

УДК 550.347.097

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ (МОДЕЛЬ ТРЕТЬЕГО ПОКОЛЕНИЯ)

© 2018 г. С. Н. Иванов, К. С. Иванов

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: ivanovks@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 24.05.2017 г., принята к печати 18.06.2018 г.

Вступление. Приводится обоснование реологической модели земной коры с барьерной зоной между верхней и средней ее частью, непроницаемой для флюидов, что коренным образом меняет современные представления о строении верхней части литосферы. Дается критический обобщающий обзор исследований реологии земной коры и предлагавшихся ранее разными авторами моделей строения континентальной земной коры и геологической природы геофизической границы K_1 . *Методы.* Исследуется обводненность средней коры и нижележащих зон. Данные электромагнитных глубинных зондирований указывают на то, что в средней и нижней коре и, видимо, в верхней мантии содержание свободной воды составляет по объему около 1%. Следовательно, существует какая-то преграда, не позволяющая всей воде быть выжатой вверх, в область верхней коры, где открытое трещинно-поровое пространство заполнено водой под гидростатическим давлением. Итак, в земной коре материков существует ясно выраженная гидродинамическая зональность. Эта всеобщая зональность земной коры материков теперь подтверждена геофизикой и сверхглубоким бурением, что недостаточно осознано еще большей частью геологов и геофизиков. *Обсуждение.* В верхней коре, по мере углубления, породы постепенно становятся прочнее и прочнее, так как эффективное давление растет и сжимает их все сильнее. Геофизические исследования отмечают это ростом скорости распространения сейсмических волн и уменьшением электропроводности. Ниже горизонта закрытия пор и трещин (ниже барьера) картина резко меняется. Эффективное давление падает, и породы полностью теряют упрочнение, становясь даже менее прочными, чем на дневной поверхности. Следовательно, ниже самых прочных низов верхней коры под плотной непроницаемой зоной располагается этаж чрезвычайно ослабленных водосодержащих пород. Земная кора оказывается резко расслоенной на этажи (зоны) не только по обводненности, но еще более контрастно – по реологическим (прочностным) свойствам. При любых, даже незначительных, механических движениях и деформациях на границе прочного и слабого этажей, неизбежно возникает срыв и подвижки. *Выводы.* Рассматривается значение предложенной модели строения земной коры для тектоники, петрологии, рудообразования, гидрогеологии, нефтяной геологии, сейсмичности, а также для захоронений радиоактивных и других отходов.

Ключевые слова: земная кора, поровое давление, реология пород, гидродинамическая зональность, сверхглубокое бурение, глубинные флюиды, барьерная зона

RHEOLOGICAL MODEL OF EARTH'S CRUST (MODEL OF THIRD GENERATION)

Svyatoslav N. Ivanov, Kirill S. Ivanov

*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st.,
Ekaterindurg, 620016, Russia, e-mail: ivanovks@igg.uran.ru*

Received 24.05.2017, accepted 18.06.2018

Introduction. The ground of the rheological Earth's crust model with a barrier zone between its upper and middle parts is given. The zone is impermeable to fluids radically changes present-day understanding of the upper part lithosphere structure. A critical generalizing review for, earlier models of the continental crust structure and geological nature of K_1 geophysical interface, which proposed by different authors, are is committed for consideration. *Methods.* The information regarding the middle crust watering is presented. The data on electromagnetic deep probing indicate that in the middle and lower crust and, possibly, in the upper mantle the content of free water makes up about 1% in volume. Therefore, there is some kind of block which does not allow for the whole water to squeezed up into the upper part of the Earth's crust, where an open crack-pore space is filled with water under hydrostatic pressure. So, clearly expressed hydrodynamic zoning exists in the continental Earth's crust. This universal continental Earth's crust zoning now is confirmed by geophysics and super-deep drilling, but it is not yet enough realized by a great number of geologists and geophysicists. *Discussion.* In the upper crust the rocks become harder with deepening, as the effective pressure increases and stronger and stronger press down

