

ПОЛЕ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ КОРЫ ВЫСОКОЙ АЗИИ И ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Ю.Л. Ребецкий, Р.С. Алексеев

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

Выполнена реконструкция коровых напряжений Средней и Юго-Восточной Азии по данным о механизмах очагов землетрясений. Применялся метод катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого, позволяющий получить данные не только об ориентации осей главных напряжений, но и о соотношении максимального касательного напряжения и всестороннего давления. Установлено, что в коре горных поднятий в виде плато (Восточный и Южный Памир и Тибет) наблюдается режим горизонтального растяжения или сдвига. В коре горных поднятий в виде хребтов типичным является горизонтальное сжатие или горизонтальный сдвиг. Мы связываем повышенный уровень горизонтального сжатия этих зон не с давлением Индийской плиты, а с эрозией склонов хребтов и эксгумацией пород с больших глубин. Установлено, что в центральной части коры Тибета наблюдается наиболее интенсивный уровень девиаторных напряжений (вертикальное и максимальное касательное). Оценки амплитуд эрозии в Гималаях и на Восточном Тибете показывают, что объемы удаляемых за пределы региона пород вполне способны компенсировать СЮ сокращение Центрального Тибета и ЗВ расширение Восточного Тибета. Механизм горообразования Тибета и Восточного Памира на современном этапе связан с вертикальными силами плавучести, возникающими из-за формирования утолщенной легкой коры и отрыва утяжеленной части литосферы.

Напряжения, деформации, землетрясения, горообразование, эрозия, эксгумация породы, механизм формирования

THE PATTERN AND POSSIBLE FORMATION MECHANISMS OF CURRENT CRUSTAL STRESS IN HIGH ASIA

Yu.L. Rebetsky, R.S. Alekseev

The pattern of current crustal stress in central and southeastern Asia has been reconstructed from earthquake focal mechanisms by inversion Rebetsky's method of cataclastic analysis. The inversion provides constraints on principal stress directions, as well as on relative magnitudes of maximum shear and effective isotropic pressure. The crust of the High Asian mountainous province is subject to horizontal extension or shear in plateaus (East and South Pamir and Tibet) and to horizontal compression or shear in mountain ranges. The relatively high horizontal compression in the ranges is apparently due more to denudation and exhumation than to the pressure from the Indian indenter. Denudation and removal of clastic material from the Himalayan slopes has been a key agent that may compensate for the N–S crust shortening in central Tibet and the W–E stretching in eastern Tibet. The current stress field of High Asia has been mainly controlled by vertical buoyancy forces that arise by thickening of lighter crust and detachment of heavier lithosphere.

Stress, strain, earthquakes, orogeny, erosion, exhumation, formation mechanism

ВВЕДЕНИЕ

Закономерности пространственного распределения напряжений в земной коре должны рассматриваться в качестве ключевой информации для решения задач геодинамики и сейсмотектоники. С середины прошлого века шло быстрое развитие тектонофизических методов инверсии напряжений из данных о разрывных смещениях, алгоритмы которых в отношении сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений и геологических о зеркалах скольжения были достаточно близки [Arthaud, 1969; Carey, Bruneier, 1974; Angelier, 1975, 1979; Гущенко, 1975; Reches, 1978; Etchecopar et al., 1981; Gephard, Forsyth, 1984; Michael, 1984, 1987; Lisle, 1987, 1992; Carey-Gailhardis, Mercier, 1987; Юнга, 1990; Rivera, Cisternas, 1990; Zoback, 1992; Rebetsky, 1996; Yamaji, 2000; Fry, 1999, 2001; Sato, 2006, 2012; Hardebeck, Michael, 2006; Vavryčuk, 2014; Stephens et al., 2018; Yamaji, Sato, 2019].

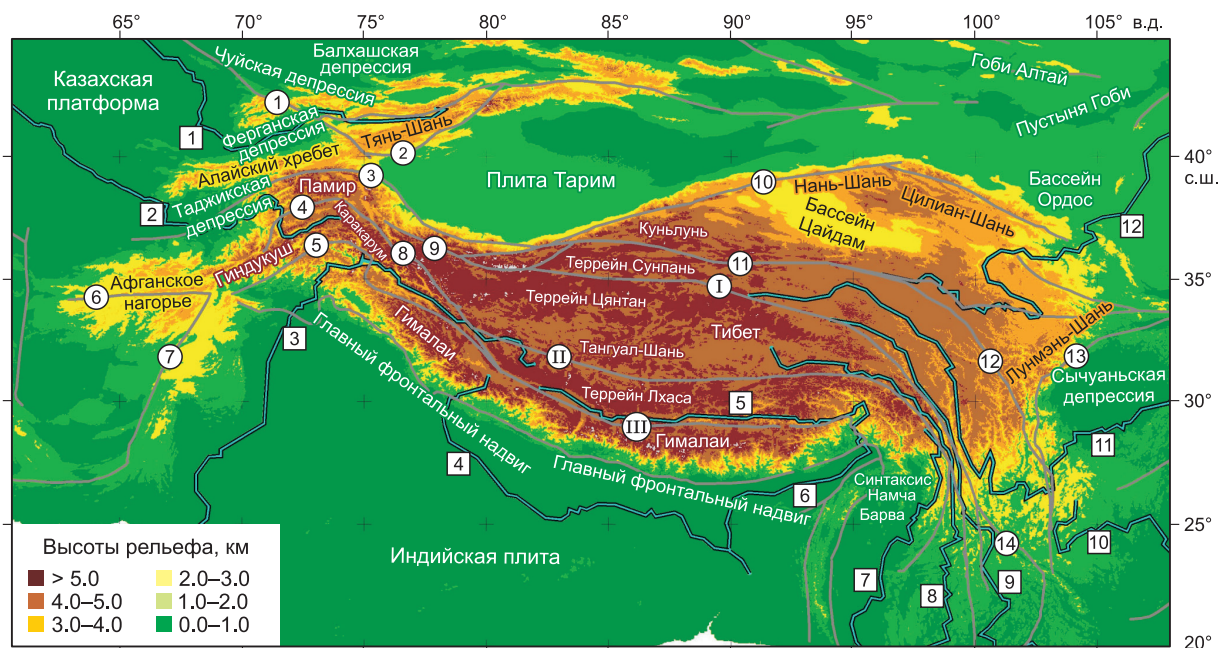


Рис. 1. Упрощенная тектоника Высокой Азии и топография двухминутного усреднения.

Серые линии — крупные разломы; двойные линии — большие реки. Римские и арабские цифры в кружках обозначают названия швов и зон разломов соответственно. Швы: Джинша (I), Бангонг (II) и Ярлунг (III). Разломы: Талас-Ферганский (1), Каши-Аксу (2), Главный Памирский (3), Рушан-Пшартский (4), Главный Каракорумский (5), Гератский (6), Чаман (7), Каракорумский (8), Западный Куньлунь (9), Алтынтаг (10), Восточный Куньлунь (11), Сяншуйхэ (12), Лунмэнь-Шань (13), Красной реки (14). Цифры в квадратах — названия рек: 1 — Сырдарья; 2 — Амударья; 3 — Инд, 4 — Ганг, 5 — Ярлунг Цангпо, 6 — Брахмапутра, 7 — Иравади, 8 — Салуин, 9 — Меконг, 10 — Чжуцзян (Жемчужная река), 11 — Янцзы, 12 — Хуанхэ (Желтая река).

Созданные методы позволяют сегодня получать данные не только об ориентации осей главных напряжений, но и оценивать сами величины напряжений [Raches, 1987; Michael, 1987; Angelier, 1989; Lacombe et al., 1992; Ребецкий, 2003; Lacombe, 2012; Rebetsky, Polets, 2018]. Технология оценки соотношения шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений и абсолютных величин напряжений в тектонофизических методах принципиально отличается от того, как это делается в *in situ* методах. Для этого в тектонофизических методах привлекаются дополнительные данные из геомеханического эксперимента или динамические параметры очага землетрясений.

В этой работе будут представлены результаты реконструкции напряжений, выполненные для континентальной коры мегарегиона Высокой Азии (ВА), в который входят Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань, Гималаи, плато Тибета, а также горные хребты Куньлуна, Алтынтага и Восточного Тибета (рис. 1). Будет дан анализ закономерности распределения напряжений и высказаны гипотезы по возможному механизму его формирования.

ОБЪЕДИНЕННЫЙ КАТАЛОГ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для реконструкции напряжений коры Высокой Азии в качестве базового используется каталог механизмов очагов землетрясений, созданный ранее в работе [Rebetsky et al., 1997] на основе данных множества источников: решения международного центра данных в Москве (<http://www.wdcb.ru/stp/index.ru.html>), механизмы очагов, опубликованные в журналах «Землетрясения в СССР» [1964..., 1989] и в книге «Каталог механизмов...» [1980], а также из публикаций отдельных авторов: В.Н. Аверьянова [1968], Ю.В. Ризниченко [1977], С.Л. Юнга [1990], А.О. Мострюкова и В.А. Петрова [1994], Дж.Х. Ходжсон и А.Дж. Уикенс [Hodgson, Wickens, 1965]. Каталог содержит данные о 2095 событиях за период с 1932 по 05.1994 г. За период с 05.1994 по 2016 г. этот базисный каталог дополнялся данными из каталога Global CMT (<https://www.globalcmt.org/>).

В нашей самой первой реконструкции напряжений для коры ВА [Rebetsky et al., 1997] многие землетрясения имели несколько вариантов механизмов очагов, полученных разными авторами. Инверсия напряжений в этой работе была проведена с помощью алгоритма метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА), которая была специально модифицирована для работы с землетрясениями,

имеющими различные решения очагов. Этот вид расчета обуславливает необходимость использования большего числа землетрясений для локализации (положения) главных осей напряжений по сравнению с расчетом на основе каталога с одновариантными фокусными механизмами, что приводило к большому усреднению напряжений (линейный масштаб усреднения 100 км и более).

В работе [Ребечкий, Алексеев, 2014] при построении поля напряжений земной коры ВА в качестве первоначального базиса мы использовали результаты реконструкции, выполненной ранее [Rebetsky et al., 1997]. Затем эти результаты расчета напряжений были дополнены новым расчетом, основанным только на данных о механизмах очагов землетрясений проекта Global CMT (с 1976 по 2010 г.). При этом результаты второго расчета рассматривались в большем приоритете по сравнению с первым, т. е. в тех точках, где они были в обоих расчетах, оставлялся результат инверсии только из каталога Global CMT.

В нашей новой реконструкции напряжений коры ВА была поставлена задача уменьшить площадь усреднения напряжений, т. е. получить более детальное поле напряжений. Это возможно, если вместо многовариантного каталога фокальных механизмов землетрясений за период 1932—1994 гг. создать каталог одновариантных механизмов, который затем дополнить данными из каталога Global CMT (по 12.2016 г.). В конечном итоге для большей части новых результатов инверсии напряжений усреднение отвечало линейному размеру около 70 км.

Для устранения многовариантных механизмов очагов землетрясений каталог механизмов за период с 1932 по 05.1994 г. был отфильтрован. Для этого источники данных были выстроены по степени «достоверности» определения решения фокальных механизмов. В качестве наиболее достоверного типа данных, имеющих самый высокий рейтинг, были приняты каталоги механизмов Global CMT. Мы поставили слово «достоверность» в кавычки, так как этот условный термин имеет мало общего с точностью получаемых решений. Фокальные механизмы из Global CMT определяются по общей волновой картине, а все остальные авторы свои решения получали по данным о знаках первых вступлений. Такие разные подходы во многом и определяли различия в механизмах очагов для одних и тех же землетрясений.

Поскольку каталог Global CMT начинается с 1976 г., то полученный после объединения многовариантный каталог фокальных механизмов делился на два периода: до 1976 г. и после. В настоящее время нет возможности выяснить, какие источники данных, кроме Global CMT, могли быть признаны наиболее достоверными, поэтому мы подошли к отсеву вариантов фокальных механизмов с формальной стороны. Мы использовали этот источник данных для того, чтобы всех остальных авторов выстроить по рейтингу. Для этого были проанализированы все случаи получения решений каждого из авторов для землетрясений, также имеющих решения из Global CMT. В зависимости от близости сравниваемых решений повышался рейтинг автора данных фокальных механизмов. Такая процедура давала возможность автоматизированной фильтрации каталога. Эту процедуру мы дополняли «ручным» контролем. Все варианты механизмов сравнивали, из них выбирали один из группы близких решений. При этом использовались показатели рейтинга и предыдущий опыт отбора вариантов.

Отфильтрованный каталог механизмов за период 1976—05.1994 г. был дополнен новыми данными из каталога Global CMT за период 05.1994—2016 г. (938 событий). Таким образом, для исследуемого региона объединенный каталог насчитывал 3033 механизма очагов землетрясений. В него вошли землетрясения в магнитудном диапазоне $3.0 \leq M_b \leq 8$, произошедшие с 1932 по 2016 г. Глубины очагов землетрясений составили 0—70 км. На рисунке 2 представлено распределение эпицентров землетрясений, а также показаны механизмы очагов сильных землетрясений, начиная с магнитуды 7.0 (55 событий). Как видно, данные объединенного каталога землетрясений достаточно хорошо покрывают Памир, Гиндукуш и Куньлунь. Пятнами наблюдается покрытие районов Тибета, Гималаев, Тянь-Шаня. В соответствии с этим распределением эпицентров событий можно ожидать и возможности получения сведений о напряженном состоянии коры исследуемой территории.

Основной глубинный диапазон землетрясений объединенного каталога заключен в интервале от 10 до 35 км (см. рис. 2). Наиболее представительным является диапазон магнитуд от 4.5 до 5.5. Наблюдается увеличение во времени числа событий, для которых определяются механизмы очагов землетрясений (пик приходится на 2006—2008 гг). В следующие годы уровень сейсмичности в данном диапазоне магнитуд вернулся к значениям начала двухтысячных годов. Вероятно, данное увеличение числа сейсмических событий можно связывать с возросшей активностью региона после произошедшего 26.12.04 г. катастрофического Суматро-Андаманского землетрясения.

