между направлением вектора касательного напряжения на плоскости разлома и направлением простираения разлома (рис. 8). Участкам разломов, для которых угол φ находится в диапазонах $60\text{--}120^\circ$ и $-60\text{--}-120^\circ$, напряженное состояние отвечает соответственно кинематике типа взброс и сброс. Для φ в диапазонах $120\text{--}150^\circ$ и $-120\text{--}-150^\circ$ напряжения на разломе отвечают кинематике разлома типа взброс и сброс с правосдвиговой компонентой. Угол φ в диапазонах $30\text{--}60^\circ$ и $-30\text{--}-60^\circ$ соответствует взбросу и сбросу с левосдвиговой компонентой. Угол φ в диапазонах $-30\text{--}0^\circ$ и $0\text{--}30^\circ$, а также $150\text{--}180^\circ$ и $-150\text{--}-180^\circ$ определяет на разломе левый и правый сдвиг соответственно.

Данные о кинематике разломов позволили все участки разломов разделить на четыре группы: 1) разломы с преимущественно взбросовой компонентой смещения, имеющей также небольшую право- или левосдвиговую компоненту (рис. 9, а); 2) разломы с преимущественно сбросовой компонентой смещения, имеющей также небольшую право- или левосдвиговую компоненту (см. рис. 9, б); 3) разломы с преимущественно правосдвиговой компонентой смещения, имеющей также небольшую взбросовую или сбросовую компоненту (см. рис. 9, в); 4) разломы с преимущественно левосдвиговой компонентой смещения имеют также небольшую взбросовую или сбросовую компоненту (рис. 9, г). Понятно, что наличие разломов в виде взбросов будет происходить в районах, напряженное состояние которых отвечает геодинамическому типу горизонтального сжатия (см. рис. 5, а, б). Соответственно, разломы в

Рис. 8. Схема, отражающая взаимосвязь диапазона изменения угла φ (отсчитывается от вектора простираения при положительных значениях в направлении восстания), определяющего направление смещения вдоль плоскости разлома (β — угол погружения/восстания плоскости), с наименованием по секторам кинематического типа разлома.



Пояснения см. в тексте.



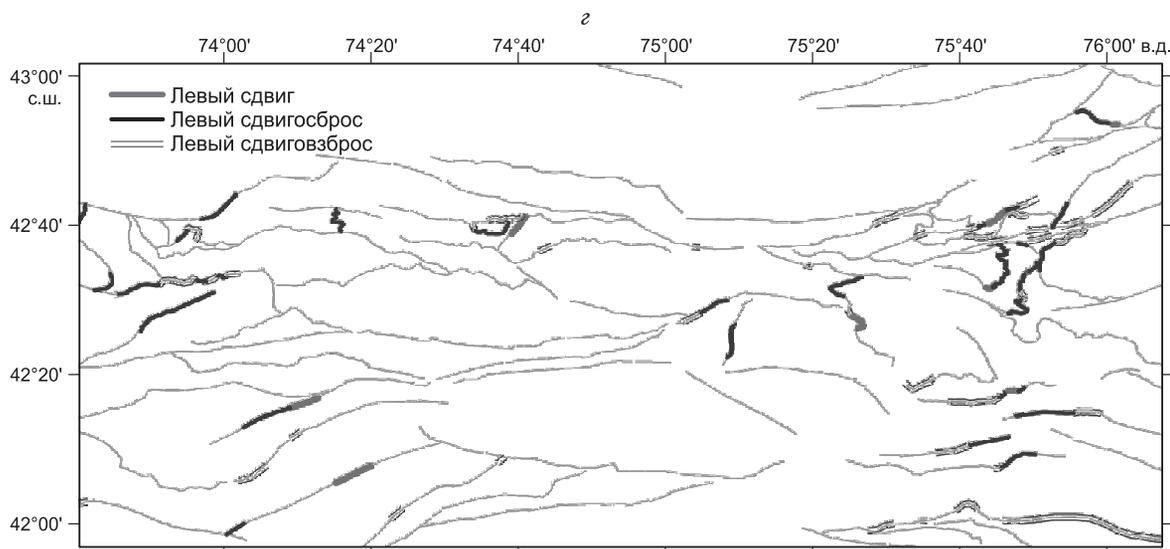


Рис. 9. Кинематические типы разломов по данным о современном напряженном состоянии коры верхнего 10-километрового слоя (см. рис. 5).

a — взбросы, *б* — сбросы, *в* — правые сдвиги, *г* — левые сдвиги. Поскольку на этих рисунках дано сочетание вертикальной и горизонтальной компонент движения по разлому, то взбрососдвиги и сбрососдвиги (правые или левые) будут показаны как на рис. *a* и *б* для взбросов и сбросов, так и на рисунках *в* и *г* для сдвигов. Тонкие линии показывают положения разломов, для которых отсутствовали данные о напряжениях.

виде сбросов и сдвигов отвечают напряженным состояниям горизонтального растяжения и горизонтального сдвига.

Как видно из рис. 9, *a* большая часть исследуемой территории представлена разломами взбросовой кинематики с лево- и правосдвиговой компонентой. Эти разломы сосредоточены в центральной и северо-восточной части Северного Тянь-Шаня. Основное направление простирания этих разломов ВСВ-ЗЮЗ. В западном и центральном сегментах исследуемой территории появляются протяженные разломы взбросового типа с ЗСЗ-ВЮВ простиранием. Дополнительные расчеты показали, что увеличение угла падения на 10° приводит в целом к уменьшению представительности разломов взбросового типа. Некоторые разломы, выделяемые на рис. 9, *a* как единый разлом типа взброса, содержащий участки преваляющего взброса с компонентой со сдвигом (правым или левым), в новых расчетах разбивались на фрагменты, где преваляровал сдвиг над взбросом. Уменьшение угла на 10° падения приводило к увеличению в целом представительности разломов с преимущественно взбросовой компонентой.

Разломов с преимущественной компонентой смещения в виде сброса существенно меньше, и они группируются в восточной и западной частях исследуемой области (см. рис. 9, *б*), а их простирания варьируются от ВСВ-ЗЮЗ до ВЮВ-ЗСЗ. Центральная часть Северного Тянь-Шаня представлена только разломами в виде взбросов. Протяженность участков разломов с компонентой взброса значительно большая, чем для сбросов. В отличие от ситуации со взбросами, увеличение угла падения показало увеличение представительности разломов сбросового типа, а уменьшение угла падения практически не привело к каким-либо существенным изменениям.

Правые сдвиги с небольшими компонентами взброса и сброса имеют преимущественно ЗСЗ-ВЮВ простирание и практически равномерно представлены во всем районе (см. рис. 9, *в*). Можно отметить определенный разрыв этой равномерности вдоль долгот $74^\circ 05'$ и $75^\circ 10'$. Протяженность разрывов с правосдвиговой компонентой почти такая же, как и в случае преимущественно взбросовой кинематики (см. рис. 9, *a*). Сочетание правых сдвигов со взбросами представлено больше, чем в сочетании со сбросами.