Для цитирования: Иванов С.Н., Иванов К.С. (2018) Реологическая модель строения земной коры (модель третьего поколения). *Литосфера*, **18**(4), 500–519. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519

For citation: Ivanov S.N., Ivanov K.S. (2018) Rheological model of Earth's crust (model of third generation). *Litosfera*, **18**(4), 500–519. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519

them. Geophysical studies mark this fact by the growth speed of seismic wave spreading and the decrease of electrical inductance. Lower of the pores and cracks closing horizon (lower of the barrier) the picture sharply changes. Effective pressure is falling and rocks lose fully their hardening, becoming even less hard than at the day surface. Consequently, lower of the hardest upper crust bottoms under a dense impenetrable zone extremely weakened water-containing rocks are located. The earth crust turns out to be sharply stratified into (zones) not only by the water-presence, but even more contrastingly – by rheological (hardening) properties. At any even miserable mechanical movements and deformations at the boundary of hard and weak storeys disruptions and motions is inevitably occurred. *Conclusions.* The importance of suggested model of the crust structure for the tectonics, petrology, ore-formation, hydrogeology, oil geology, seismicity as well as for the nuclear wastes and others is considered.

Keywords: *Earth's crust, pore pressure, rheology of rocks, hydrodynamic zoning, superdeep drilling, deep fluids, barrier zone*

Acknowledgements

The authors are grateful for the help to the candidate geol. and min sci. E.I. Bogdanova (IGG UrO RAN).

The article was prepared for publication with the support of the Russian Science Foundation (project No. 16-17-10201).

ВВЕДЕНИЕ

В 60-ые годы прошлого века один из авторов данной работы пришел к заключению о существовании в земной коре непроницаемой для флюидов субгоризонтальной зоны, отделяющей верхнюю область коры со свободной циркуляцией трещинных вод от нижней, содержащей трещинные воды под литостатическим давлением. Происходящие в экстремальных условиях прорывы этой зоны глубинными флюидами создают необходимые условия для образования гидротермальных месторождений [Иванов С., 1966, 1970а]. Эти идеи не нашли тогда отклика у исследователей гидротермальных месторождений и тектонистов, хотя были опубликованы в престижных изданиях по рекомендациям академиков Д.С. Коржинского и В.И. Смирнова.

В течение последующих 20 лет С.Н. Иванов был увлечен исследованиями геологии Урала в свете идей мобилизма и в 1990 г. вновь вернулся к реологической зональности земной коры, уже в тектоническом аспекте. Был опубликован ряд статей, касающихся этого вопроса на русском и отчасти на английском языке, в том числе в США [Иванов С., 1990а, б, 2001; Иванов С., Иванов К., 1996б; Ivanov S., Ivanov K. 1993; и др.]. Близкие идеи были высказаны также в зарубежной печати [Fournier, 1990, 1991, 1999]. Последняя из этих публикаций в выводах и их аргументации почти буквально повторила значительную часть работы [Иванов С., 1970а].

Анализ эволюции представлений о строении земной коры [Иванов С., 1998] показал, что предложенная в 1966–1970 гг. и уточненная в 1990-х гг. модель земной коры является моделью третьего поколения, основанной на новых представлениях о вертикальной гидродинамической зональности земной коры с барьерной для флюидов зоной между верхней и средней ее частью. Однако, как

и 30 лет назад, эти публикации были встречены в основном молчанием.

Как известно, к современному представлению о глубинном строении земной коры исследователи пришли главным образом на основании изучения продуктов вулканизма, а также скорости и направленности распространения сейсмических волн. Сначала была установлена наиболее резкая сейсмическая граница – М (поверхность Мохоровичича, или же просто – Мохо) на глубине 30–40 км. Ее признали границей, разделяющей кору и мантию. Затем была выделена менее четкая граница (К) – на глубине около 18–20 км, отделяющая верхнюю часть земной коры с меньшими скоростями сейсмических волн от средней части, несколько более сейсмопроводящей. По этой границе земная кора была подразделена на два слоя – “гранитный” и “базальтовый”.