Предварительный анализ каталога показал, что в нем содержится 39 % механизмов очагов, отвечающих взбросам, 24 % — сдвигам и 12 % — сбросам. Остальные события относятся к промежуточным кинематическим типам разрывообразования, сочетающим эти основные типы. На круговых диаграммах (см. рис. 2) показана представительность азимутальных простираний и погружений осей *P* и *T* (красная и синяя заливка соответственно) их механизмов. Как видно, ориентация этих осей имеет достаточный разброс в определении азимутов. Оси *P* имеют преимущественное простирание на север и на юг при среднестатистическом пологом погружении. На диаграмме погружения этой оси проглядывается не-

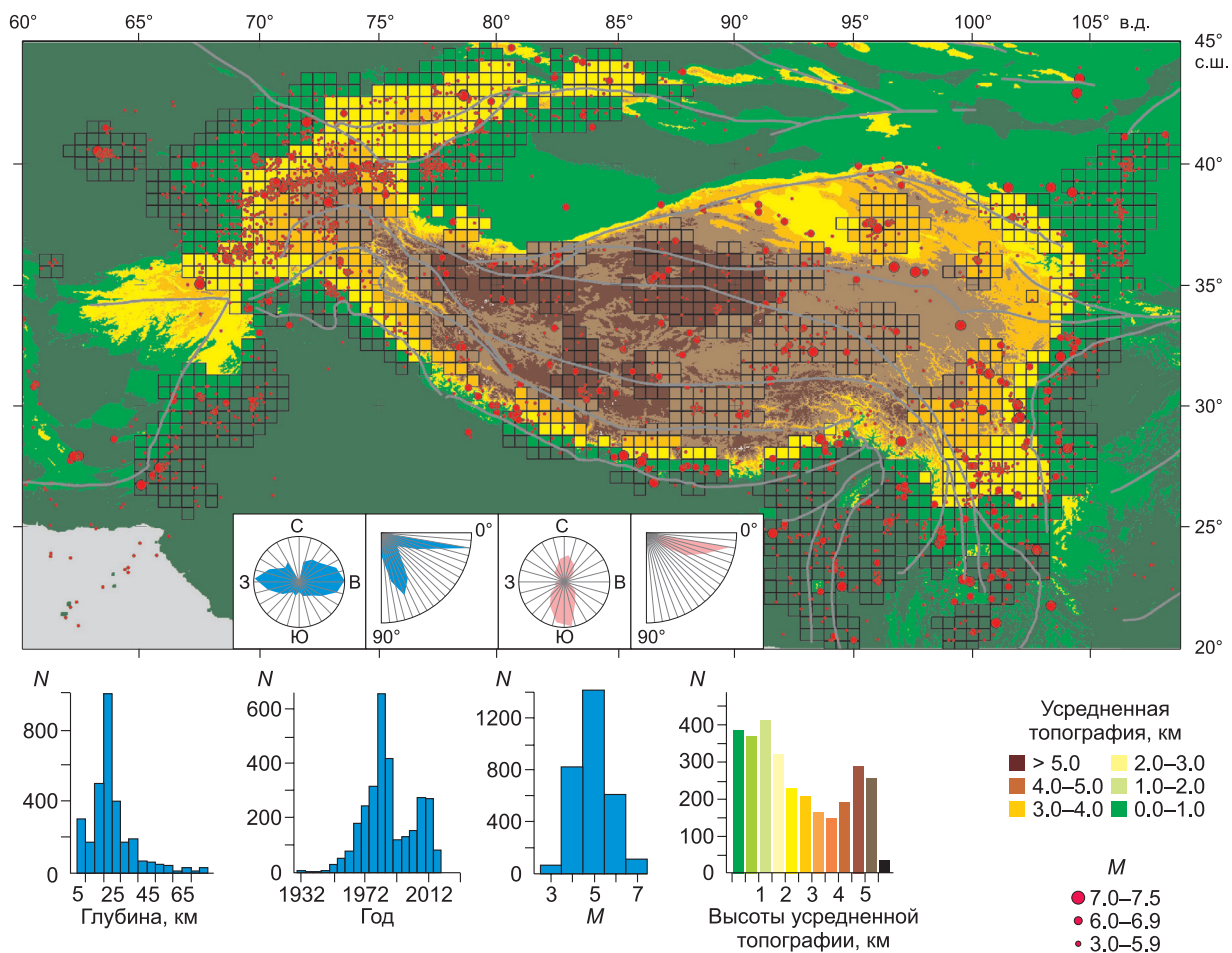


Рис. 2. Эпицентры землетрясений из объединенного каталога механизмов очагов, главные разломы исследуемого района Высокой Азии (см. рис. 1).

Прямоугольная сетка (0.5×0.5 град.) построена в точках расчета напряжений. Двухминутная топография усреднена в масштабе рассчитываемых напряжений (70 км). Прямоугольники условно обозначают домены, для которых выполнена инверсия напряжений. Внизу слева направо представлены диаграммы представительности землетрясений: по глубинам (км), по годам, по магнитудам, а также представительность высот рельефа (км) в точках расчета напряжений.

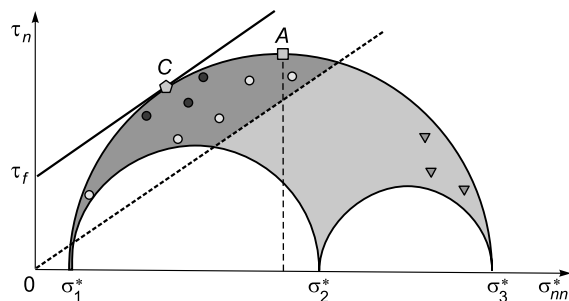
большой пик значений, отвечающий крутому погружению. Оси T имеют в основном субширотное простирание, но также достаточно много определений с другими ориентациями. На диаграмме погружения имеются два ярко выраженных пика значений. Один из них отвечает пологому положению осей, а другой — субвертикальному.

Следует обратить внимание, что высоты рельефа, представленного на рис. 2, отвечают масштабу усреднения напряжений (70 км). В этом случае средние высоты Тибета будут 4—5 км, что больше, чем средние высоты Гималаев на 2.5—4.0 км. Данные топографии этого рисунка отражают вертикальное давление на глубине 10—30 км, к которому относится основной вклад в сейсмический процесс. На этом же рисунке показана квадратная (в долях градусов) сетка, центрам которой отвечают узлы точки расчета, а размер сетки условно соответствует масштабу усреднения напряжений (0.5 град.).

МЕТОД ИНВЕРСИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Инверсия напряжений осуществлялась для латерального шага сетки 0.25 при глубинном диапазоне 0—70 км. При реконструкции в расчет включались землетрясения с M_b от 3.0 до 6.0 (исключено 276 событий с $M_b > 6.0$). Опыт работы алгоритма МКА показывает, что использование диапазона магнитуд больше чем 2.5—3.0 единицы приводит к завышению роли сильных землетрясений за счет того, что размер их области влияния начинает доминировать над землетрясениями меньших магнитуд. Эти сильные события участвуют в определениях напряжений большинства доменов, существенно усредняя результаты расчетов. Пострасчетный анализ однородных выборок данных о механизмах очагов землетря-

Рис. 3. Диаграмма Мора и точки напряженного состояния для активных сдвигов (кружки, залитые отвечают опасно-высокому уровню кулоновых напряжений) и сдвиговых неактивных разрывов (треугольники).



По вертикали откладываются касательные напряжения, по горизонтали направо — отрицательные (сжимающие) эффективные нормальные напряжения (напряжения в породе минус давление флюида в трещинах). Пятиугольник (С) — напряженное состояние вновь образующегося разрыва, а прямоугольник (А) — напряженное состояние плоскости максимального касательного напряжения.

Сплошная линия — это хрупкая прочность, штриховая линия — это минимальное поверхностное сопротивление трения (направо отложены отрицательные нормальные напряжения).

сений показал, что масштаб осреднения напряжений составлял 50—70 км. Расчеты выполнены для 5980 квазиоднородных доменов при минимальном числе землетрясений в однородной выборке 6. Для лучшей визуализации результатов расчетов в виде осей напряжений производилось прореживание узлов расчетной сетки с шагом 0.5×0.5 град.

Алгоритм первых двух этапов МКА представлен в работах [Ребецкий, 2003; Rebetsky et al., 2012; Rebetsky, Tatevossian, 2013]. Здесь мы напомним, что на первом этапе МКА используются только данные о механизмах очагов землетрясений, а результатом этого этапа являются данные о параметрах эллипсоида напряжений, т. е. определяются ориентации главных осей напряжений и соотношение между главными напряжениями — коэффициент Лодэ—Надай μ_o или Ратио ($2R = 1 - \mu_o$) [Delvaux et al., 1997]. Первый этап МКА во многом схож с алгоритмом метода Анжелль [Angelier, Michler, 1977] и Гущенко [1996].

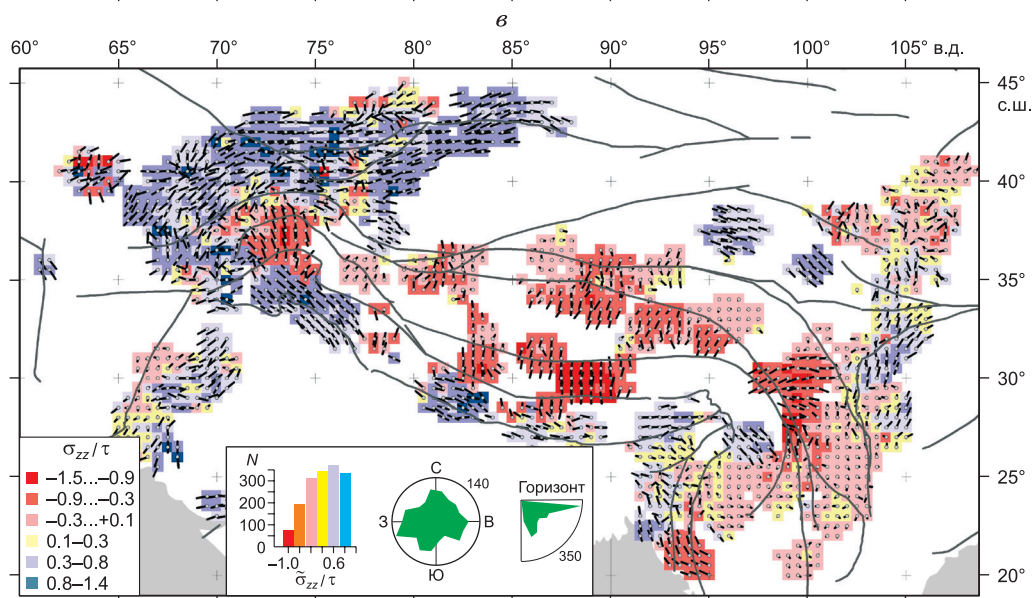
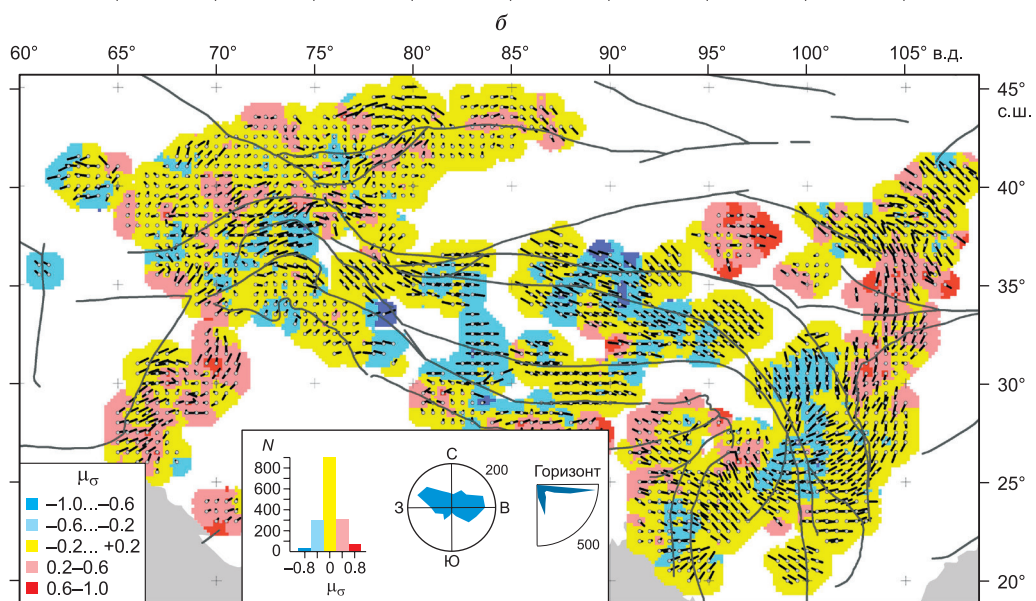
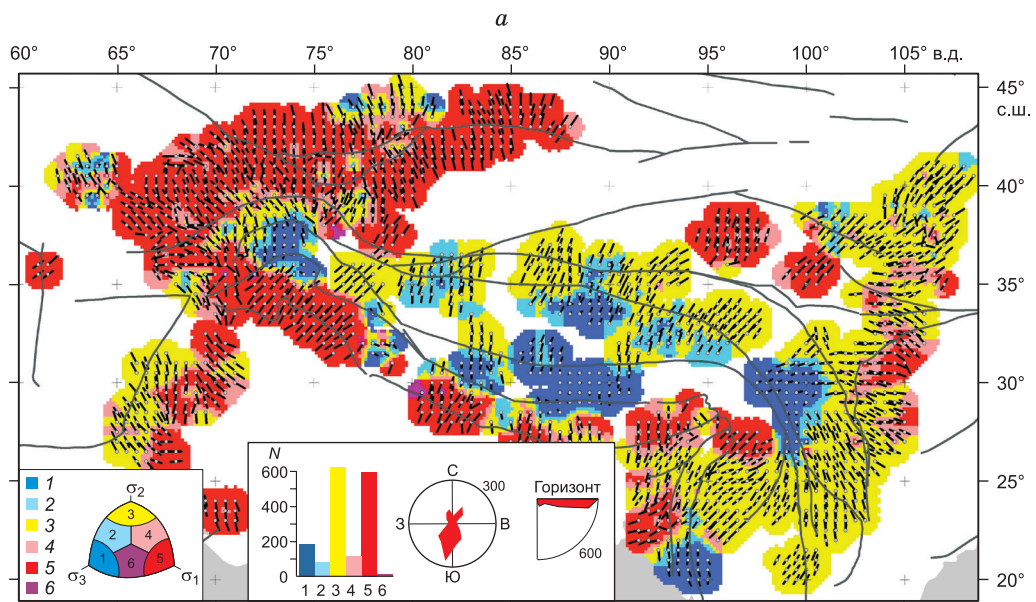
На втором этапе МКА на диаграмме Мора для каждого домена реконструкции напряжений анализируются расположения точек, характеризующих напряжения на плоскости очага землетрясений. При этом в алгоритме МКА существуют критерии выбора одной из нодальных плоскостей в качестве очага землетрясения [Ребецкий, 2003]. Следует отметить, что в МКА предполагается, что все анализируемые напряженные состояния являются предельными, т. е. их большие круги Мора касаются линии предела внутренней прочности. Также считается, что предел внутренней прочности можно представить линией на диаграмме Мора, параллельной линии минимального сопротивления поверхностного статического трения (рис. 3). На основе этого анализа осуществляется оценка величин напряжений, определяемых с точностью до нормировки значения внутреннего сцепления τ_f , которое на этом этапе реконструкции следует считать неизвестным. Это связано с тем, что масштаб усреднения напряжений в первые десятки километров много больше масштаба образцов кристаллических пород, для которых в лабораторном эксперименте может быть получено значение этого параметра прочности.