Левые сдвиги встречаются практически только в их сочетании со взбросами. Они в основном тяготеют к восточной (больше всего) и западной частям коры Северного Тянь-Шаня (см. рис. 9, *г*). Участки левосдвиговых разломов имеют небольшую протяженность (менее 15 км) и преимущественно СВ-ЮЗ и ВСВ-ЗЮЗ простирание.

Для разломов с преимущественно сдвиговой компонентой смещений дополнительные расчеты показали, что увеличение угла падения на 10° приводит в целом к некоторому увеличению представительности разломов соответствующего типа. При этом новые участки разломов имели малую протяженность, соединяя, как правило, участки разломов с преимущественно взбросовой компонентой смещений.

Отметим, что основным источником расхождения результатов нашего районирования с геологическими наблюдениями на поверхности может являться неверно оцененный угол погружения разлома. Для нескольких разломов было замечено более сильное отдаление от эпицентров глубоких землетрясений, чем это следовало из данных об угле падения, присвоенного участку разлома (см. рис. 3, 4), что говорит об изменении этого угла с глубиной.

Определение угла падения разлома по геологическим данным — самая «тонкая» часть предлагаемого подхода. Приведенные на рис. 3 данные об углах падения отвечали предположению о глубинном положении разлома, поскольку районирование разломов выполнялось по данным о глубинном напряженном состоянии (0—10 км). Таким образом, в наших расчетах выделенный кинематический тип участков разломов может несколько отличаться от того, что наблюдается непосредственно на поверхности. Но мы предполагаем, что эти различия не могут быть кардинальными. Разрыв преимущественно сбросовой кинематики не может стать взбросом и наоборот. Правые сдвиги не могут стать левыми.

Сопоставление с полевыми геологическими данными. Полученные на рис. 9 результаты оценки кинематики разломов для верхнего слоя коры (0—10 км) необходимо сравнить с наземными геологическими наблюдениями, представленными в научной литературе. Этот анализ начнем с северо-восточной части исследуемого региона, с которой связано Кеминское землетрясение с магнитудой 8.3, произошедшее в 1911 г. в Чон-Кеминской зоне. Западный фланг этой зоны попадает в район наших исследований (северная часть Прииссыккуля). В работах [Богданович и др., 1914; Кучай, 1969] сейсмогенные проявления этого землетрясения определены как взбросы с небольшой левосдвиговой компонентой. Разломы Чон-Кеминской зоны являются взбросами ВСВ простирания с плоскостью, наклоненной на юг со средними углами падения [Бачманов и др., 2008]. Они так же, как и для района Кеминского землетрясения, имеют признаки левосдвиговой компоненты, что соответствует и нашим расчетам. Чон-Кеминская зона, выделенная С.С. Шульцем [1948] и В.И. Макаровым [1977], на западе смыкается с разломами ЗСЗ-ВЮВ простирания. В работе [Абдрахматов и др., 2001a] эти разломы рассматривали как правый сдвиг. В наших расчетах эти разломы также проявили себя как правые сдвиги и правые сдвиги со взбросовой компонентой.

В работе [Корженков, 1999] представлены результаты сеймотектонических исследований южной части Кочкорской впадины, где выявлены геологические последствия палеоземлетрясения. Вдоль северного склона хр. Терской выявлены сейсморвы в коренных породах протяженностью около 25 км. Кинематика смещений вдоль них имела не только взбросовую, но и правосдвиговую компоненту, что соответствует кинематике Южно-Кочкорского разлома, представленного на рис. 9, а.

Разломы ЗЮЗ простирания хр. Кастекский имеют левосдвиговую компоненту смещений [Дельво и др., 2001]. В наших расчетах здесь присутствуют взбросы и сбросы с правосдвиговой компонентой смещений. Смена взбросов на сбросы здесь также, вероятно, связана с достаточно крутым положением плоскости погружения (60°) и отклонением от вертикали осей главных напряжений. Зона Шамси-Тюндюкского разлома имеет погружение на юг и В.И. Макаровым в работе [Современная геодинамика..., 2005] определена как правый взбрососдвиг, что подтверждается нашими расчетами.

Сравнение рис. 3 и рис. 9 для разломов Узунбулак-Ойкаинской зоны, начинающейся от юго-западного окончания Кочкорской впадины, показывает, что главный взброс во всех случаях имеет одинаковое падение на север [Дельво и др., 2001; Кальметьева и др., 2009]. Отметим, что наиболее крупный разлом, оперяющий главный взброс, так же как и на рис. 3, определен погружающимся на ЮВ [Бачманов и др., 2008]. При этом в указанной работе приводится угол его погружения в 30° , в то время как в данных рис. 3 — 60° .

Разломы Каракольской зоны, начинающиеся от северо-западного окончания Кочкорской впадины и обрамляющие с севера хр. Карамойнок, сменяют простирание с СЗ на субширотное ближе к Суусамырской впадине. Они определены в результатах наших расчетов (см. рис. 6) как правые сдвиги в основном со взбросовой и сбросовой компонентой. Это отличается от данных, представленных в работах [Бачманов и др., 2008; Кальметьева и др., 2009], где они определены как левые сдвиги. Д. Дельво с соавторами [2001] эти разломы показали как взбросы с падением на север. Следует отметить, что в работе [Кальметьева и др., 2009] расположенный к северу крупный разлом, секущий южный сегмент Киргизского хребта, также имеет субширотное простирание, но показан как левый сдвиг. Вероятно, полученный в наших расчетах (см. рис. 9, б) результат в виде небольшого участка сбрососдвига для разломов Каракольской зоны связан с большим углом падения (70°), что говорит о взросовой его кинематике [Юнга, 1990], когда оси алгебраически наибольшего и наименьшего главных напряжений наклонены к вертикали под углами, близкими к 45° (геодинамический тип напряженного состояния вертикальный сдвиг), и небольшие вариации их наклонов могут привести к смене вертикальной компоненты кинематики разрыва (взбросов и сбросов).

В.Г. Трифионовым [Современная геодинамика..., 2005] разломы в северном обрамлении Суусамырской впадины, так же как и Каракульский разлом, определены имеющими правосдвиговую компо-

ненту смещений. В то же время в работе [Кальметьева и др., 2009] разломы вдоль северных границ Суусамырской впадины показаны как левосдвиговые. В наших расчетах это взбросы с правосдвиговой компонентой.

Для Иссык-Кульского разлома дается надвигание пород на север вдоль падения плоскости с азимутом 190° и углом в 19° , наблюдаемым непосредственно у поверхности [Корженков и др., 2012]. Это совпадает с результатами нашего районирования, но значение угла падения разлома меньше, чем значение 50° , приведенное на рис. 3, которое отвечает более глубоким слоям коры.