Предположение о том, что граница К проходит не по контакту толщ разного состава, а обусловлена изменением с глубиной реологии горных пород, определившей смену гидродинамической обстановки – закрытие трещинно-порового пространства – было высказано давно [Иванов С., 1970б]. Но оно не было развито и не привлекло внимания. Препятствием явилось ошибочно глубокое проведение геофизиками этой границы.

Позже выяснилось, что вместо границы К в действительности в земной коре существуют две сейсмические границы: K_1 – на глубине около 10 км и K_2 – на глубине около 23 км (на западе – это соответственно границы F и C). Между этими границами стали выделять среднюю кору, приписывая ей состав, промежуточный между гранитным и базальтовым.

Именно такие представления о строении земной коры были положены в основу проекта бурения сверхглубокой скважины (СГ-3) на Кольском полуострове в конце 60-х гг. XX в. Ее бурение до глубины 12.3 км показало полную несостоятель-

ность представлений об однозначной связи сейсмических границ с изменением состава пород. К этому же времени во многих наиболее изученных районах Северной Америки и Евразии было установлено, что скорость распространения сейсмических волн при переходе из легкой верхней в среднюю более плотную кору, вопреки ожиданию, не увеличивается, а иногда даже уменьшается. При этом глубинная электроразведка на указанном среднем этапе показывает очень сильное возрастание электропроводности.

В конце 60-х гг. XX в., еще до заложения СГ-3, С. Ивановым были высказаны соображения о вероятном существовании в земной коре вертикальной зональности с непроницаемой для флюидов барьерной зоной, редкий прорыв которой обуславливает формирование рудных месторождений [Иванов С., 1969, 1970а]. Однако геофизические данные тех лет не давали подтверждения такой зональности, а сверхглубоких скважин тогда не было.

Позже эти соображения вылились в форму законченной реологической модели земной коры (которая и по сию пору не потеряла своего значения), в основе которой лежат нижеследующие положения.

ОБВОДНЕННОСТЬ СРЕДНЕЙ КОРЫ

Изучение метаморфических пород земной коры показало существенную роль в их формировании миграции воды под литостатическим давлением [Коржинский, 1962; Маракушев, 1965; Кузнецов, Изох, 1969; Добрецов и др., 1970; и мн. др.]. Следы водных флюидов неизменно отмечаются в разнообразных глубинных горных породах, включая и мантийные [Летников и др., 1980; и др.]. Данные, полученные этими и другими исследователями, были подтверждены детальным изучением прогрессивного регионального метаморфизма на основе количественных оценок фазовых равновесий и пропорций изотопов кислорода в продуктах метаморфизма [Etheridge et al., 1983; Ferry, 1987; и др.]. М. Этериджем и его соавторами было подтверждено, что при региональном метаморфизме водный флюид является главным агентом как самого метаморфизма, так и соответствующей деформации. Он находится под литостатическим и иногда еще более высоким давлением в породах нижней и средней коры, обладающей значительной пористостью и высокой проницаемостью.

Исследования мантийных пород показали, что водные флюиды должны быть устойчивы на значительном интервале глубин в субконтинентальных условиях [Рябчиков, 1985; и др.]. В верхней мантии были установлены многочисленные следы метасоматических процессов, поставляющих водный флюид и некогерентные элементы [Когарко, 1989; и др.]. Кроме того, при очень низкой степени ча-

стичного плавления мантии вместо силикатного расплава образуется существенно водный флюид [Рябчиков, Ганеев, 1989]. Он способен понижать скорость сейсмических волн, образуя широко распространенные в литосфере волноводы. Представления о последних как о зонах частичного плавления вряд ли состоятельны, так как расплав сильно осушает твердую часть породы и должен повышать скорость прохождения через нее сейсмических волн [Karato, 1986].

Есть и другие бесспорные признаки присутствия химически не связанных вод в глубоких недрах Земли. Изотопные соотношения гелия, поднимающегося вместе с горячими водами из глубинных источников, иногда однозначно указывают на “первичное” происхождение вод, входящих в газовое “дыхание” планеты. Установлено также, что значительные массы воды заносятся под материк вместе с гидратированными минералами базальтов океанической коры, медленно погружающейся под островные дуги и континентальные плиты.