Далее в статье при определении осей главных напряжений будут использованы термины «наибольшее сжатие» (или просто сжатие) и «наибольшее растяжение» (или просто растяжение), под которыми понимаются соответственно максимальное сжимающее главное напряжение и наименьшее сжимающее главное напряжение, девиаторная часть которого и представляет собой наибольшее растяжение. Также обратим внимание, что в нашей работе мы используем правило знаков продольных напряжений, принятое в классической механике, т. е. растягивающие напряжения положительные. В силу этого σ_1 и σ_3 будут соответственно минимальным и максимальным сжимающим напряжением.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕНИЙ

Первый этап МКА — определение параметров эллипсоида напряжений. Результаты расчета ориентации главных осей напряжений представлены на рис. 4. Оси главных напряжений показаны в виде проекций на горизонтальную плоскость. При этом они всегда строятся в направлении погружения, а начало вектора погружения отмечено кружком. Короткая длина вектора означает крутое его погружение. Если кружок стоит посередине вектора, то это означает субгоризонтальное его положение ($\pm 15^\circ$).

Существенные отличия новой и предыдущей [Rebetsky et al., 1997] реконструкции напряжений наблюдаются в коре центральной части Тибета, где оси максимального сжатия по большей части имеют субвертикальную ориентацию (см. рис. 4, а). Здесь формируется геодинамический режим напряженного состояния в виде горизонтального растяжения (см. рис. 4, б) с ориентацией осей главного растяжения в субширотном и ССЗ—ЮЮВ направлениях. Наибольшие площади коры этого геодинамического режима находятся в тектонической провинции Лхаса. Для провинций Тангуал-Шань (Tangual Shan) и Цянган (Qiangtang) этот режим сочетается с режимом горизонтального сдвига. Северным ограничением обла-



сти горизонтального растяжения является кора разломов Западного и Восточного Куньлуна и Алтынтага, где одновременно субгоризонтальны оси максимального растяжения и сжатия, т. е. имеет место режим горизонтального сдвига. В западной части Тибета сочленение с зоной горизонтального растяжения Памира происходит через области горизонтального сдвига. Погружение в зонах горизонтального сдвига осей максимального сжатия в коре Тибета имеет две тенденции: на юго-запад (Западный Тибет) и северо-восток (Северный и Северо-Восточный Тибет).

Расхождение в напряженном состоянии, полученном для коры Тибета в новой реконструкции в сравнении с более ранней [Rebetsky et al., 1997], мы связываем с большими различиями в фокальных механизмах землетрясений от разных авторов. Специфический способ обработки таких многовариантных данных, примененный в нашей первой работе в этом регионе, привел к подавлению режима горизонтального растяжения.

Режим горизонтального сжатия с юго-западным погружением оси максимального сжатия располагается в коре Гималаев. Единственным участком Гималаев, где не наблюдается режим горизонтального сжатия, является треугольник сочленения рек Ганг и Ярлунг Цангпо. Здесь сочетаются режимы горизонтального растяжения и вертикального сдвига. Горизонтальное сжатие частично захватывает террейн Лхаса в Южном Тибете, но это, скорее всего, связано с особенностью технологии расчета за счет привлечения ближайших землетрясений. Согласно данным эпицентров землетрясений со взбросовыми механизмами очагов (см. рис. 2), они расположены в коре Гималаев. Соответственно землетрясения с механизмами очагов в виде сбросов располагаются к северу от рек Инд и Ярлунг Цангпо (Брахмапутра — за пределами Тибета). Таким образом, можно утверждать, что режим горизонтального растяжения находится в коре Тибета. Такое резкое изменение геодинамического типа напряженного состояния свидетельствует, что кора Южного Тибета не испытывает горизонтального сокращения.

Напряженное состояние горизонтального растяжения захватывает почти весь Тангуал-Шань, центральную часть террейна Цянтанг, а также крупный блок Восточного Тибета. В окружении зон растяжения расположены обширные области горизонтального сдвига и сочетания сдвига с растяжением.

Еще два обширных участка горизонтального сжатия расположены на восточной части Северного Тибета в коре бассейна Цайдам, Нань-Шаня и Цилян-Шаня.

Полученные данные показывают определенную общность состояния коры платообразного Восточного Памира и коры плато Тибета. Эти области имеют режимы горизонтального растяжения и горизонтального сдвига и окружены практически со всех сторон корой в режиме горизонтального сжатия, которой отвечают высокогорные области в виде хребтов.

Обстановка горизонтального растяжения в коре Тибетского плато, полученная по результатам инверсии напряжений, совпадает с результатами работ [Xu et al., 1992; Petrov et al., 1994; Coblenz, Richardson, 1995; Петров и др., 2002; Кучай, Бушенкова, 2009; Кучай, Козина, 2015] и коррелирует с геологическими данными, показывающими наличие в провинциях Лхаса и Тангуал-Шань (80—90° в.д.) наибольшей представительности грабенов с субмеридиональной ориентацией. К северу в провинциях Цянтан и Сунпань представлены разрывы сбрососдвигового типа с северо-западным простиранием [Molnar, Tapponnier, 1975; Милановский, 1991; Molnar et al., 1993; Mahéo et al., 2007]. При этом полученные нами результаты обладают большей детальностью и устойчивостью в ориентациях осей.

Анализ данных о направлениях действия главных напряжений дает возможность высказать предположения о направлениях активных усилий, определяющих формирования напряженного состояния. Применительно к задачам геодинамики, когда речь идет о напряженном состоянии, вызванном внешними условиями нагружения, активным, как правило, считают напряжение наибольшего сжатия (см. рис. 4, а). Однако ими могут быть и напряжения наименьшего сжатия, если рассматривать случай их уменьшения во времени за счет приложения в этом же направлении дополнительных растягивающих напряжений. В некоторых случаях активными напряжениями могут быть сдвиговые касательные напряжения, действующие на горизонтальных площадках (подошва коры). Другие компоненты тензора

Рис. 4. Проекция на горизонтальную плоскость осей главных напряжений, построенных в направлении погружения:

а — σ_3 и геодинамический тип напряженного состояния (1 — горизонтальное растяжение, 2 — горизонтальное растяжение со сдвигом, 3 — горизонтальный сдвиг, 4 — горизонтальное сжатие со сдвигом, 5 — горизонтальное сжатие, 6 — вертикальный сдвиг); б — σ_1 и коэффициента Лодэ—Надаи μ_0 ; в — σ_2 и относительная величина девиатора вертикального напряжения $\bar{\sigma}_{zz}$ (нормировка на максимальное касательное напряжение τ). Внизу в центре справа налево розы-диаграммы представительности азимутов и углов погружения осей главных напряжений, диаграмма представительности: геодинамических режимов (а), относительной величины девиатора вертикального напряжения (в) и коэффициента Лодэ—Надаи (б). Слева внизу легенда для геодинамического типа напряженного состояния (а), относительной величины девиатора вертикального напряжения (в) и коэффициента Лодэ—Надаи (б).

напряжений, возникающие на контуре выделенного объема, следует рассматривать как реактивные, т. е. возникающие из-за приложения активных напряжений.

С этих позиций напряжения максимального сжатия в субмеридиональном направлении в коре Гималаев, Тянь-Шаня, Западного Памира и его обрамления с юга, запада и севера, Восточного и Западного Куньлуна, т. е. там, где имел место режим горизонтального сжатия, следует рассматривать как активное напряжение внешнего нагружения. В областях сдвигового режима, вероятно, активными, так же как и в областях горизонтального сжатия, следует рассматривать напряжения максимального сжатия.

Соответственно, в областях режима горизонтального растяжения (Южный, Центральный и Восточный Тибет) активными напряжениями будут либо вертикальные максимальные сжимающие напряжения, либо напряжения минимального сжатия (максимальные девиаторные растягивающие напряжения). Применительно к Тибету и Памиру из этих двух напряжений следует выбрать вертикальные напряжения максимального сжатия, так как горизонтальное растяжение не может сформировать поднятие. Выполнив подобное районирование, приходим к первому противоречию с положениями модели образования этих геологических объектов, представленной в работе [Molnar, Tapponnier, 1975]. Горизонтальное сокращение в субмеридиональном направлении не является единственным механизмом, отвечающим за современное напряженное состояние Тибета и Памира.

На рисунке 4, *в* изображена относительная величина девиаторной составляющей вертикального напряжения (нормировка на максимальное касательное напряжение), которая показывает, является ли это напряжение в данной точке расчета выше (>0) или ниже (<0) среднего напряжения. Более высокий уровень вертикального сжимающего напряжения наблюдается в коре Тибета и в юго-восточной части Памира, что выглядит вполне естественно, так как здесь в масштабе усреднения, отвечающем реконструируемым напряжениям (30—70 км), самая высокая усредненная топография (см. рис. 2). Области повышенных значений вертикальных напряжений окружены корой высочайших хребтов Гималаев, Северного Тибета, а также Западного и Северного Памира, где уровень этих напряжений существенно ниже. Здесь горизонтальное сжатие вносит существенный вклад в среднее напряжение.

На рисунке 4, *б* показано пространственное распределение значений коэффициента Лоде—Надаи, характеризующего соотношение компонент главных напряжений. В большей части региона вид тензора напряжений отвечает чистому сдвигу ($\mu_0 \approx 0$), при котором значения девиаторных компонент алгебраически наибольшего и наименьшего из главных напряжений близки к друг другу по абсолютным значениям ($|s_1| \approx |s_3|$), а девиатор от промежуточного главного напряжения близок к нулю.

В областях с геодинамическим режимом горизонтального сжатия (большая часть коры горных поднятий, окружающих Памир) это означает, что здесь наиболее четко должны выдерживаться простирания активных разломов, параллельных оси промежуточного главного напряжения σ_2 (см. рис. 4, *в*). То же самое можно сказать и об участках коры, где имеет место режим горизонтального растяжения (Южный Памир и центральная часть провинции Лхаса). Здесь имеющиеся сбросы и грабены параллельны σ_2 .

Важную роль для понимания условий деформирования коры играют данные о направлениях касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках с нормалью к центру Земли (рис. 5). Эти напряжения отражают направления, в котором имеет место максимальный вертикальный градиент горизонтальной компоненты скорости течения в коре (см. рис. 5, схема). Для зон субдукции в активных континентальных окраинах направления этих напряжений очень устойчивые [Rebetsky, Tatevossian, 2013], они четко ориентированы от океана к континенту или к островной дуге. Их вполне можно объяснить мантийными потоками в астеносфере. Поскольку образование крупнейшего горного поднятия Азии связывают с движением Индийской плиты под воздействием мантийной конвекции [Molnar, Tapponnier, 1975], то в ориентации таких касательных напряжений это должно отражаться.

Выделим в южной части исследуемого региона полосу коры, включающую в себя с запада на восток Гиндукуш и Гималаи. Здесь практически повсеместно (исключение несколько определений в центральной части Гималаев) векторы напряжений τ_z направлены от Индо-Австралийской плиты на северо-восток. В коре северо-восточной части Тибета для областей Восточного Куньлуна, бассейна Цайдам и к востоку от нее ориентация векторов τ_z меняется на противоположную — юго-западную. Подобная двусторонняя, направленная на центральную часть Тибета ориентация поддвиговых касательных напряжений может также отражать мелкомасштабную конвекцию в верхней мантии [Буртман, 2010, 2012].

Такие направленные навстречу друг другу ориентации поддвиговых касательных напряжений характерны и для коры Тянь-Шаня. Здесь для τ_z также можно выделить два взаимно противоположных направления, ориентированные с юга и севера к срединной части Тянь-Шаня. Выявленная закономерность распределения касательных напряжений τ_z для Тибета и Тянь-Шаня может свидетельствовать о течении мантийного вещества от периферии литосферы к осевой части этих горных сооружений. Это важный результат, который можно использовать при объяснении современного механизма деформирования литосферы Высокой Азии.