Сеймотектонические и сейсмические исследования, выполненные А. Омуралиевым с соавторами [2009], показали, что Южно-Кочкорский разлом имеет южное падение. При этом до глубины 17.5 км угол падения около 60° , а в более глубокой части коры 45° . В наших расчетах (см. рис. 3) угол падения плоскости разлома, отнесенный к верхним слоям коры, несколько меньше — 40° .

Таким образом, можно сделать вывод, что рассчитанная кинематика разломов для современной стадии деформирования верхней части коры Северного Тянь-Шаня в целом соответствует данным геологических наблюдений за смещениями крыльев разломов в приповерхностных слоях, отвечающих в большей части неотектоническому этапу.

Интенсивность напряжений, действующих на участках разломов. На рис. 10, а, б показано распределение вдоль исследуемых разломов нормированных значений модуля касательного напряжения $|\tau_n|/\tau_f$ и эффективного нормального напряжения $|\sigma_{nn}^*|/\tau_f$, которые в МКА рассчитываются на втором этапе реконструкции с учетом влияния давления флюида в трещинно-поровом пространстве. Заметим, что в МКА, как и в классической механике, растягивающие напряжения имеют положительные значения. Видно, что часто встречается ситуация, когда вдоль одного и того же разлома может изменяться уровень нормальных и касательных напряжений. Это связано с тем, что вдоль разлома могут изменяться его параметры (простираемость и угол погружения), а также напряженное состояние различных ближайших узлов сетки расчета.

Отметим, что в области сочленения Киргизского хребта и хр. Карамойнок выделяется система наиболее протяженных участков разломов субширотного простирания с повышенным уровнем касательных напряжений (см. рис. 10, а). Как следует из рис. 10, б, для этих же участков разломов наблюдается и повышенный уровень нормальных сжимающих напряжений. Выделим разлом северо-западного простирания в центральной части Киргизского хребта, для которого наблюдается низкий уровень напряжений сжатия, нормальных к его плоскости. Здесь даже имеются участки, где, согласно нашим расчетам, эти эффективные нормальные напряжения растягивающие. К этому результату надо относиться достаточно осторожно, так как речь идет о напряжениях на глубинах до 10 км. Вероятно, эти определения на грани точности наших расчетов. Но в любом случае для подобных областей имеет место понижение уровня напряжений, обжимающих разлом, а это значит, что на поверхности для этих участков можно ожидать активное развитие локальных отрывных структур и повышенное распространение родников.

Поскольку нормальные напряжения сжатия создают силы трения на разломе, препятствующие формированию сдвигов, то соотношение между касательными и нормальными напряжениями можно интерпретировать с позиции сейсмической опасности. Из рис. 10, в видно, что к таким состояниям можно отнести выделенные ранее по данным рис. 10, а участки разломов области сочленения Киргизского хребта с хр. Карамойнок и центральной частью Киргизского хребта, а также некоторые разломы, имевшие низкий уровень касательных напряжений, но для которых также наблюдается низкий уровень нормальных сжимающих напряжений.

Дополнительные расчеты показали, что уменьшение угла падения разломов на 10° приводит к большому увеличению представительности разломов с повышенным значением отношения $|\sigma_{nn}^*|/\tau_f$. Это происходило практически всецело за счет разломов к северу от Джумгалского хребта и гор Сандык.

Флюидное давление. В достижении предельного состояния большую роль играет флюидное давление в трещинно-поровом пространстве. Алгоритм МКА позволяет оценить уровень флюидного давления, если для исследуемого региона известно усредненное значение прочности сцепления τ_f . Его можно получить путем привлечения в качестве дополнительных данных величину сброшенных напряжений [Ребецкий, 2009а,б,в] либо если задать априорно. Если в качестве значения τ_f принять 6 МПа (подобное значение получено для коры Алтае-Саянской горной области [Ребецкий и др., 2013]) при плотности пород $\rho = 2.7$ г/см³, то уровень флюидного давления для разломов исследуемого региона будет колебаться в диапазоне 0.37—0.99 от литостатического давления (рис. 11).

Как видно из полученных результатов, достаточно большая часть разломов имеет практически предельный уровень флюидного давления ($0.95 < p_f/p_i < 1$). Но также существуют разломы, для которых это давление относительно низкое, близкое к гидростатическому значению ($p_f/p_i \approx 0.4$). Если эти разломы в настоящее время относятся к группе неопасных разломов (неактивные или активные), то повышение флюидного давления способно их перевести в группу опасных. К таким разломам следует