В последние десятилетия это было подтверждено также электроразведкой. Разнообразные расчеты естественных электромагнитных полей Земли и особенно данные электромагнитных глубинных зондирований указывают, что в средней и нижней коре и, видимо, в верхней мантии содержание свободной воды составляет по объему не менее 1%, а может быть и 1.5%. В сумме такое количество воды сопоставимо с объемом воды океанов, а вместе с химически связанной водой в коре превосходит его.

Следовательно, существует какая-то преграда, не позволяющая всей воде быть выжатой вверх, в область верхней коры, где открытое трещинно-поровое пространство (ТПП) заполнено водой под гидростатическим давлением. Причина этого проста и бесспорна: открытые поры и трещины не могут существовать на глубинах более около 10 км (варьирующих чаще всего от 7 до 12 км, в зависимости от состава и прочности пород). Таким образом, пути для воды, отжимающейся с более глубоких горизонтов, оказываются перекрытыми.

При разведке и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, приуроченных к осадочным бассейнам, встреча буровыми скважинами трещинно-поровых флюидов (газов, нефти, воды), находящихся под давлением более высоким, чем гидростатическое, считается достаточно обычным явлением и отмечается как аномально высокое давление порово-трещинного флюида. Оно имеет существенное значение для поиска и разведки месторождений углеводородов. Однако, его определение как “аномального” связано с ошибочными в общем случае гипотезами о тектоническом генезисе, хотя некоторые исследователи и указывали на иные причины его проявления (в частности, на литостатическое давление в пробуренной зоне).

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В любой части земной коры приповерхностные грунтовые воды, находящиеся в открытых порах и трещинах, образуют верхнюю “гидростатическую” зону, где система открытых пор и трещин (ТПП), заполнена флюидами (водой), находящимися под давлением лишь собственной массы. На глубине около 7–12 км при температурах 250–300°C и более и давлениях на каркас породы свыше 250–350 МПа картина иная. Здесь стенки трещин и пор не могут длительно выдерживать такие давления. Трещины и открытые поры хрупко обрушиваются или пластически замыкаются, в зависимости от температуры, либо заполняются путем перекристаллизации и переотложения вещества под односторонним давлением. В горных породах, опустившихся под нагрузкой новых, более молодых отложений до таких глубин, открытые поры и трещины будут закрываться, выжимая воду кверху. Таким путем создается непроницаемая для свободной циркуляции флюидов субгоризонтальная барьерная зона. Это явление хорошо изучено в мощных толщах глинистых и других недостаточно уплотненных, недостаточно отвердевших осадков в связи с бурением в них нефтепоисковых скважин. Однако из широкого распространения в земной коре водных флюидов следует, что образование непроницаемых плотных субгоризонтальных барьерных зон не является привилегией только осадочных бассейнов.

Теоретическое рассмотрение [Иванов С., 1969, 1970а, 1994; Ivanov S., Ivanov K., 1993], опирающееся на многочисленные лабораторные опыты и полевые наблюдения, включая и математический анализ [Walder, Nur, 1984], показали, что закрытие открытых пор и трещин происходит не только в глинистых, но и в твердых кристаллических породах, однако в этом случае закрытие осуществляется на значительно больших глубинах, вплоть до 10–12 км и более [Wickham, Oxburg, 1987] и происходит медленнее.

При поступлении из глубин Земли флюидов, как водных (жидкой и надкритической H₂O), так и углеводородных, под этой барьерной зоной образуются их скопления. В случае если трещинно-поровое давление под горизонтальной непроницаемой зоной по каким-либо причинам (например, при установлении гидравлической связи с более глубокими трещинными системами) возрастает выше прочности запора, последний разрывается, и вода (или водно-углеводородные флюиды) по локальному разрыву бурно, но на очень короткое время освобождаются из плена. При прорыве вверх высоконапорных горячих водных флюидов, насыщенных минеральными компонентами, неизбежно проявляется дроссельный эффект Джоуля-Томсона, который обуславливает резкое охлаждение и выделение жильных минералов на стенках канала,

быстро закупоривающих его [Иванов и др., 1973]. Эта быстрая закупорка многократно отмечалась при вскрытии скважинами глубинных горячих вод. Именно благодаря быстрой, геологически мгновенной, полной самозакупорке барьерной зоны, водонасыщенность, а точнее говоря, флюидонасыщенность, глубинной области хорошо сохраняется.