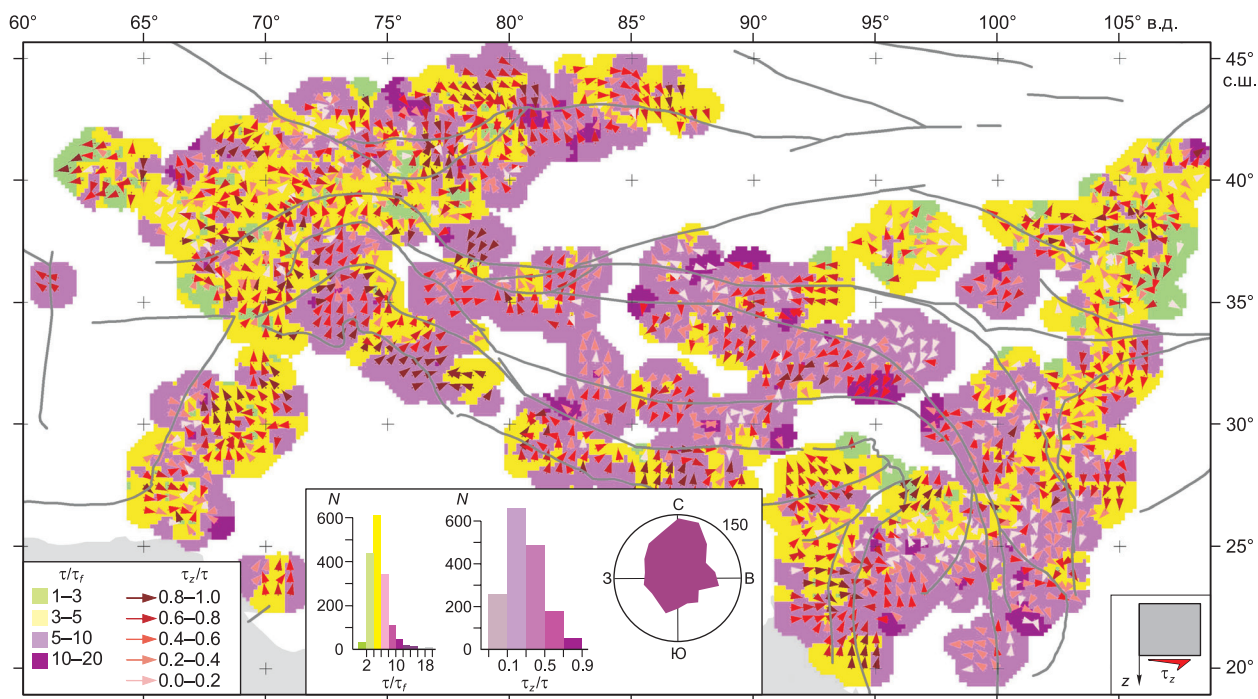


Рис. 5. Направления и относительные величины (нормировка на максимальные касательные напряжения τ), поддвиговых касательных напряжений τ_z , действующих на горизонтальных площадках.

Разный цвет заливки отвечает относительным значениям максимальных касательных напряжений τ , нормированным на прочность сцепления (τ_f). Внизу в центре слева направо роз-диаграмма представительности азимутов векторов τ_z и диаграммы представительности относительных величин τ_z/τ и τ/τ_f . Внизу справа показана схема, иллюстрирующая действие напряжений τ_z на подошве коры.

Поддвиговые касательные напряжения достаточно часто субпараллельны простиранию напряжений максимального сжатия, а их направление действия противоположно направлению погружения осей этого главного напряжения.

В юго-восточной части исследуемого региона в коре Тибета к западу от Сычуаньской впадины, для Начма Барве синтаксиса и зоны сдвигов Красной реки, так же как и для коры Памира, не видно преимущественной ориентации τ_z . Отсутствие устойчивого широтного направления τ_z вместе с известными данными GPS [Gan et al., 2007] для этого района говорит о том, что на восток утолщается не только кора, но и вся литосфера.

Заметим, что используемый в этом разделе термин «геодинамический тип напряженного состояния» отличается от термина «тектонический режим напряженного состояния», используемого, например, в проекте World Stress Map (WSM) [Zoback, 1992; Heidbach et al., 2010, 2018]. В первом случае тип состояния зависит непосредственно от ориентации осей главных напряжений. Во втором — от кинематики смещения по разрывам, которая хотя и связана с ориентацией осей главных напряжений, но эта связь в некоторых случаях не всегда очевидна наблюдателю. Это обусловлено масштабом усреднения напряжений, часто сопоставимым с мощностью коры и отклонением одной из осей главных напряжений от строгой вертикальности.

В заключение этого раздела еще раз повторим важнейшие результаты. В коре плато Тибета и Восточного Памира главное напряжение минимального сжатия ориентировано субгоризонтально, а в вертикальном направлении действует либо максимальное сжатие (режим горизонтального растяжения), либо промежуточное главное напряжение (режим горизонтального сдвига). Таким образом, говорить о возможности горизонтального сокращения можно только для зон, где в коре напряженное состояние отвечает горизонтальному сдвигу.

Второй этап МКА — определение нормированных величин шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. В этом разделе представлены данные об относительных компонентах шаровой и девиаторной частей тензора напряжений, которые для коры ВА ранее не были получены. На рисунке 6 показаны результаты расчета относительных значений эффективного всестороннего давления

$p^* = p - p_f$ (всестороннее тектоническое давление минус флюидное давление) и разности наибольшего и наименьшего из горизонтальных нормальных напряжений $\sigma_h^* - \sigma_H^*$, нормированных на внутреннее сцепление горных пород (τ_f).

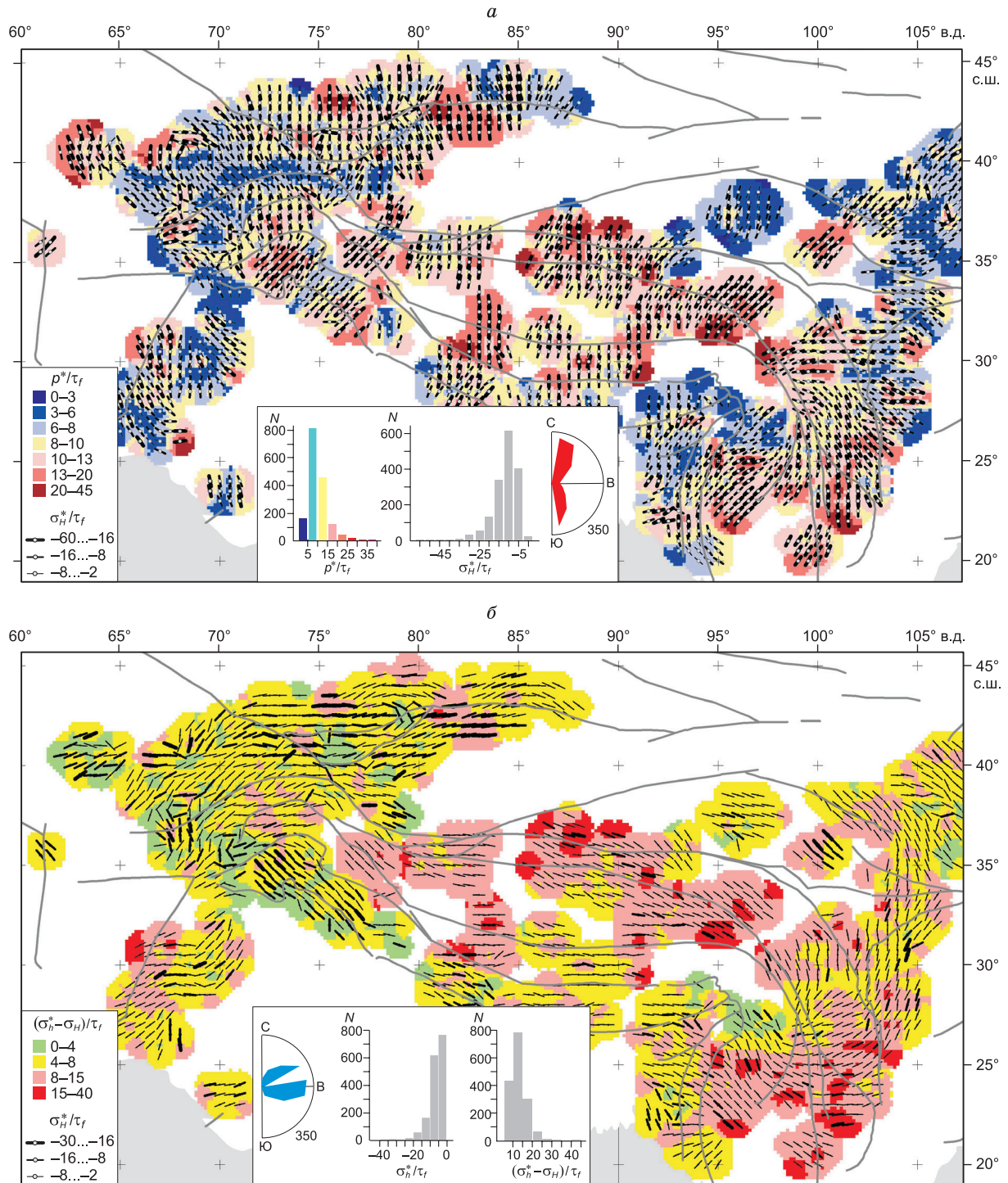


Рис. 6. Направления максимального σ_H^* (а) и σ_h^* минимального (б) горизонтального сжатия и распределение нормированного эффективного давления p^* (а) и нормированной разности эффективных напряжений $\sigma_h^* - \sigma_H^*$ (б).

Все значения нормируются на прочность сцепления массива. Легенды находятся в левых нижних углах рисунков. Роз-диаграммы (справа) и прямоугольные диаграммы (слева) показывают соответственно частоту направлений напряжений и относительные величины напряжений.

Следует иметь в виду, что поскольку в МКА существует положение о том, что реконструированное напряженное состояние является предельным (касание большим кругом Мора линии предела прочности, см. рис. 3), то существует взаимосвязь эффективного давления и максимальных касательных напряжений. Там, где имеет место высокий уровень эффективного давления, наблюдается и высокий уровень максимальных касательных напряжений. И наоборот, областям с низким эффективным давлением отвечает и невысокий уровень максимальных касательных напряжений. Этот результат — следствие положения о близости состояния пород к пределу хрупкой прочности. Согласно экспериментальным данным и теории хрупкой прочности горных пород, уровень эффективного давления определяет и уровень девиаторных напряжений, которые горная порода способна выдержать без разрушения.

Из результатов второго этапа реконструкции следует, что кора южной (Лхаса) и северной (Сунпань) частей Тибетского плато характеризуется наибольшим уровнем девиаторных напряжений и эффективным давлением. Эти области со всех сторон обрамлены участками меньшего уровня напряжений. Также существуют два блока повышенных напряжений в коре Тянь-Шаня, практически со всех сторон обрамленные зонами с меньшим уровнем напряжений.

Распределение нормированной величины девиаторных вертикальных напряжений показано на рис. 4, в. Они сжимающие и максимальны именно в коре плато Тибета и Восточного Памира. Из данных о максимальных касательных напряжениях (см. рис. 5) для участков коры с режимом горизонтального сжатия Гималаев, Нань-Шаня, Цилян-Шаня (см. рис. 4, а), а также для участков горизонтального растяжения в коре Тибета, можно оценить и сопоставить уровень напряжения горизонтального сжатия. Оно в коре Гималаев, Нань-Шаня и Цилян-Шаня (140—160 МПа) почти в 2—3 раза больше, чем в Тибете (50—60 МПа). Если кроме этих данных использовать также значения коэффициента Лоде—Надаи (см. рис. 4, б), определяющего вид эллипсоида напряжений [Ребецкий, 2003], то можно оценить всестороннее тектоническое давление. Оно для этих областей близко по значениям — около 100—120 МПа, но в коре Тибета для зон горизонтального растяжения выше на 10—15 МПа. Перечисленные факты сложно объяснить с позиции активного источника горообразования в Тибете в виде давления Индийской плиты.

Итак, мы наткнулись на одно важное противоречие с выводами о причине поднятия Тибета, определяющее таковым именно напряжением горизонтального сжатия. В этом случае максимальное давление должно возникать в месте приложения внешнего сжатия (Индийская плита) и постепенно затухать по мере удаления.

При построении на рис. 6 осей напряжений максимального σ_H^* и минимального σ_h^* горизонтального сжатия использовались правила тензорного анализа. Это не горизонтальная проекция осей P отдельных механизмов очагов землетрясений, как это стандартно представлено в проекте WSM [Zoback, 1992]. Наибольших значений напряжения максимального горизонтального сжатия достигают в коре северо-восточной части Тибета и в коре Центрального и Восточного Тянь-Шаня. Наиболее низкий уровень латерального сжатия, занимающий достаточно большие площади, наблюдается в коре Северного и Западного Памира. Согласно суммирующей розе-диаграмме, приведенной на рис. 6, а, оси максимального латерального сжатия ориентированы в большинстве на юг—юго-запад, субмеридионально и на юг—юго-восток.

Полученные данные о распределении эффективного давления можно использовать для оценки сейсмической опасности. Согласно результатам реконструкции природных напряжений в областях подготовки сильных землетрясений, выполненных в предыдущие годы [Rebetsky, Tatevossian, 2013], областям, опасным для развития крупномасштабного разрушения, отвечают участки коровых разломов, вдоль которых выделяются протяженные участки пониженного эффективного давления. Повышенный уровень давления препятствует развитию больших землетрясений

Протяженные вдоль разломов зоны (более 200 км) пониженного эффективного давления можно выделить в коре восточного фланга Гималаев, северного участка Намчва Барва, Цилян-Шань и Ордосской впадины. Наибольшая по протяженности зона пониженного эффективного давления (порядка 500—600 км) расположена в коре северо-западного фланга Памира (см. рис. 6, а). Понятно, что не вся такая область может быть готова к реализации в виде сильного землетрясения. Для уточнения опасности разломов этой зоны необходим анализ напряжений на самой плоскости разлома. Но наличие зоны такой протяженности говорит о возможности возникновения здесь землетрясения с магнитудой около 8.

Если принять в качестве прочности внутреннего сцепления $\tau_f = 6$ МПа (такое значение этого параметра было получено для коры Алтая и Саян в работе [Ребецкий и др., 2013]), то можно оценить уровень средних для коры в целом напряжений горизонтального сжатия. Поскольку величина напряжений по глубине возрастает из-за действия массовых сил, то лучше оценивать надлитостатические значения этих напряжений либо напряжений, отвечающих средней части коры (глубины 35 км).

Как следует из рис. 5, наиболее представительными для коры ВА будут значения максимального касательного напряжения около 35 МПа, а для небольшого числа участков в основном в коре Централь-

ного и Северного Тибета, а также Тянь-Шаня верхний их уровень будет определяться значениями порядка 90 МПа. Для областей с режимом горизонтального сжатия, который имеет место в коре Гималаев, Тянь-Шаня и большей части Памира, главное сжатие субгоризонтально, а минимальное сжатие вертикально и определяется весом вышележащих пород (литостатическое давление). Для таких областей наиболее представительные надлитостатические значения наибольшего горизонтального сжатия будут 50—70 МПа, а максимальные его значения в отдельных участках будут достигать 180—200 МПа.