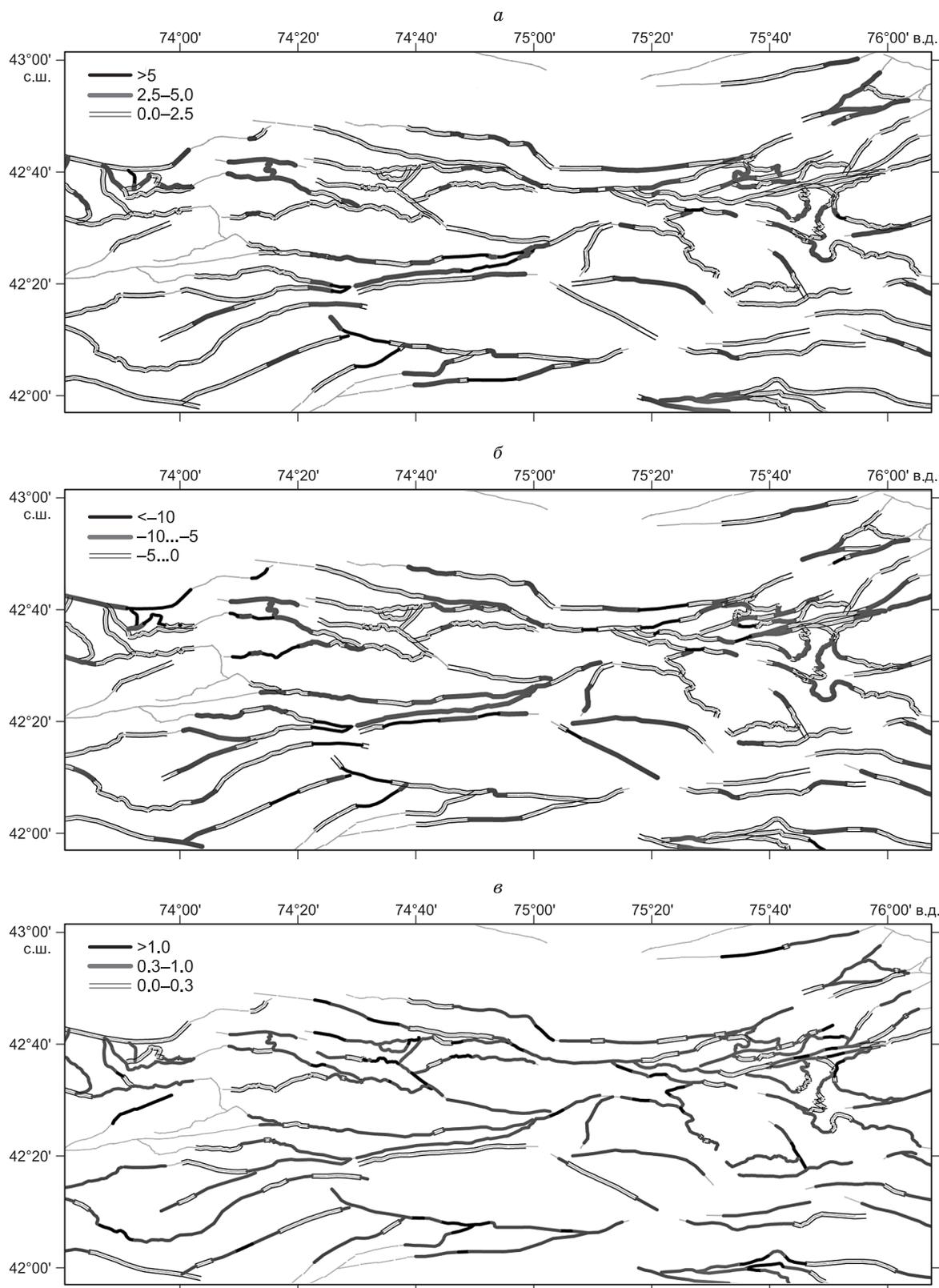


Рис. 10. Районирование разломов по интенсивности действующих на его бортах:

a — нормированных касательных напряжений $|\tau_n|/\tau_f$ ($\tau_n > 0$); *б* — нормированных нормальных напряжений $|\sigma_{nn}^*|/\tau_f$ (сжатие отрицательное); *в* — отношение касательных напряжений к нормальным напряжениям $\tau_n/|\sigma_{nn}^*|$, действующим на участке разлома. Тонкие линии показывают положения разломов, для которых отсутствовали данные о напряжениях.

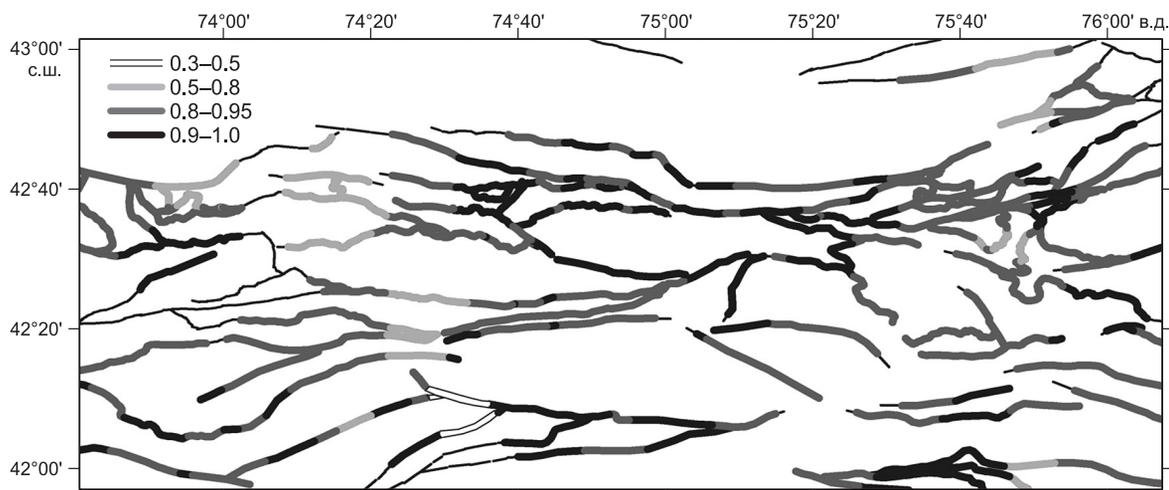


Рис. 11. Районирование разломов по величине относительного флюидного давления p_f/p_l .

относительно большую группу участков разломов, расположенных вблизи меридиана $74^{\circ}20'$, где уровень флюидного давления составляет $0.4-0.7$ от литостатического значения. Эта зона север-северо-западного простирания резко выделяется на рис. 11. Ее появление можно связать со сменой напряженного состояния, так как она является западным ограничением большой группы определений напряжений центральной части Северного Тянь-Шаня. Западнее этой зоны определений напряжений существенно меньше, и они в целом создают менее устойчивую картину напряженного состояния.

Имеются еще две локальные области пониженного уровня флюидного давления, одна из которых расположена к северо-западу от оз. Иссык-Куль, а другая — на южном склоне Кастекского хребта. Здесь уровень флюидного давления ($0.6-0.8$) несколько выше, чем в зоне меридиана $74^{\circ}20'$, но разломы этих зон также способны перейти в опасные даже при 10 %-м повышении давления флюида.

Опыт изучения закономерности природных напряжений в области подготовки сильнейших землетрясений [Ребецкий, Маринин, 2006а,б; Ребецкий, 2007а, 2009б; Rebetsky, Tatevossian, 2013] показал, что им соответствует средний и даже низкий уровень касательных напряжений. Это объясняется тем, что для таких участков существуют также пониженные значения эффективных нормальных напряжений и, следовательно, здесь меньше высвободившейся энергии идет на преодоление сил трения, а больше расходуется на развитие самого разрыва [Райс, 1982; Ребецкий, 2007б]. С этих позиций повышенной опасностью следует наделить не только участки разлома, расположенные в полосе хрупкого разрушения (повышенный уровень кулоновых напряжений), но для которых уровень нормальных сжимающих напряжений пониженный (см. рис. 10, б).

Выделение опасных разломов по данным о кулоновых напряжениях. Представленные в предыдущем разделе данные о распределении вдоль разломов нормальных и касательных напряжений вместе с данными о флюидном давлении составляют основу для районирования разломов по их сейсмической опасности. Как выше было заявлено, для оценки точности районирования по кулоновым напряжениям расчеты выполнялись не только для углов погружения, представленным на рис. 3, но и для углов, отличающихся от этих значений на 10° в большую и меньшую сторону (рис. 12). Как следует из результатов расчетов, достаточно протяженные (15—25 км) опасные участки разломов устойчиво присутствуют для всех вариантов углов погружения.