Ниже зоны закрытия трещин вода, выделяющаяся при дегидратации осадочных пород при температуре 400–500°C, а также поступающая из более глубоких частей коры и мантии не может устремляться кверху (равно как и углеводородные флюиды!), так как пути туда пережаты давлением, превышающим предельную прочность пород. В этом случае вода (или же надкритический водный или водно-углеводородный флюид) полностью воспринимет давление каменной нагрузки, которое будет литостатическим.

Если бы пути кверху не были перекрыты для поднимающихся снизу порово-трещинных вод, то вся вода из пород нижней коры вплоть до мантии была бы удалена. Обезвоженные толщи обладали бы большой прочностью и не обнаруживали бы той пластичности, которая выявляется теперь в толщах средней и, особенно, нижней коры. В таких толщах не было бы циркуляции водных растворов и не могли бы образовываться жилы, в том числе богатые рудами цветных и благородных металлов, драгоценными камнями, а также редкими и радиоактивными элементами.

Итак, в земной коре материков существует ясно выраженная гидродинамическая зональность (рис. 1). Эта всеобщая зональность земной коры материков теперь подтверждена геофизикой и сверхглубоким бурением, что недостаточно осознано еще большей частью геологов и геофизиков.

ОСЛАБЛЕНИЕ ПОРОД ППОРОВЫМ ПРОТИВОДАВЛЕНИЕМ

Присутствие высоконапорных вод в породах под непроницаемой зоной очень сильно ослабляет их прочность. Дело не только и не столько в гидролитическом действии воды (эффект Ребиндера), ослабляющем породы на 20–50%, что без заметного результата принимается в расчет во многих моделях земной коры. Речь идет о законе эффективного давления Терцаги. Этот закон, выведенный из практики строительства плотин и разных бетонных и почвенных сооружений, был многократно проверен в лабораториях с горными породами при разных температурах и напряжениях, вплоть до давления, отвечающего условиям нижней земной коры. При этом он действовал даже при очень малой пористости, включительно до 0.1% [Иванов С., 1994].

Прочность пород верхней коры Земли определяется законом сухого трения Кулона-Байерли (Coulomb-Byerlee). Согласно этому закону, с уве-

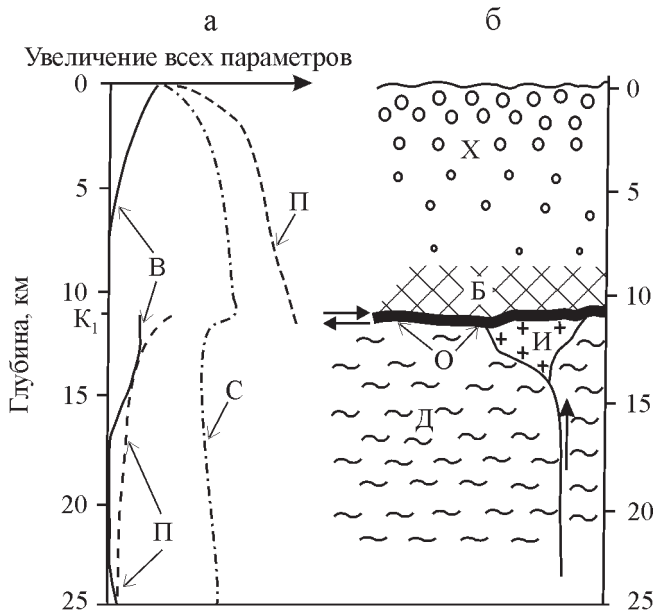


Рис. 1. Упрощенная схема строения верхней и средней континентальной земной коры.