Переходя к полным значениям этих напряжений для средней коры (т. е. добавляя литостатику — около 1 ГПа на глубине 35 км), находим, что они могут достигать соответственно 1.05 ГПа (наиболее представительные значения) и 1.2 ГПа (максимальные значения). Важно отметить, что в коре Тибета из-за большей высоты рельефа, усредненного в масштабе реконструкции напряжений (60 км), чем для Гималаев (см. рис. 2), тектоническое давление будет немного выше, чем в коре Гималаев, на 10—15 МПа (разница средних высот около 1—3 км). Таким образом, граница контакта литосферных плит не является источником напряжений высокого горизонтального сжатия.

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ОРОГЕНОВ ВЫСОКОЙ АЗИИ

В картине распределения напряжений в коре орогенов Высокой Азии ранее всегда уделяли первое место ориентации осей максимального сжатия, которая, по мнению многих авторов, подтверждает концепцию формирования поднятия за счет горизонтального сокращения [Molnar, Tarronnie, 1975]. Его первоначально связывали со всем периодом столкновения Евразийской и Индо-Австралийской плит, принципиально не разделяя этап пододвигания океанской литосферы под Евразийскую плиту от этапа жесткой коллизии континентальных литосфер. Первый этап конвергенции плит иногда именуют «мягкой коллизией» [Лобковский и др., 2004].

Считается, что конвергенция Евразийской и Индийской плит происходила уже в раннем мелу и хорошо датированные записи контракционных деформаций и осадконакопления выделены вдоль юрско-раннемелового (<125 млн лет) шва Бангонг Центрального Тибета [Kapp et al., 2007]. В работах [Willems et al., 1996; Shi et al., 1996; Yin, Harrison, 2000; Ding et al., 2005] показано резкое изменение типа осадочных пород и закономерности осадконакопления в интервале 60—80 млн лет для южной части Центрального Тибета, которое интерпретировалось как время первоначального столкновения между Индией и Азией. В работах [de Sigoyer et al., 2000; Leech et al., 2005] удалось датировать эоценовые Тсо-Морари (Tso Morar) около 55 млн л. н., что подтвердило результаты более ранней работы [Garzanti et al., 1987] и позволило сделать вывод о первом прибытии индийской континентальной коры в трансгималайскую впадину. В работе [Aitchison et al., 2007] было показано, что в конце эоцена (около 30 млн л. н.) сутура закрывшегося океана Неотетиса перекрыта конгломератами олигоцена.

Приведенные выше факты опирались на геологические данные из зоны непосредственного столкновения Евразийской и Индийской плит. Из них следует широкий диапазон времени, отвечающий началу континентальной коллизии. Это подтверждает выводы работ Д.Б. Роули [Rowley, 1996, 1998] о том, что возраст начала этого столкновения остается слабоограниченным.

Представленные данные крайне важны, но прямо не свидетельствуют ни о начале роста высот рельефа, ни об увеличении мощности коры, ни о росте напряжений горизонтального сжатия. Для установления перечисленных явлений необходим анализ данных в коре Тибета и окружающих его горных стран. В частности, временем формирования грабенных субмеридионального направления в Южном и Центральном Тибете, которое отвечает верхнему миоцену, т. е. около 10—11 млн л. н. [Armijo et al., 1986; Mercier et al., 1987], а также этапом надвиговых разрывов и складчатости, возникших внутри океанской части Индийской плиты около 8.0 млн л. н. [Cochran, 1990], определяют начало жесткой континентальной коллизии двух плит [Molnar et al., 1993; Royden, Burchfiel, 2008].

Интервал 20—8 млн лет в монографии Н.Л. Добрецова [2011] связывается с трансляционным смещением Индийского континента вдоль Евразийского в северо-западном направлении до момента столкновения с Пенджаб-Памирским выступом. В этом периоде начинают формироваться горные сооружения не только в Тибете, но и на Тянь-Шане (18—8 млн лет), Джунгарии (8.5 млн лет). Смена северо-восточного направления движения Индийской плиты на субмеридиональное выделяется в работе [Stock, Molnar, 1988] в близком интервале 35—20 млн л. н.

Периоды поднятия Тибета. В работе [Shah et al., 2018] на основе обобщения большого числа исследований делается заключение, что следствием кайнозойской коллизии являются события охлаждения и экзумаии пород на юге Центрального Тибета, произошедшие не позднее ~22—25 млн л. н. Начало интенсивной фазы подъема и нынешнего состояния возвышенности Тибетского плато обосновывается термохронологией различных данных (моласса, окаменелая органика и др.) и отвечает времени около 8 млн лет по работе [Harrison et al., 1993], ~14 млн лет по работам [Coleman Hodges, 1995; Edwards et al., 1996; Edwards, Harrison, 1997] и до ~15 млн лет по работе [Spicer et al., 2003].

Термохронометрия магматических и метаморфических пород Южного Сунпань, Куньлунь и Юдун (Yidun) блоков показывает очень медленное и регулярное охлаждение при отсутствии крупных тектонических событий между 150 и 50 млн л. н. [Roger et al., 2011]. Эксгумация, связанная с третичным ростом Тибетского плато, началась около 50—30 млн л. н. и сосредоточилась вблизи основных тектонических структур.

В работе [Yin, Harrison, 2000] данные магнитостратиграфического анализа, возраст охлаждения обломков и биостратиграфия отложений показали, что поднятие началось в одно время в раннем палеоцене (50 млн лет) в Тетианских Гималаях на юге, в Нань-Шане и Цилян-Шане примерно в 1400 км к северу, т. е. без последовательного распространения с юга на север, о котором часто упоминается. Данные магнитостратиграфии, седиментологии вместе с исследованиями $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и треков деления [Wang et al., 2008, 2012] показали, что в раннем олигоцене происходила первая фаза поднятия центрального Тибетского плато (пик 31.5 млн л. н.). Районы к югу и северу от центрального плато значительно позже получили возвышенность. Увеличение высоты началось в доэоценовое время в террейнах Лхаса и Цян-танг и распространилось на протяжении всего неогена к его нынешним южным и северным окраинам в Гималаях и Цилян-Шане. Вторая фаза произошла в среднем миоцене около 15 млн л. н. и была существенно сильнее первой фазы. Согласно работам [DeCelles et al., 2007; Kopp et al., 2007], исследовавших изотопы кислорода почвенных карбонатов Центрального Тибета, формирование Высокого Тибета с нынешним засушливым климатом произошло около 26 млн л. н.

В работе [Spicer et al., 2003] исследовались хорошо сохранившиеся окаменелые скопления листьев из бассейна Намлинг (Namling), в Южном Тибете возраста 15 млн лет. Высота, отвечающая климату окаменелостей, около 4.5 км. Оценки возраста гидротермальной слюды ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) для одного из разломов на севере Центрального Непала показали 14 млн лет [Coleman, Hodges, 1995]. Этот возраст подразумевает, что расширение в широтном направлении началось до 14 млн л. н., по крайней мере, в некоторых частях Тибетского плато, т. е. плато показывает достижение большой средней высоты задолго до позднего миоцена.

В работе [Bian et al., 2020] в исследованиях истории активности рифта Кона (Cona) Восточных Гималаев на основе термохронологии биотита и К-полевого шпата ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, а также циркона и апатита (U-Th)/He) показано, что после медленной фазы эксгумации (~14 млн л. н., ~0.20—0.13 мм/год) произошло резкое ускорение скольжения на разломах (~3.0—2.3 млн л. н., ~3.8—1.6 мм/год), что создало горизонтальное расширение ~2—5 км. Рифтогенез в Гималаях сопровождался уменьшением на восток величин рифтогенеза. Вариации возраста адакитового магматизма показывают две фазы активности, причем более поздняя фаза < 20 млн л. н. имеет тенденцию к омоложению на восток, ультращелочной магматизм — на восток и юг.

В работе [Fang et al., 2005] для бассейна Хуанхэ-Гид провинции Цинхай в каркасе разломов Куньлунь и Алтынтаг—Южный Цилян (Северо-Восточный Тибет) на основе оценки увеличения содержания гравия и размеров его компонентов, изменения глубин залегания и типов исходных пород установлена ускоренная деформация и подъем после 8 млн лет (поздний миоцен). Примерно 3.2 млн л. н. по всему Северо-Восточному Тибету произошло трехкратное увеличение скорости осадконакопления (валунные конгломераты гангзийской свиты). Палеомагнитный анализ молассы (преимущественно речные песчаники и алевролиты) разреза в Бакия-Кхале (Юго-Восточный Непал) показал [Harrison et al., 1993], что возраст отложений ограничен до 10.8—4.9 млн лет. Изучение изотопов углерода в палеопочвах этого разреза показало, что возраст пород меняется от значений около 7.4 млн лет снизу разреза и до значений 2 млн лет сверху. По результатам исследований показано, что в этот период происходит переход от доминирующих древесных растений к травяным растениям. Это также показывает ускоренный подъем, начавшийся в промежутке между 7 и 2 млн лет.

Данные термохронометрии [Mahéo et al., 2007] также дают для Тибета два периода быстрой эксгумации пород вблизи 10 и 4 млн лет. Первый этап эксгумации отвечает времени формирования грабенов [Mercier et al., 1987; Maluski et al., 1988]. Второй находится вблизи с периодом начала быстрого роста Гималаев [Johnson et al., 1982; Iwata, 1987; Zheng, 1989].

Таким образом, из приведенных выше исследований следует, что в период столкновения Индийской и Евразийской плит рост поднятия в различных частях плато Тибета и сопряженных с ним горных стран состоял из трех этапов: 1) медленный 50—25 млн лет от современности; 2) ускоренный 15—8 млн лет; 3) очень быстрый около 4.0—2.5 млн лет. Первый из них связан с закрытием палеоокеана Тетис, второй определяется началом развития грабенов в Южном Тибете с расширением на восток, третий — с резким ростом интенсивности эрозионных процессов в Северо-Восточном Тибете и развитием рифтогенеза в Гималаях.

Об уровнях горизонтальных деформаций и напряжений в коре Тибета и Гималаев. Всегда существовал вопрос, хватит ли уровня напряжений горизонтального сжатия, возникающих в литосфере, для горизонтального сокращения коры Тибета. Полагая время формирования высокого плато около

60 млн лет (при 30 млн лет стадии субдукции океанской литосферы и 30 млн лет жесткой коллизии), можно оценить уровень превышения напряжений горизонтального сжатия над вертикальными (литостатическое давление) для получения двукратного увеличения мощности (в настоящее время мощность коры Тибета около 75 км). При вязкости континентальной коры 10^{24} Па·с (мы рассматриваем это как нижний предел возможной вязкости) для объяснения изменения мощности коры необходимо уровень этих надлитостатических значений напряжений определить величиной около 1 ГПа. Тогда за 60 млн лет в условиях плоской деформации (однородность процесса в субширотном направлении) вдоль зоны коллизии плит мощность коры увеличится на 88 %. Этот уровень напряжений должен существовать большую часть времени пододвигания океанской литосферы Индо-Австралийской плиты под Евразию, обеспечивая постепенное увеличение высот Тибета.

Постоянство сжатия коры Тибета в период столкновения плит противоречит данным палеоклимата, которые показывают, что на стадии, когда происходила субдукция океанской литосферы под Евразию, значимых поднятий в Гималаях и Тибете не наблюдалось. Если уменьшить период времени действия сокращения коры Тибета до 30 млн лет (время жесткой коллизии), то необходимо увеличивать напряжения горизонтального сжатия вдвое до 2 ГПа. Но даже 1 ГПа это очень высокий уровень для надлитостатических напряжений. Если принять вязкость на полпорядка ниже, то на эту же величину (втрое) уменьшится уровень напряжений горизонтального сжатия. Но и в этом случае он будет в пять раз больше полученных нами оценок (см. выше) надлитостатических значений напряжений горизонтального сжатия 70 МПа, которые сегодня действуют в коре Тибета.

В качестве альтернативного подхода приведем результаты исследований, выполненных в работе [Bischoff, Flesh, 2018]. Здесь при моделировании деформаций и напряжений ВА для верхней коры Тибета вязкость принималась близкой к 10^{24} Па·с, а для нижней коры около 10^{19-21} Па·с. Согласно расчетам, в коре Гималаев уровень горизонтального надлитостатического сжатия составил около 100—150 МПа, а в коре Тибета около 20—50 МПа, достигая наибольших значений в центральной его части. Заметим, что этот уровень напряжений близок к нашим оценкам. Мы считаем, что принятые в указанной работе параметры вязкости нижней коры аномально низкие и соответствуют, скорее, подлитосферной мантии, чем самой литосфере. О том, что результаты расчета, выполненного в [Bischoff, Flesh, 2018], не соответствуют природному процессу, в частности, говорит тот факт, что в модели не удалось получить резкого уменьшения скорости горизонтального сокращения при переходе от коры Гималаев к коре Тибета, которое следует из данных GPS-наблюдений (см. далее). Важно отметить, что двукратное утолщение коры Тибета за счет горизонтального сокращения при данном уровне напряжений можно объяснить только путем понижения вязкости коры.

В работе [Capitanio, 2020] на основе анализа плавучести литосферы и воздействия со стороны зон субдукции даются оценки тангенциальных сил, отвечающих в верхнем пределе напряжениям горизонтального сжатия около 15—20 МПа. Эти значения втрое меньше наших оценок для коры Тибета, но близки к верхнему пределу надлитостатических значений напряжений горизонтального сжатия для зон субдукции (7—10 МПа) [Ребецкий, 2009, 2015, 2018], полученных при реконструкции природных напряжений для районов активных континентальных окраин. В этих работах на третьем этапе МКА привлекались данные о величине сброшенных напряжений в очагах наиболее сильных землетрясений исследуемых регионов (Токачи Оки, 2003; Суматро-Андаманское, 2004; Среднекурильское, 2006). Полученные в них оценки показывают, что на субдукционной стадии давления со стороны границ плит не могут создать уровня сжатия, необходимого для формирования поднятия Тибета.