Как видно из рис. 12, б (углы погружения отвечают данным рис. 3), вдоль южного склона Джумгальского хребта и гор Сандык расположен наиболее протяженный участок разломов (до 25 км), который имеет напряженное состояние, близкое к критическому ($0.8 < \tau_c/\tau_f \leq 1$), т. е. это опасный участок разлома. Здесь можно ожидать землетрясения магнитудой 6.5—7.0. Менее протяженные участки опасных разломов (10—15 км) расположены в области сочленения Киргизского хребта и хр. Карамойнок (погружение разломов на север), в центральной части Киргизского хребта, на южном склоне Кастекского хребта. Протяженности отмеченных участков разломов критического состояния показывают, что они способны генерировать землетрясения магнитудой 5.5—6.5, которые для рассматриваемого района являются близкими к максимальным.

Следует отметить, что имеется несколько участков критического состояния меньшей протяженности вблизи НС РАН в г. Бишкек. Наиболее протяженный из них (12 км) вдоль границы сочленения Чуйской впадины и северного склона Киргизского хребта (см. рис. 12, б). Этот участок разлома нахо-

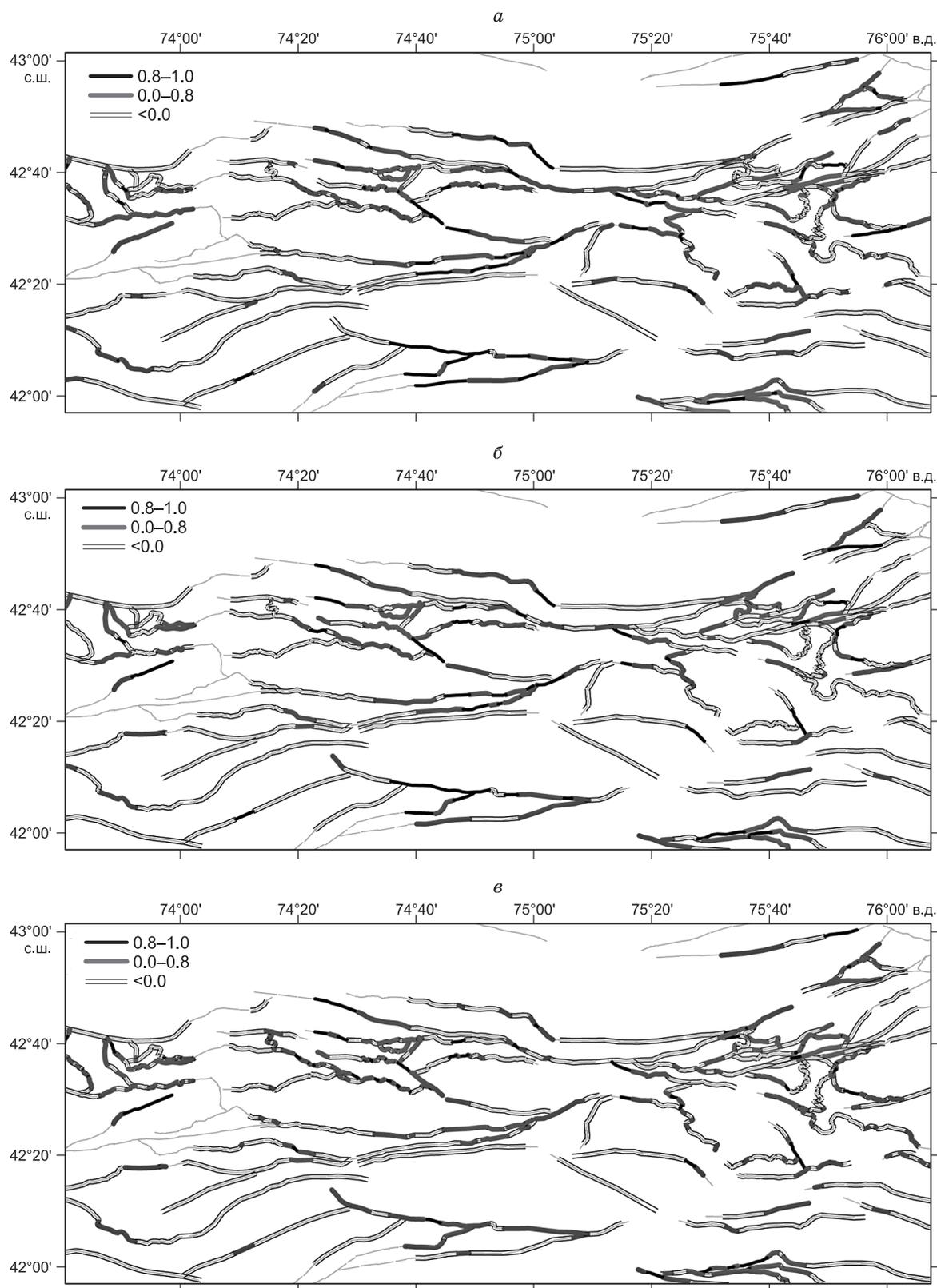


Рис. 12. Районирование разломов по величине нормированных кулоновых напряжений τ_c/τ_f :

а — для угла падения плоскости разлома на 10° меньше, чем на рис. 3; *б* — для угла погружения, отвечающего рис. 3; *в* — для угла падения плоскости разлома на 10° больше, чем на рис. 3.

дится внутри GPS-сети ИС РАН. Имеется также несколько малопротяженных (до 5 км) участков такого состояния в районе локальных сетей GPS-станций, расположенных вдоль субмеридиональных профилей к востоку от ИС РАН. Развитие этих профилей позволило бы пересечь опасные участки разломов и выполнить мониторинг особенности их деформационного процесса. Два участка разломов (15 км) с состоянием, близким к критическому, находятся в восточной оконечности Чуйской впадины вдоль южного склона Кастекского хребта.

Для Северного Прииссыккуля максимальные длины участков разломов опасного напряженного состояния не превышают 5 км. Отметим здесь Тогуз-Булакский разлом, который для угла поружения в 70° (см. рис. 3) расчетами, представленными на рис. 12, б, определяется как активный на современной стадии. При этом уровень кулоновых напряжений на нем недостаточен, чтобы присвоить ему уровень опасного разлома. Однако согласно расчетам, представленным на рис. 12, а, уменьшение угла падения до 60° переводит западный участок этого разлома протяженностью 12 км в ранг опасных. Такая ситуация имеет место и для участка разлома южного склона Кастекского хребта.

Отметим, что в работе [Корженков и др., 2011] методами сейсмотектоники изучалась палеосейсмичность разломов Прииссыккуля. По результатам исследований был сделан вывод, что Тогуз-Булакский разлом не является активным в четвертичное время на всем своем протяжении. Величина подвижек по этому разлому уменьшается в восточном направлении. Сделанный А.М. Корженковым с соавторами [2011] вывод соответствует нашим расчетам, которые также показывают, что для Тогуз-Булакского разлома наиболее активным является его западный сегмент на участке смены простирания с субширотного на северо-западное. При продвижении на восток его активность должна снижаться. Опасный участок Тогуз-Булакского разлома, отмеченный на рис. 12, а, соответствует западному его сегменту, имеющему протяженность около 15 км.