Меньший уровень напряжений на границах плит, чем внутри плит, следует уже из анализа уровня напряжений, сбрасываемых в очагах сильнейших землетрясений. Статистика значений сброшенных напряжений в очагах землетрясений (менее 1—3 МПа) показывает, что их уровень на границах плит в 5—6 раз ниже уровня сброшенных напряжений внутри плит [Scholz et al., 1986; Kato, 2009]. При этом для сильных землетрясений, очаги которых усредняют неравномерности напряженного состояния, это соотношение увеличивается до 1—2 порядков. Подтверждают нашу оценку уровня девиаторных напряжений в зонах субдукции расчеты, выполненные в исследованиях [Ghosh et al., 2006]. Из них следует, что в зонах спрединга и в коре Тибета напряжения горизонтального сжатия не превышают соответственно 5 и 10 МПа.

Таким образом, уровень напряжений горизонтального сжатия, не превышающий 5—10 МПа, скорее всего, имел место в момент субдукции океанической литосферы Индийской плиты под Евразийскую континентальную плиту. Наиболее вероятно, что подобный уровень напряжений сохраняется и в момент коллизионного (жесткого) столкновения континентальных литосфер этих плит. Такого уровня напряжений горизонтального сжатия может быть достаточно, чтобы погрузить легкую континентальную кору только на глубину 1—2 км. Для ее погружения на глубину в 100 км необходимы напряжения в 400 МПа (без учета метаморфических преобразований в самой погружающейся литосфере и эффекта

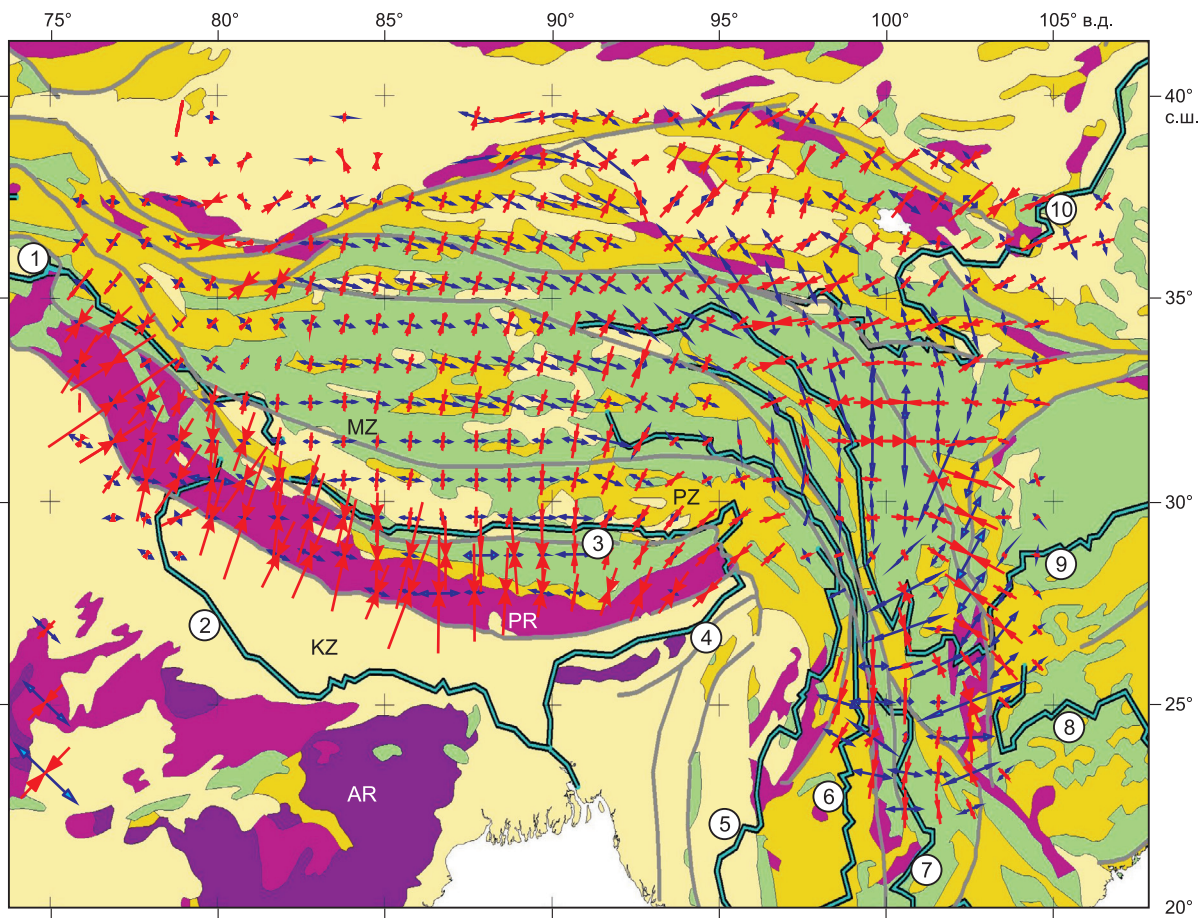


Рис. 7. Упрощенная геология и текущая деформация на основе GPS Высокой Азии (при создании рисунка использовались данные горизонтальных деформаций поверхности из работы [Gan et al., 2007]).

Серые линии — крупные разломы; двойные линии — большие реки. Римские цифры названия рек: 1 — Инд, 2 — Ганг, 3 — Ярлунг Цангпо, 4 — Брахмапутра, 5 — Иравади, 6 — Салуин, 7 — Меконг, 8 — Чжуцзян, 9 — Янцзы, 10 — Хуанхэ. Красные стрелки — направление действия наибольших деформаций укорочения, синие — наибольших деформаций удлинения. Цвета закраски фона отвечают возрасту пород: KZ — кайнозой, MZ — мезозой, PZ — палеозой, PR — докембрий.

самозатягивания тяжелой части слэба), которые в океанской литосфере за счет одного давления со стороны рифта создать весьма сложно [Molnar et al., 1993; Ghosh et al., 2006].

Идея о горизонтальном сокращении коры Тибета под воздействием давления Индийской плиты как факторе, объясняющем формирование горного поднятия, сохраняется уже более 50 лет. При этом игнорируется тот факт, что в коре Тибета и на Юго-Восточном Памире преобладает режим горизонтального субширотного расширения. Согласно этим GPS-данным [Gan et al., 2007], кора центральной и восточной частей Тибета местами расширяется вдвое больше, чем укорачивается в субмеридиональном направлении (рис. 7). То же самое наблюдается и для коры Юго-Восточного Памира [Мансуров, 2017]. Сокращение, вызываемое внешним активным воздействием, не отвергает возможность компенсационного широтного расширения. Но это расширение не может превосходить субмеридиональное сокращение. Если это имеет место, то значит активными силами в латеральном направлении должны рассматриваться уже широтные напряжения растяжения, а субмеридиональное сокращение является компенсационным.

Другой вывод из анализа данных о GPS-деформациях (см. рис. 7) состоит в том, что интенсивность субмеридионального сокращения в коре Гималаев ($(3-6) \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$) в несколько раз выше аналогичных сокращений в коре Лхасского блока ($(1.5-2.0) \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$) [Gan et al., 2007], расположенного к северу от рек Ярлунг Цангпо и Ганг, отделяющих Тибет от Гималаев. Важно также отметить, что для Гималаев наблюдается катастрофически большая разница между амплитудами ССВ—ЮЮЗ сокращения и ВЮВ—ЗСЗ удлинения. К северу в коре Тибета происходит резкое снижение разницы этих ампли-

туд. Этот результат находится в противоречии с нашими данными об уровне напряжений наибольшего горизонтального сжатия, действующего в коре Гималаев и в коре Южного Тибета (см. рис. 6, а). Здесь эти напряжения изменяются не так резко, более того, напряжения горизонтального сжатия к северу от рек Инд и Ярлунг Цангпо выше, чем к югу.

Обратим внимание, что сутура Инд—Цангпо совпадает с рекой Ярлунг Цангпо (Брахмапутра — в низовье реки), доставляющей громадные объемы эродированных пород в Бенгальский залив. Аналогичное сочетание месторасположения сутур и мощных рек, приводящих к громадным объемам выноса породы не только за пределы горного сооружения, но и всего региона [Clark, 2003], наблюдается и для Восточного Тибета (см. рис. 1).

О возможном генезисе напряжений горизонтального сжатия в орогенах. Если считать, что давление со стороны Индийской плиты мало и почти в два раза ниже уровня, который можно получить из инверсии природных напряжений, то надо определиться, с одной стороны, с источником напряжений аномального горизонтального сжатия в коре Гималаев, Гиндукуша, Западного и Северного Памира, Куньлуны и Тянь-Шаня, а с другой, — с источником двукратного увеличения мощности коры Тибета.

Здесь, прежде всего, следует обратить внимание на тот факт, что первая перечисленная группа стран обладает одним важным морфологическим сходством. Их горные поднятия имеют форму высоких хребтов. Горные страны, для которых нет аномального уровня напряжений горизонтального сжатия, имеют другой объединяющий их морфологический тип — это плато или нагорья. В исследуемом регионе ВА к ним относится большая часть Тибета, а также Восточный Памир и часть Южного Памира.

Два этих разных типа горных стран обладают и разной интенсивностью экзогенных процессов. Для горных поднятий в виде хребтов эрозия склонов обладает интенсивностью на порядок выше интенсивности денудации плоских плато. В работе [Ребецкий и др., 2017] подробно обсуждался механизм формирования аномальных напряжений горизонтального сжатия, связанный с интенсивными эрозионными процессами на стадии активного орогенеза. При перемещении пород с больших глубин к поверхности, происходящем в локальных участках склонов крупных хребтов, имеет место разгрузка пород (вертикальные напряжения уменьшаются). Такая разгрузка в отношении напряжений горизонтального сжатия в определенных случаях может быть неполной. К таким случаям относится порода, испытывавшая на глубине закритическое деформирование, приводящее к увеличению напряжения горизонтального сжатия по сравнению с упругим состоянием. Поскольку при эксгумации пород разгрузка происходит по упругому закону, то дополнительное сжатие, возникшее на неупругой стадии деформирования, сохраняется. Механизм сохранения таких напряжений ранее рассматривался в работах [Voight, St Pierre, 1977; Gooldman, 1989].

Таким образом, повышенный уровень напряжений горизонтального сжатия в коре Гималаев, Памира и Тянь-Шаня, где идут активные эрозионные процессы на склонах хребтов, связан не с движениями литосферных плит, а с локальными геологическими процессами. Поверхность высоких плато практически не подвергается денудации, и поэтому напряжения в них характеризуют региональное напряженное состояние, которое для Тибета связано с процессами, происходящими в верхней мантии.

Экзогенные процессы. Оценим интенсивность экзогенных процессов исследуемого региона. Как это видно из рис. 7, породы протерозойского возраста сейчас преимущественно выходят на поверхность в Гималаях. В прошлом они перекрывались породами палеозоя и мезозоя. В Тибете на поверхности в основном породы мезозойского возраста, которые в некоторых местах обнажают палеозой и местами перекрыты кайнозойем. Восточный Тибет вдоль рек также представлен палеозоем. Поскольку Сычуаньская впадина мезозойского возраста, то из этого можно сделать вывод о небольших объемах денудации в коре Центрального Тибета.

Данные, полученные в работе [Mahéo et al., 2007], определяют мощности денудации поверхности плато Тибета в 400—500 м за период 7—10 млн лет при средних скоростях денудации около 0.05 мм/год. Согласно данным работы [Munack et al., 2014], Гималаи испытывают денудацию со скоростями 0.1—1.0 мм/год. Это дает амплитуды сноса материала мощностью до 2—4 км за 10 млн лет. Данные об амплитудах осадков в Бенгальском заливе в дельте рек Ганг и Браhmaпутра [Currau, Moore, 1971], накопленные за четвертичное время, также дают значения амплитуд денудации Гималаев около 1 мм/год. Большие амплитуды эрозии 7—10 км за кайнозойский период (скорости денудации более 0.1 мм/год) получены для Восточного Тибета [Roger et al., 2011], имеющего структуру горных хребтов (Лунмэнь-Шань), а не плато. Таким образом, имеется громадная разница в амплитудах денудации Центрального Тибета и Гималаев.

В работе [Bian et al., 2020] в исследованиях истории активности рифта Кона Восточных Гималаев установлено, что обе стороны грабена испытывали региональную эксгумацию со скоростью 0.2 мм/год 14—2.7 млн л. н. Затем эксгумация ускорилась локально до скорости 3.8 мм/год и после 2.4 млн лет замедлилась до ~1.6 мм/год. Общая оценка амплитуды эрозии этого разлома около 7 км.

Результаты термохронологии в Восточном Тибете [Kirby et al., 2002] показывают, что медленное охлаждение происходило на склоне Лунмэнь-Шаня с юрского времени, а затем, 12—5 млн л. н. началась быстрая эксгумация пород. Возраст речного разреза и быстрое охлаждение в Лунмэнь-Шане также в целом совпадают с инициацией 8—4 млн л. н. нормальных и сдвиговых разломов Тибета. Авторы указанной работы объясняют рост скорости эрозии увеличением топографического рельефа и формированием крутого края плато Тибета. Предполагается, что основные региональные тектонические изменения произошли в Восточном Тибете в конце среднего миоцена до позднего миоцена и были обусловлены установлением современной модели деформации и началом утолщения земной коры [Clark, 2003].

Для объяснения механизма формирования сублатерального растяжения в памирской коре и восточной части Тибета важно также учитывать, как геосреда реагирует на вынос эродированного материала далеко за пределы горных поднятий, т. е. из межгорных впадин и передовых прогибов в отдаленные осадочные бассейны. Объем вымываемого таким образом материала огромен: например, в работе А.П. Лисицына [1988] сделан вывод о 5 млн км³, вымытых из Гималаев и Южного Тибета в дельты рек Ганг и Брахмапутра. Эти объемы соответствуют нескольким объемам (5—7) современных горных поднятий в Гималаях.

Если попытаться оценить скорость денудации Гималаев по данным А.П. Лисицына, принимая за основной период их формирования 8 млн лет и учитывая, что 80 % вымываемого объема соответствует Гималаям, то мы получим очень высокие показатели от 1.0 до 1.5 мм/год. Эти чрезвычайно высокие темпы денудации горной топографии сопоставимы с данными, полученными для Альп 0.1—1.0 мм/год в работе [Clark, Jager, 1969].

В работе [Константиновская, Малавьев, 2005] процесс эрозии определяется как наиболее важный фактор тектоники. В ней для горных цепей Гималаев (Непал) показано, что скорость эксгумации пород близка к 5 мм/год, а скорость речного вреза (р. Инд) достигает 10 мм/год. При этом скорость эксгумации пород в пределах Гималаев близка к 15 мм/год. Таким образом, мощные реки Тибета являются фактором, определяющим быструю эксгумацию пород с больших глубин в пределах всей сутуры Ярлунг-Цангпо и участков сутур Восточного Тибета [Clark, 2003].

В работе [Константиновская, Малавьев, 2005] исследования тектоники Гималаев опирались на результаты физических экспериментов на влажном песке по моделированию распределения хрупких деформаций и перемещения материала в аккреционном клине в условиях постоянно действующей поверхностной эрозии [Malavieille, 1984; Dahlen, Suppe, 1988; Dahlen, 1990; Lallemand et al., 1994]. Эти эксперименты показали, что с началом эрозии фронтальное разрастание клина прекращается, слои фундамента модели подслаиваются во фронтальной части аккреционного клина и начинают эксгумироваться в виде куполообразной структуры, в тыловой части растущего аккреционного клина образуется область стагнации, где материал не эксгумируется. Таким образом, интенсивные эрозионные процессы в Гималаях блокируют передачу деформаций в тыловую часть (Тибет) пододвигающейся литосферной плиты.

В работе [Сао et al., 2020] также представлены данные, показывающие резкое различие амплитуд эрозии Гималаев и сопряженных с ними структур. На их основе авторы установили, что около 10 млн л. н. в восточном секторе Ньингчи прошла быстрая эксгумация (> 40 км — скорость эксгумации 4 мм/год), которая, вероятно, была связана с эксгумацией всего Восточно-Гималайского синтаксиса. Начало эксгумации коры Гималаев произошло около 20 млн л. н. В секторе Лхаса эксгумация была ограниченной (менее 10 км). За 100 млн лет верхняя кора Гангзийского батолита испытывала ограниченную эксгумацию, а средняя и нижняя пережили сложную историю эксгумации и захоронения, отражающую основные тектонические события. Таким образом, здесь имело место истечение средней и нижней коры в противоположном направлении относительного поддвига океанской литосферы Индийской плиты. Это совпадает с представлениями, развиваемыми в работе [Константиновская, Малавьев, 2005].

Если перевести полученные оценки размытого материала из зоны стыка Тибета и Индии в деформацию пространства, компенсирующего их горизонтальное сжатие, и распределить размытый объем по толщине гималайской коры (50 км), то получим значения, сопоставимые с минимальными значениями скорости деформации, полученными по данным GPS [Gan et al., 2007]: от 2 до $3 \cdot 10^{-8}$ лет⁻¹. Если далее определить временной период текущего этапа горной формации в 4 млн лет, как это сделано в работе [Трифонов и др., 2012], то эти цифры удваиваются, и размытые объемы Гималаев полностью компенсируют его субмеридиональное сокращение. Отсюда можно сделать вывод, что латеральное сокращение коры Тибета—Гималаев происходит в большей части не за счет утолщения, а за счет выноса эродированного материала за пределы орогена.

Главные выводы. Тектонофизическая инверсия напряжений, выполненная по сейсмологическим данным, не подтверждает высокий уровень напряжений горизонтального сжатия на границах плит как в зонах жестокой коллизии, так и в зонах субдукции. Это не дает возможность объяснить утолщение коры Тибета за счет напряжений горизонтального сжатия, возникающего непосредственно из-за процесса конвергенции плит как на стадии субдукции, так и на стадии коллизии.

Современный режим горизонтального сжатия коры Гималаев, Тянь-Шаня, Куньлуня и других горных стран ВА, обладающих морфологией рельефа в виде хребтов, обусловлен не столько конвергенцией плит, сколько эрозионными процессами склонов хребтов.

Эрозия зоны сопряжения Гималаев с Тибетом за счет речного вреза рек Инд, Ярлунг Цангпо и Ганга не только определяет быструю эксгумацию пород с глубины, но и обеспечивает высокую интенсивность горизонтального субмеридионального сокращения, соответствующего величинам резкого изменения деформаций, получаемых из данных GPS-геодезии.

Мы согласны с представлениями, развиваемыми в работах [Flesch et al., 2001; Ghosh, Holt, 2012; Bischoff, Flesch, 2018], об ответственности вертикальных сил плавучести за Тибетский подъем на этой последней стадии горного образования. Генезис этих сил можно объяснить утолщением коры Тибета, образовавшимся в результате мантийной плавки базальтов и гранитов в условиях повышенного содержания воды, поступающей из аномальной мантии. Можно предполагать, что увеличение объемов воды в нижней части тибетской литосферы связано с процессами десерпентизации в субдуцирующей океанической литосфере Индо-Австралийской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты инверсии современных напряжений, выполненной в настоящей работе по сейсмологическим данным, с одной стороны, подтвердили представления о ведущей роле Индийской литосферной плиты в создании современного напряженного состояния в коре Высокой Азии. Это, в частности, отражает близкое к радиальному относительно Гималаев распределению ориентации осей латерального максимального сжатия. Об этом же говорит ориентация поддвигаемых касательных напряжений на горизонтальных площадках, действующих в коре Гималаев. Они ориентируются на ССВ, что предполагает ведущую роль подкорковой мантии в соответствующем движении Индийского индентора. С другой стороны, действующий в коре Тибета и Восточного Памира режим горизонтального растяжения говорит о ведущей роли вертикальных сил в генезисе напряженного состояния.

Анализ закономерности напряженного состояния коры ВА, сделанный не только по данным об ориентации осей главных напряжений, но и по данным о величинах напряжений, свидетельствует о собственной роли высокогорных орогенов. Памир, который в восточной и южных его частях имеет достаточно плоский рельеф без высоких пиков, и плато Тибета способны создать особенность напряженного состояния, близкую к радиально-концентрическому типу. В этой концепции ключевым фактором является наличие областей повышенного тектонического давления в коре центральной и южной частей Тибета. Эта область окружена зонами менее высокого уровня всестороннего давления. Сюда входит и кора Гималаев. Это означает, что не давление со стороны Гималаев объясняет формирование современного поля напряжений исследуемого региона. Породы, поднятые с больших глубин в Гималаях, Памире и других горных хребтах, окаймляющих Тибет, частично сохраняют имевшийся уровень латерального сжатия после разгрузки веса эродированных пород [Voight, St Pierre, 1977]. Эти остаточные напряжения способны создать режим напряженного состояния горизонтального сжатия. При этом в соседних высокогорных областях типа плато (Тибет и Восточный Памир), где процессы денудации не проявлены так активно, сохраняется режим напряженного состояния горизонтального растяжения или сдвига, действовавший до начала столкновения плит.

Данную концепцию подтверждают и результаты анализа поля деформаций поверхности Тибета, Памира и Гималаев из данных GPS-измерений [Gan et al., 2007]. Резкое снижение уровня СЮ сокращения к северу от рек Ярлунг Цангпо и Инд может быть объяснено громадными объемами выносимых дезинтегрированных пород, создаваемых эрозией крутых склонов Гималаев. Выполненные нами оценки показывают сопоставимость этих объемов и необходимого СЮ сокращения. В настоящее время существенное влияние на деформационный процесс в коре Тибета и Южно-Китайской платформы оказывают эрозионные процессы в Восточном Тибете [Clark, 2003]. За счет быстрого выноса к поверхности породы из глубины идет увеличение уровня горизонтального сжатия [Ребецкий и др., 2017], что и определяет повышенную сейсмичность надвигов в передовых прогибах.

Увеличение мощности коры Тибета можно связывать с процессом выплавления базальтов в литосфере после проникновения в нее воды [Литасов, 2011] из погруженной под Евразийскую плиту океанской литосферы Индийской плиты. Вероятно, наиболее быстрая фаза поднятия Тибета, развивавшаяся 8—4 млн л. н., связана с отрывом более тяжелых пород, скопившихся в нижней части литосферы Тибета [Molnar et al., 1993; Cao et al., 2020]. Возникновение синколлизийного вулканизма известково-щелочного типа в Южном и Центральном Тибете требует, чтобы некоторая часть континентальной коры как с севера, так и с юга должна быть субдуктирована в мантию под Тибетом [Yin, Harrison, 2000].

Таким образом, результаты реконструкции напряжений в коре ВА дали возможность выявить ряд его особенностей, которые не позволяют трактовать механизм их генерации однозначно с позиции го-

горизонтального сокращения, вызываемого движениями литосферных плит. Определяющим механизмом горообразования современного этапа являются вертикальные силы, действующие со стороны мантии на кору Тибета и Памира. Экзогенные процессы, приводящие к разрушению и выносу пород за пределы горных сооружений, являются важнейшим внешним фактором, определяющим особенности деформационного процесса Гималаев, Тибета и Памира.

Авторы выражают благодарность руководителям семинаров и конференций «Геодинамика, геомеханика и геофизика» академикам Н.Л. Добрецову и М.И. Эпову за обсуждения и советы при проведении представленных исследований.

Работа выполнена при поддержке грантов по программе ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» соглашение № 8615, гранта РФФИ 19-55-53025 GFEN_a, а также в рамках госзадания ИФЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., Наука, 1968, 192 с.

Буртман В.С. История и геодинамика океанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета в фанерозое // Геотектоника, 2010, № 5, с. 22—40.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. М., Геос, 2012, 188 с.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР, Сер. геофизическая, 1975, т. 225, № 3, с. 557—560.

Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // ДАН, 1996, т. 346, № 3, с. 399—402.

Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 492 с.

Землетрясения в СССР в 1964... 1989 гг. М., Наука, 1967...1992.

Каталог механизмов очагов землетрясений Китая. 1980, 400 с. (на кит.).

Константиновская Е.А., Малавьев Ж. Аккреционные орогены: эрозия и эксгумация // Геотектоника, 2005, № 1, с. 78—98.

Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Механизмы очагов землетрясения Центральной Азии // Физическая мезомеханика, 2009, № 12, с. 12—24.

Кучай О.А., Козина М.Е. Региональные особенности сейсмотектонических деформаций в Восточной Азии по механизму очагов землетрясений и их использование для геодинамического районирования // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (10), с. 1891—1901.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М., Наука, 1988, 309 с.

Литасов К.Д. Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии летучих компонентов (по экспериментальным данным): Автореф. дис.... д.г.-м.н. Новосибирск, 2011, 34 с.

Лобковский Л.И., Ниткишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М., Научный мир, 2004, 620 с.

Мансуров А.Н. Непрерывная модель распределения современных деформаций Памиро-Тянь-шаньского региона по данным GPS-наблюдений // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (7), с. 986—1005.

Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М., Недра, 1991, 148 с.

Мострюков А.О., Петров В.А. Каталог механизмов очагов землетрясений, 1964—1990 гг. Материалы мирового центра данных. М., ОИФЗ РАН, 1994, 87 с.

Петров В.А., Мострюков А.О., Лыков В.И., Петрова Р.Н. Структура поля современных тектонических напряжений земной коры Китая и сопредельных сейсмоактивных регионов // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского) / Под. ред. А.Н. Страхова, Ю.Г. Леонова. М., ОИФЗ РАН, 2002, с. 272—288.

Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: Автореф. дис.... д. ф.-м. н. М., Изд-во ОИФЗ РАН, 2003, 45 с.

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

Ребецкий Ю.Л. Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика, 2015, т. 6, вып. 4, с. 437—466, <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0189>.

Ребецкий Ю.Л. Закономерности разномасштабного разрывообразования в коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, вып. 3, с. 629—652.

- 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.
- Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.** Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 271—291.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А.** О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений, 2017, т. 59 (4), с. 263—280.
- Ризниченко Ю.В.** Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1977, № 10, с. 34—47.
- Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М.** Эволюция центральной части Альпийско-Гималайского пояса в позднем кайнозое // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (3), с. 289—304.
- Юнга С.Л.** Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М., Наука, 1990, 190 с.
- Aitchison J.C., Ali J., Davis A.M.** When and where did India and Asia collide? // J. Geophys. Res., 2007, v. 112, B05423, doi:10.1029/2006JB004706.
- Angelier J.** Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris, D., 1975, v. 281, p. 1805—1808.
- Angelier J.** Determination of mean principal directions of stresses for a given fault population // Tectonophysics, 1979, v. 56, T17—T26.
- Angelier J.** From orientation to magnitude in paleostress determinations using fault slip data // J. Struct. Geol., 1989, v. 11 (1—2), p. 37—49.
- Angelier J., Mechler P.** Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en sismologie: la méthode des dièdres droits // Bul. Soc. Géol. France., 1977, v. XIX (6), p. 1309—1318.
- Armijo R., Tapponnier P., Mercier J.L., Han T.** Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications // J. Geophys. Res., 1986, v. 91, p. 13803—13872.
- Arthaud F.** Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allogement et intermediaire d'une population de failles // Bul. Soc. Geol. Fr., 1969, № 7, p. 729—737.
- Bian Sh., Gong J., Zuza A.V., Yang R., Tian Y., Ji J., Chen H., Xu Q., Chen L., Lin X., Cheng X., Tu J., Yu X.** Late Pliocene onset of the Cona rift, eastern Himalaya, confirms eastward propagation of extension in Himalayan-Tibetan orogen // Earth Planet. Sci. Lett., 2020, v. 544, p. 116383.
- Bischoff S.H., Flesch L.M.** Normal faulting and viscous buckling in the Tibetan Plateau induced by a weak lower crust // Nat. Commun., 2018, v. 9, Article 4952, doi:10.1038/s41467-018-07312-9.
- Cao W., Yang J., Zuza A.V., Ji W.-Q., Ma X.-X., Chu X., Burgess Q.P.** Crustal tilting and differential exhumation of Gangdese Batholith in southern Tibet revealed by bedrock pressures // Earth Planet. Sci. Lett., 2020, v. 543, p. 116347.
- Capitanio F.A.** Current deformation in the Tibetan Plateau: A stress gauge in the India-Asia collision tectonics // Geochem. Geophys. Geosyst., 2020, v. 21 (2), <https://doi.org/10.1029/2019GC008649>.
- Carey E., Brunier B.** Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles // C.R. Acad. Sci. Paris, D., 1974, v. 279, p. 891—894.
- Carey-Gailhardis E., Mercier J.L.** A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseismic and microseismicity of Southern Peru // Earth Planet. Sci. Lett., 1987, v. 82, p. 165—179.
- Clark A.B.** Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. Thesis of Doctor of Philosophy at the Massachusetts Institute of Technology, 2003, 226 p.
- Clark S.P., Jager E.** Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data // Am. J. Sci., 1969, v. 267, p. 1143—1160.
- Coblentz D.D., Richardson R.M.** Statistical trends in the intraplate stress field // J. Geophys. Res. Space Phys., 1995, v. 100, B10.
- Cochran J.R.** Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal Fan sedimentation at the ODP leg 11 sites // Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results., 1990, v. 116, p. 397—414.
- Coleman M., Hodges K.** Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension // Nature, 1995, v. 374 (6517), p. 49.
- Curry J.R., Moore D.G.** Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas // Bull. Geol. Soc. Am., 1971, v. 82, p. 563—572.
- Dahlen F.A.** Critical taper model of fold-thrust belts and accretionary wedges // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1990, v. 18, p. 55—99.