В фундаментальной работе киргизских ученых [Кальметьева и др., 2009] указано, что в районе наших исследований в 1865 и 1885 гг. произошло два Беловодских катастрофических землетрясения ($M = 6.4$, $M = 6.9$) и землетрясение 1838 г. вблизи восточного окончания Чуйской впадины — северные склоны хр. Кунгей ($M = 6.9$). В работе [Корженков и др., 2012] указывается, что Беловодские землетрясения тяготеют к Чонкурчакскому разлому, хотя ранее А.М. Корженков [Корженков, Никонов, 2011] вслед за работами О.К. Чедия [Chediya et al., 2000] связывал это землетрясение с Иссыккатынским разломом. Такие различия даже в работах одних и тех же авторов указывают на большие сложности, возникающие при привязке исторических и палеоземлетрясений с конкретными сейсмогенными структурами земной коры.

Следует отметить, что в зоне Беловодских землетрясений, по данным рис. 12, в настоящее время нет опасных разломов. Однако к юго-западу на расстоянии 10—20 км существует разлом, участок которого северо-восточного простирания протяженностью 10 км следует отнести к опасному (см. рис. 12, б). Отметим, что вариации углов погружения в пределах 10° не приводят к увеличению числа опасных разломов в этой зоне.

Для восточной части Чуйской долины также имеются данные [Корженков и др., 2012] о Баласагунском землетрясении 1475 г. интенсивностью VIII—IX баллов (сотрясаемость). Его эпицентр расположен на северном склоне Киргизского хребта в бассейне р. Шамси. Результаты сейсмотектонических исследований показали, что источником этого землетрясения явился не Шамсинско-Тюндюкский краевой разлом, а Иссыккатынский адырный (предгорный) разлом. Шамсинско-Тюндюкский разлом в этом районе оказался неактивным в голоцене. Наши расчеты также показывают возможность более высокой активности Иссыккатынского разлома при уменьшении угла его погружения на 10° (см. рис. 12, а) по отношению к данным рис. 3.

В области Северо-Западного Прииссыккуля, где расположился эпицентр землетрясения 1838 г. [Кальметьева и др., 2009], согласно нашим расчетам, нет достаточно протяженных участков разломов, которые можно было бы отнести к опасным. Однако здесь существует сложный узел разломов, где по данным рис. 12 много относительно коротких участков разломов (3—7 км), которые можно отнести к опасным. Малые вариации углов падения достаточно сильно меняют местоположение этих опасных участков разломов. Подобную ситуацию можно интерпретировать с позиции малых вариаций параметров напряженного состояния, которые будут приводить к смене режима активности разломов. Кроме того, в этой области в настоящее время имеет место пониженный уровень флюидного давления (см. рис. 11), что в случае его повышения может резко увеличить число и протяженность опасных разломов.

В работе [Корженков и др., 2011] исследовалась сейсмотектоническая позиция северо-западной зоны Прииссыккуля и было показано, что во времена Средневековья (V в., в конце VII в., в конце IX в. и в XIV в.) здесь произошло, по меньшей мере, четыре сильных землетрясения. Магнитуда палеоземлетрясений была около $M = 7$. В указанной работе отмечается, что во время землетрясения конца VII в. имело место вспарывание сейсмогенных разрывов по двум различным адырным разломам. Сопоставляя эти данные полевой сейсмотектоники с результатами наших расчетов, можно сделать вывод, что столь

сильные землетрясения в рассмотренном узле разломов Прииссыккулья возможны именно при сложном строении очага землетрясения (несколько плоскостей разрывов).

Еще одно Суусамырское землетрясение с $M = 7.3$ произошло совсем недавно в 1992 г. Эпицентр этого землетрясения, тяготеющий к западной части Кызылойского разлома, расположен вблизи западной границы нашего района исследований. Данные, полученные в наших расчетах, указывают на возможную большую активность южного краевого разлома Суусамырской впадины в сравнении с северным краевым разломом.

В завершении этого раздела отметим, что в работе [Абдарахматов и др., 2001б] для исследуемого региона Иссыккатынский и Улунбулакский разломы выделены как наиболее активные. Они в наших расчетах (см. рис. 11, а) также рассматриваются как опасные.

Таким образом, наши исследования показали, что лишь некоторая часть разломов земной коры (около 20—30 %) можно отнести к активным в современном поле напряжений. Только небольшая часть (около 20 %) участков таких активных разломов выделяется как опасная, где можно ожидать крупномасштабного хрупкого разрушения — землетрясения. Подобные соотношения между общей протяженностью разломов и протяженностью активных или опасных их участков показывают, что разрывная структура земной коры формируется за длительные геологические времена — десятки и сотни миллионов лет, а в современный период только часть этой структуры используется для диссипации упругой энергии, накопленной в горных массивах [Добрецов и др., 2013].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

М.В. Гзовский, развивая геологические (тектонофизические) критерии сейсмической опасности, опирался на параметры, характеризующие напряженно-деформированное состояние коры или верхних ее слоев. Он к таковым относил: градиенты скорости тектонических движений; рельеф тектонического происхождения; вулканическую деятельность; уровень касательных напряжений; длительности действия предельных напряжений; направленность изменений деформационного режима и напряженного состояния. Сейчас первые три из этих параметров входят в стандарты анализа при оценке сейсмостектонической активности [Рейснер и др., 1993; Рогожин, 2000; Уломов, 2008].

В работах [Ребецкий, 2007б, в, 2011] было предложено развитие идей М.В. Гзовского по выявлению областей готовящихся сильных землетрясений на основе использования информации о современном напряженном состоянии земной коры, получаемом тектонофизическими методами из данных о механизмах очагов землетрясений. Предлагалось сопоставлять существующие плоскости разломов с положением плоскостей скалывания горных пород, отвечающих их современному напряженному состоянию, а также использовать при оценке близости к критическому состоянию не касательные напряжения, а кулоновы напряжения, рассчитываемые на плоскостях разломов.

Эти предложения базируются на современных представлениях о взаимосвязи напряженного состояния и хрупкого разрушения, которые во многом отличаются от взглядов, существовавших в геологии в 50—60-х годах прошлого века. Сейчас уже понятно, что не только уровень максимальных касательных напряжений определяет возможность разрушения породы, а ее прочность на скалывание обусловлена не только поверхностным сцеплением, но действующими на плоскости скола силами трения. Именно эти обстоятельства, в первую очередь, приводили к отмеченным в первых разделах статьи отклонениям опасных сейсмических проявлений, фиксируемым в природном объекте, от результатов теоретических прогнозов, развиваемых в те годы в работах М.В. Гзовского.