- Dahlen F.A., Suppe J.** Mechanics, growth and erosion of mountain belts // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 1988, v. 218, p. 161—178.
- de Sigoyer J., Chavagnac V., Blichert-Toft J., Villa I. M., Luais B., Guillot S., Cosca M., Mascle G.** Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Moriri eclogites // *Geology*, 2000, v. 28, p. 487—490, doi:10.1130/0091-7613(2000)282.0.CO;2.
- DeCelles P.G., Quade J., Kapp P., Fan M., Dettman D.L., Ding L.** High and dry in central Tibet during the Late Oligocene // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 253, p. 389—401.
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V.** Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // *Tectonophysics*, 1997, v. 282, p. 1—38.
- Ding L., Kapp P., Wan X.** Paleocene–Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet // *Tectonics*, 2005, v. 24, p. 1—18.
- Edwards M., Harrison T.** When did the roof collapse? Late Miocene north-south extension in the high Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite // *Geology*, 1997, v. 25, p. 543—546.
- Edwards M.A., Kidd W.S., Li J., Yue Y., Clark M.** Multi-stage development of the southern Tibet detachment system near Khula Kangri. New data from Gonto La // *Tectonophysics*, 1996, v. 260, p. 1—19.
- Etchecopar A., Vasseur G., Daignieres M.** An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis // *J. Struct. Geol.*, 1981, № 3, p. 51—65.
- Fang X., Yan M., Van der Voo R.** Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan Plateau: Evidence from high-resolution magnetostratigraphy of the Guide Basin, Qinghai Province, China // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2006, v. 117 (9), doi:10.1130/B25727.1.
- Fry N.** Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible paleostress tensors // *J. Struct. Geol.*, 1999, v. 22, p. 441—452.
- Fry N.** Stress space: striated faults, deformation twins, and their constraints on paleostress // *J. Struct. Geol.*, 2001, v. 23, p. 1—9.
- Gan W., Zhang P., Shen Z.-K., Niu Z., Wang M., Wan Y., Zhou D., Cheng J.** Present-day crustal motion within the Tibetan Plateau inferred from GPS measurements // *J. Geophys. Res.*, 2007, v. 112, B08416. doi:10.1029/2005JB004120.
- Garzanti E., Baud A., Mascle G.** Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India) // *Geodin. Acta.*, 1987, v. 1, p. 297—312.
- Gephart J.W., Forsyth D.W.** An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89 (B11), p. 9305—9320.
- Ghosh A., Holt W.E.** Plate motions and stresses from global dynamic models // *Science*, 2012, v. 335, p. 838—843.
- Ghosh A., Holt W.E., Haines A.J., Flesch L.M.** Gravitational potential energy of the Tibetan Plateau and the forces driving the Indian plate // *Geology*, 2006, v. 34, p. 321—324.
- Goodman R.E.** Introduction to rock mechanics. Wiley, Second ed., 1989, 555 p.
- Hardebeck J.L., Michael A.J.** Damped regional-scale stress inversions: Methodology and examples for southern California and the Coalinga aftershock sequence // *J. Geophys. Res.*, 2006, v. 111, B11310, doi:10.1029/2005JB004144.
- Harrison T.M., Copeland P., Hall S.A., Quade J., Burner S., Ojha T.P., Kidd W.** Isotopic preservation of Himalayan/Tibetan uplift, denudation, and climatic histories of two molasse deposits // *J. Geol.*, 1993, v. 101, p. 157—175.
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfe D., Müller B.** Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008 // *Tectonophysics*, 2010, v. 482, p. 3—15, doi:10.1016/j.tecto.2009.1007.1023.
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M.D.** The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*, 2018, v. 744, p. 484—498, <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>.
- Hodgson J.H., Wickens A.J.** Publications of the dominant observatory re-evaluation of earthquake mechanism solutions 1922—1962 // *Can. Dep. Mines Tech. Surv.*, 1965, v. 4. 267 p.
- Iwata S.** Mode and rate of uplift of the central Nepal Himalaya // *Z. Geomorph. N. F., Suppl., Bd.*, 1987, v. 63, p. 37—49.
- Johnson N.M., Opdyke N.D., Lindsay E.H., Tahir Kheli R.A.K.** Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalic Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1982, v. 37 (1), p. 17—42.

Kapp P., DeCelles P.G., Gehrels G.E., Heizler M., Ding L. Nima area of central Tibet geological records of the Lhasa-Qiangtang and Indo-Asian collisions in the Nima area of central Tibet // *Bull. Geol. Soc. Am.*, 2007, v. 119, p. 917—933, doi:10.1130/B26033.1.

Kato N. A possible explanation for difference in stress drop between intraplate and interplate earthquakes // *Geophys. Res. Lett.*, 2009, v. 36 (23), doi:10.1029/2009gl040985.

Kirby E., Reiners P., Krol M., Whipple K., Hodges K., Farley K., Tang W., Chen Z. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th) / He thermochronology // *Tectonics*, 2002, v. 21 (1), p. 1—19.

Lacombe O. Do fault slip data inversions actually yield «paleostresses» that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion // *C. R. Geosci.*, 2012, v. 344, p. 159—173.

Lacombe O., Angelier J., Laurent P. Determining paleostress orientations from faults and calcite twins: a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France) // *Tectonophysics*, 1992, v. 201, p. 141—156.

Lallemand S.E., Schnurle P., Malavieille J. Coulomb theory applied to accretionary and non-accretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, B6, 1203312055.

Leech M.L., Singh S., Jain A.K., Klemperer S.L., Manickavasagam R.M. The onset of India-Asia collision: Early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 234, p. 83—97, doi:10.1016/j.epsl.2005.02.038.

Lisle R. Principal stress orientation from faults: an additional constraint // *Ann. Tecton.*, 1987, № 1, p. 155—158.

Lisle R. New method of estimating regional stress orientations: application to focal mechanism data of recent British earthquakes // *Geophys. J. Int.*, 1992, v. 110, p. 276—282.

Mahéo G., Leloup P., Vall H.F., Lacassin I.R., Arnaud N., Paquette J.-L., Fernandez A., Haibing L., Farley K.A., Tapponnier P. Post 4 Ma initiation of normal faulting in southern Tibet. Constraints from the Kung Co half graben // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, v. 256, p. 233—243.

Malavieille J. Modelisation experimentale des chevauchements imbriques: Application aux chaines de montagnes // *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 1984, v. 26, p. 129—138.

Maluski H., Matte P., Brunel M., Xiao X. Argon 39-Argon 40 dating of metamorphic and plutonic events in the North and High Himalaya belts (southern Tibet-China) // *Tectonics*, 1988, № 7, p. 299—326.

Mercier J.-L., Armijo R., Tapponnier P., Carey-Gailhardis E., Lin H.T. Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia Collision // *Tectonics*, 1987, v. 6 (3), p. 275—304.

Michael A.J. Determination of stress from slip data: faults and folds // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89 (B11), p. 11517—11526.

Michael A.J. Use of focal mechanisms to determine stress: A control study // *J. Geophys. Res.* 1987a, v. 92, p. 357—368.

Michael A.J. Stress rotation during the Coalinga aftershock sequence // *J. Geophys. Res.*, 1987b, v. 92, p. 7963—7979.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*, 1978, v. 189, p. 419—426, doi: 10.1126/science.189.4201.419.

Molnar P., England P., Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon // *Rev. Geophys.*, 1993, v. 31 (4), p. 357—396.

Munack H., Korup O., Resentini A., Limonta M., Garzanti F., Blöthe J.H., Scherler D., Wittmann H., Kubik P.W. Postglacial denudation of western Tibetan Plateau margin outpaced by long-term exhumation // *Bull. Geol. Soc. Am.*, 2014, doi: 10.1130/B30979.1.

Petrov V.A., Mostryukov A.O., Lykov V.I. The recent field of tectonic stresses over territory of China // *J. Earthquake Predict. Res.*, 1994, v. 3 (4), p. 509—527.

Rebetsky Yu.L. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // *J. Earthquake Predict. Res.*, 1996, v. 5 (4), p. 557—573.

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., Polets A.Yu., Kuchay O.A., Sycheva N.A. The stress state of seismic areas of the Central and East Asia / Ed. S.D'Amico // *Moment tensor solutions — a useful tool for seismotectonics*. Cham. Springer, 2018, p. 519—556, https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_23.

Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rosanova G.V., Fursova E.V. II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media // *J. Earthquake Predict. Res.*, 1997, v. 6 (1), p. 11—36.

Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogens of the central Asia // *Tectonophysics*, 2012, v. 581, p. 114—131, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.027>.

- Reches Z.** Analysis of faulting in three-dimensional strain field // *Tectonophysics*, 1978, v. 47, p. 109—129.
- Reches Z.** Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition // *Tectonics*, 1987, v. 6, p. 849—861.
- Rivera L., Cisternas A.** Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1990, v. 80, p. 600—614.
- Roger F., Jolivet M., Cattin R., Malavieille J.** Mesozoic–Cenozoic tectonothermal evolution of the eastern part of the Tibetan plateau (Songpan–Garze, Longmen Shan area): insights from thermochronological data and simple thermal modeling // Eds. R. Gloaguen, L. Ratschbacher // *Growth and collapse of the Tibetan Plateau*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 2011, v. 353, p. 9—25, <http://doi.org/10.1144/SP353>.
- Rowley D.B.** Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 145, p. 1—13, doi:10.1016/S0012-821X(96)00201-4.
- Rowley D.B.** Minimum age of initiation of collision between India and Asia north of Everest based on the subsidence history of the Zhepure Mountain section // *J. Geol.*, 1998, v. 106, p. 229—235.
- Royden L.Y., Burchfiel D.C., van der Hilst R.D.** The geological evolution of the Tibetan Plateau // *Science*, 2008, v. 321 (5892), p. 1054—1058.
- Sato K.** Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion // *Tectonophysics*, 2006, v. 421, p. 319—330.
- Sato K.** Fast multiple inversion for stress analysis from fault-slip data // *Comput. Geosci.*, 2012, v. 40, p. 132—137.
- Scholz C.H., Aviles C.A., Wesnousky S.G.** Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1986, v. 76 (1), p. 65—70.
- Shah S.T.H., Zhao J., Upendra B., Khan G.N., Oaser F.R., Bhatti Z.I., Jadoon U.K.** Structural and tectonic deformation of the Tibetan plateau since Cretaceous: An upshot of Indian–Eurasian collision // *Int. Res. J. Earth Sci.*, 2018, v. 6 (9), p. 9—18.
- Shi X., Yin J., Jia C.** Mesozoic to Cenozoic sequence stratigraphy and sea-level changes in the Northern Himalayas, Southern Tibet, China // *Newslett. Stratigr.*, 1996, v. 33, p. 15—61.
- Spicer R.A., Harris N.B.W., Widdowson M., Herman A.B., Guo S., Valdes P.J., Wolfe J.A., Kelley S.P.** Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years // *Nature*, 2003, v. 421, p. 622—624.
- Stephens T.L., Walker R.J., Healy D., Bubeck A., England R.W.** Mechanical models to estimate the paleostress state from igneous intrusions // *Solid Earth.*, 2018, № 9, p. 847—858.
- Stock J., Molnar P.** Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates // *Tectonics*, 1988, v. 7, p. 1339—1384.
- Vavryčuk V.** Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms // *Geophys. J. Int.*, 2014, v. 199 (1), p. 69—77, doi:10.1093/gji/ggu224.
- Voight B., St Pierre V.** Stress history and rock stress // *Proc. Third Congress Int. Soc. Rock Mechanics*, Denver, 1977, № 2, p. 580—582.
- Wang C., Zhao X., Liu Z., Lippert P.C., Graham S.A., Coe R.S., Yi H., Zhu L., Liu S., Li Y.** Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau // *PNAS*, 2008, v. 105 (13), p. 4987—4992.
- Wang Y., Zheng J., Zhang W., Li S., Liu X., Yang X., Liu Y.** Cenozoic uplift of the Tibetan Plateau: Evidence from the tectonic–sedimentary evolution of the western Qaidam Basin // *Geosci. Front.*, 2012, v. 3 (2), p. 175—187.
- Willems H., Zhou Z., Zhang B., Grafe K.-U.** Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri area, China) // *Geol. Rundsch.*, 1996, v. 85, p. 723—754.
- Xu Z., Suyun W., Yurui H., Ajia G.** Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // *J. Geophys. Res.*, 1992, B897, p. 11867—11878.
- Yamaji A.** The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data // *J. Struct. Geol.*, 2000, v. 22, p. 441—452.
- Yamaji A., Sato K.** Stress inversion meets plasticity theory: A review of the theories of fault-slip analysis from the perspective using the deviatoric stress-strain space // *J. Struct. Geol.*, 2019, v. 125, p. 296—310.
- Yin A., Harrison T.M.** Geological evolution of the Himalayan–Tibetan Orogen // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2000, v. 28, p. 211—280.
- Zheng B.** The influence of Himalayan uplift on the development of Quaternary glaciers // *Z. Geomorphol., Suppl. Bd. 76*, 1989, s. 89—115.
- Zoback M.L.** First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The Word Stress Map Project // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. B897, p. 11703—11728.