Другая сторона расхождений практики и теории действительно могла быть связана с временной неравномерностью сейсмического процесса, которая отмечалась М.В. Гзовским. Поскольку тектонические и геоморфологические признаки (скорости градиентов вертикальных движений), использованные для оценки сейсмической опасности, опирались на данные о средних градиентах скорости движений земной коры за большие времена, то они не давали возможности выявлять периоды замедления и ускорения этих движений, которые могут наблюдаться в современный период развития геологического процесса. В этой связи напряжения, получаемые из сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений, происходящих в настоящее время в земной коре, характеризуют именно современную фазу геологического процесса. Районирование геологических разломов на основе данных о современном напряженном состоянии, предложенное в работе [Ребецкий, 2007а] и развиваемое в настоящих исследованиях, устраняет проблему усреднения данных о скоростях тектонических движений.

Результатом проведенных исследований является создание нового тектонофизического подхода в районировании сейсмической опасности разломов. Он опирается на «посадку» результатов реконструкции современного напряженного состояния на исследуемые разломы. Подобный анализ в работах М.В. Гзовского не делался и поэтому может рассматриваться как пионерский.

В заключении отметим, что обычно данные о напряжениях в виде ориентации их главных осей используются для анализа общей сейсмостектонической и геодинамической обстановки, а также для

объяснения механизма формирования тектонических объектов земной коры [Ребецкий, 2007а; Rebetsky et al., 2012; Ребецкий и др., 2013; Ребецкий, Полец, 2014; Ребецкий, Алексеев, 2014]. В работах [Ребецкий, Маринин, 2006а,б; Ребецкий, 2007б,в; Ребецкий, 2009б; Rebetsky, Tatevossian, 2013] развивались современные представления в области физики очага землетрясения. Было показано, что значения нормированных напряжений закономерно распределены в областях подготовки крупных землетрясений. Таким образом, три наиболее важные проблемы фундаментальных наук о Земле — объяснение механизма формирования тектонических объектов коры; развитие физики очага землетрясений; создание количественных критериев сейсмической опасности — используют данные о напряженном состоянии земной коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00234-а, 12-05-00550-а, 13-05-00892а) и программы Президиума ОНЗ РАН № 6.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уелдон Р., Дельво Д., Клеркс Ж. Активные разломы Тянь-Шаня // Наука и новые технологии, 2001а, № 2, с. 22—28.

Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С.И., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика, 2001б, т. 42 (10), с. 1585—1609.

Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А. Минкуш-Кекемеренская зона новейшей транспрессии в Центральном Тянь-Шане // Геотектоника, 2008, № 3, с. 30—50.

Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) СПб., 1914, 270 с. (Тр. Геологического комитета. Новая серия. вып. 89).

Гамбурцев Г.А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1955, № 1, с. 7—14.

Гамбурцев Г.А., Белоусов В.В. Прогноз землетрясений // Г.А. Гамбурцев. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 436—443.

Геологическая карта СССР. Серия Северо-Тяньшаньская: К-43-IX, -X, -XI, -XIV, -XV, -XVI, -XVII, -XXII / Под ред. В.Н. Охотникова, К.Д. Помазкова, В.Ф. Беспалова, А.В. Григорьева, В.И. Кнауфа. М-б 1:200 000. Л., ВСЕГЕИ, 1960—1973, 8 к.

Геологическая карта Киргизской ССР: 1978 / Ред. С.А. Игембердиев. М-б 1:500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1982, 1 к. (6 л.).

Геологическая карта Кыргызской ССР: 2008 / Под ред. Б.Т. Турсунгазиева, О.В. Петрова. М-б 1:500 000. СПб., ВСЕГЕИ, 2008, 1 к. (4 л.).

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 535 с.

Дельво Д., Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1911 г. с M_s 8.2 в Киргизии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1667—1677.

Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой шахты // Инженерный работник, 1926, № 3, с. 1—12.

Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В. Динамика нефтегазоносных бассейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенеза // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1145—1161.

Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М., ИФЗ АН СССР, 1991, 217 с.

Зубков А.В., Зотеев О.В., Смирнов О.Ю., Липин Я.И., Худяков С.В., Криницын Р.В., Селин К.В., Ершов А.А., Валиуллов Л.Р. Закономерности формирования напряженно-деформированного состояния земной коры Урала во времени // Литосфера, 2010, № 1, с. 84—93.

Зубович А.В., Макаров В.И., Кузиков С.И., Мосненко О.И., Щелочков Г.Г. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии // Геотектоника, 2007, № 1, с. 16—29.

Кальметьева З.А., Миколайчук А.В., Молдобеков Б.Д., Мелешко А.В., Жантаев М.М., Зубович А.В. Атлас землетрясений Кыргызстана. Бишкек, Изд-во ЦАИИЗ, 2009, 73 с.

Кармалеева Р.М. Деформометрические измерения в системе геодинамического мониторинга участков современной геодинамической активности // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы, г. Иркутск, 23—29 сентября 2012 г. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, с. 86—89.

Корженков А.М. Морфоструктуры и сейсмичность Кочкорской впадины и ее горного обрамления (Северный Тянь-Шань) // Изв. НАН КР, 1999, № 3—4, с. 33—39.

Корженков А.М., Никонов А.А. Комплексное исследование разрушительного Беловодского землетрясения 1885 г. — первого из важнейших в Северном Тянь-Шане (к 125-летию события) // Современные проблемы геодинамики и геоэкология внутриконтинентальных орогенов. Тезисы Пятого Международного симпозиума, 18—24 июня, 2011, г. Бишкек. Т. 1. Бишкек. Изд-во НС РАН, 2011, с. 45—51.

Корженков А.М., Абдиева С.В., Вахрамеева П.С., Джумабаева А.Б., Мамыров Э.М., Морозова Е.А., Орлова Л.А., Фортуна А.Б. Сильные исторические землетрясения на северо-западе Иссык-Кульской впадины (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (9), с. 1276—1286.

Корженков А.М., Кольченко В.А., Ротт Ф.Г., Абдиева С.В. О сильном средневековом землетрясении в Чуйской впадине, Кыргызстан // Геотектоника, 2012, № 4, с. 62—74.

Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети // Физика Земли, 2010, № 7, с. 33—51.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли, 2004, № 10, с. 95—112.

Кучай В.К. Результаты повторного обследования остаточных деформаций в плейстоценовой области Кебинского землетрясения // Геология и геофизика, 1969 (8), с. 101—108.

Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М., Наука, 1977, 172 с.

Новейшая тектоника. Природные ресурсы Киргизской ССР / Ред. О.К. Чедия. М-б 1:500 000. Фрунзе, Предприятие № 19 ГУГК СССР, 1988, 1 к. (10 л.).

Омуралиев А., Омуралиев М., Джумбаева А. Локальная скоростная 3D неоднородность зоны Южно-Кочкорского разлома, ее сейсмичность и Кочкорское землетрясение Тянь-Шаня 2006 г. // Изв. НАН КР, 2009, № 2, с. 32—46.

Райс Дж. Механика очага землетрясения // Механика, новое в зарубежной науке. М., Мир, 1982, с. 10—132.

Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии, Океании // ДАН, 1997, т. 354, № 1, с. 101—104.

Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // Бюл. МОИП. Сер. геол., 2001, т. 76, вып. 4, с. 28—35.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // ДАН, 2003, т. 3, № 2, с. 237—241.

Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений — второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал, 2005, т. 27, № 1, с. 39—54.

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

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // ДАН, 2007б, т. 416, № 5, с. 106—109.

Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал, 2007в, т. 29, № 6, с. 92—110.

Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакластического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический журнал, 2009а, т. 31, № 2, с. 93—106.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология, 2009б, т. 28, № 5, с. 70—84.

Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // ДАН, 2009в, т. 428, № 3, с. 397—402.

Ребецкий Ю.Л. Оценка сейсмической опасности на основе тектонофизического анализа сейсмологических данных // Проблемы сейсмотектоники. Материалы XVII научно-практической конференции с международным участием, г. Москва, 20—22 сентября, 2011. М., ИФЗ РАН, 2011, с. 444—451.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // ДАН, 2006а, т. 407, № 1, с. 106—109.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология геофизика, 2006б, т. 47 (11), с. 1192—1206.

Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Современное поле напряжений Центрального Тянь-Шаня // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы Четырнадцатой Международной кон-

- ференции, г. Петрозаводск, 27—31 октября 2008 г. Петрозаводск, Изд-во КНЦ РАН, 2008, ч. 2, с. 146—150.
- Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.** Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, вып. 1, с. 257—290, <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>.
- Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.** Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, вып. 2, с. 469—506, <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137>.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.** Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 271—291.
- Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е.** Типизация земной коры и современные геологические процессы. М., ИФЗ РАН, 1993, 209 с.
- Рогожин Е.А.** Строение очаговых зон сильных землетрясений России в конце XX столетия // Природные опасности России. Т. 2. Сейсмические опасности. Раздел 1.2. М., Крук, 2000, с. 19—37.
- Саваренский Е.Ф.** Сейсмичность СССР, итоги и перспективы изучения // Тр. Геофиз. Ин-та АН СССР, 1954, т. 152, № 25, с. 5—24.
- Саньков В.А., Парфеев А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В.** Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника, 2011, № 5, с. 1—18.
- Современная геодинамика** внутри континентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М., Научный мир, 2005, 400 с.
- Сычева Н.А., Кузиков С.И.** Анализ скоростных моделей литосферы Тянь-Шаня и метод двойных разностей при определении положения гипоцентров землетрясений по данным сейсмологической сети KNET // Геофизические исследования, 2012, т. 13, № 2, с. 5—22.
- Сычева Н.А., Аладьев А.В., Мухамадиева В.А., Юнга С.Л.** Изучение фокальных механизмов очагов по данным сети KNET // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Бишкек, ИС РАН, 2003, с. 241—253.
- Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А.** Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли, 2005, № 11, с. 62—78.
- Тектоническая карта** Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик: 1971 / Ред. В.Ф. Беспалов. М-б 1:1 500 000. Л., Аэрогеология, 1975, 1 к. (6 л.).
- Тектоническая карта** Киргизской ССР: 1988 / Ред. Ю.В. Жуков. М-б 1:500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1988, 1 к. (6 л.).
- Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Бойко Е.В.** Современные движения Горного Алтая // Физическая механика, 2009, т. 12, № 1, с. 45—54.
- Тимофеев В.Ю., Калиш Е.Н., Стусь Ю.Ф., Ардюков Д.Г., Арнаутов Г.П., Смирнов М.Г., Тимофеев А.В., Носов Д.А., Сизиков И.С., Бойко Е.В., Грибанова Е.И.** Вариации силы тяжести и современная геодинамика юго-западной части Байкальского региона // Геодинамика и тектонофизика, 2013, т. 4, вып. 2, с. 119—134.
- Тычков С.А., Кучай О.А., Бушенкова Н.А., Брагин В.Д., Кальметьева З.А.** Природа современных деформаций коры Северного Тянь-Шаня (геодезические и сейсмологические данные) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 367—381.
- Уломов В.И.** Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы / Ред. Н.П. Лаверов. Т. 1. Сейсмические процессы и катастрофы. М., ИФЗ РАН, 2008, с. 127—146.
- Шульц С.С.** Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948, 224 с.
- Юнга С.Л.** Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М., Наука, 1990, 190 с.
- Benioff H.** Earthquakes and rock creep // BSSA, 1951, v. 41, № 1, p. 31—62.
- Bott M.H.P.** The mechanics of oblique slip faulting // Geol. Mag., 1959, № 96, p. 109—117.
- Brady B., Bzown E.** Rock mechanics for underground mining. Third edition. Kluwer Academic Publishers, 2004, 688 p.
- Brown W., Hoek E.** Technical Note. Trends in relationships between measure in-situ stress and depth // Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 1978, v. 15, p. 211—215.

Bullen K.E. On the size of the strained region prior to an extreme earthquake // BSSA, 1955, v. 45, № 1, p. 43—43.

Byerlee J.D. Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res., 1968, v. 73, № 14, p. 4741—4750.

Chedia O.K., Abdarakhatov K.E., Lemzin I.N., Mihel G., Mikhalev V. Issyk-Ata, Northern Tian-Shan fault in Holocene // J. Earthquake Pred. Res., 2000, v. 8, p. 379—386.

Geological map (Kyrgyz range and Chu basin), Kyrgyzstan / A.V. Mikolaichuk, F.Kh. Apayarov. 2004, http://www.kyrgyzstan.ethz.ch/fileadmin/download/geological_map.pdf.

Herget G. Variation of rock stresses with depth at Canadian iron mine // Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 1973, № 10, p. 37—51.

Potvin Yv., Hadjigeorgiou J., Sracey D. Introduction // Challenges in deep and high stress mining. Australian Centre for Geomechanics, The University of Western Australia, 2007, p. 1—13.

Rebetsky Y.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr., 2013, v. 184, № 4—5, p. 335—346.

Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Sycheva N.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data: Stress state in orogenes of the Central Asia // Tectonophysics, 2012, v. 581, p. 114—131, doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.027.

Sibson R.H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // Nature, 1974, v. 249, № 5457, p. 542—544.

Terzaghi K. Theoretical soil mechanics. New York, Wiley, 1943, 506 p.

Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting // J. Geol., 1951, № 59, p. 18—130.

*Рекомендована к печати 28 мая 2015 г.
В.С. Селезневым*

*Поступила в редакцию
13 января 2015 г.*