а. Изменение с глубиной: П – прочность гранитных пород, С – скорость распространения сейсмических волн, В – содержание воды в трещинах и порах. **б.** Главные элементы строения континентальной земной коры: X – хрупкая зона верхней коры со снижением содержания флюидов вниз по разрезу, Б – плотная “сухая” барьерная зона, О – отделитель, Д – водосодержащая зона с преобладанием пластических деформаций, И – интрузия путем гидроразрыва суперкритического флюида или магмы.

Fig. 1. The simplified structure scheme of the upper and middle continental Earth's crust.

а. Change with depth: П – granite rock strength, С – seismic wave distribution rate, В – fissure-pore water content. **б.** Main structure features of the Earth's crust upper part: X – brittle zone of the upper crust with decreasing of fluids downward, Б – dense “dry” barrier zone, О – otdelitel (detachment fault), Д – aquiferous zone with prevalence of plastic deformations, И – intrusion of supercritical water fluid or magma by the way of hydrobreak.

личением всестороннего давления породы сильно упрочняются. Если же в породе присутствует трещинно-поровый флюид, сопротивление сдвигу определяется не общим всесторонним (литостатическим) давлением на каркас данного элемента породы (или образца при опытах), а его величиной за вычетом порового давления:

$$P_{\text{эф}} = P_{\text{лт}} - P_{\text{фл}},$$

при $P_{\text{фл}} = P_{\text{лт}}$ оказывается, что $P_{\text{эф}} = 0$. Следовательно, когда трещинно-поровый флюид находится под давлением, равным литостатическому, т.е. когда давление на каркас и на поровый флюид одинаково, то никакого упрочнения пород, включающих этот высоконпорный флюид, не происходит. Это и есть закон эффективного давления Терцаги.

В верхней коре, по мере углубления, породы становятся все прочнее и прочнее, так как эффективное давление растет и сжимает их все сильнее и сильнее. Геофизические исследования отмечают это ростом скорости распространения сейсмических волн и уменьшением электропроводности. Ниже горизонта закрытия пор и трещин (ниже барьера) картина резко меняется. Эффективное давление падает до нуля, и породы полностью теряют упрочнение, становясь даже менее прочными, чем на дневной поверхности. Следовательно, ниже самых прочных низов верхней коры под плотной непроницаемой зоной располагается этаж чрезвычайно ослабленных водосодержащих пород (см. рис. 1а). Земная кора оказывается резко расслоенной на этажи (зоны) не только по обводненности, но еще более контрастно – по реологическим (прочностным) свойствам. При любых, даже незначительных, механических движениях и деформациях, возникающих в земной коре по разным причинам, на границе прочного и слабого этажей неизбежно возникает срыв и подвижки. Такие подвижки давно наблюдаются геологами в горных районах на контакте массивных и сильно рассланцованных толщ, приподнятых с глубины. В слабо нарушенных тектоникой районах указанный тектонический срыв направлен субгоризонтально. Однако обычно геологи и геофизики, неправильно оценивая его природу, при интерпретации исходных часто очень неполных полевых данных стараются изобразить этот шов уходящим на глубину в виде “глубинного разлома”.

ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЫ K_1 (F)

Петербургский геофизик Н.К. Булин [1974] первым обратил внимание на широкое распространение в земной коре континентов сейсмической границы K_1 (граница Форша – F на Западе) (у Н. Булина – граница А). Он показал, что эта граница устойчиво обнаруживается разными сейсмическими методами и представляет собой практически непрерывную цепь субгоризонтальных отражателей в пределах глубины 7–15 км. Н.К. Булиным была составлена карта изоглубин этого сейсмического горизонта для территории СССР (рис. 2). Кроме того, он высказал соображения о связи ее с изменением каких-то физических свойств пород.

К такому же заключению позже пришли Н.И. Павленкова [1985], М.В. Минц [1987], Y.V. Ganchin [1998] и другие геофизики. Было установлено, что глубина этой границы зависит от плотности лежащих выше пород: под более плотными она поднимается, под легкими – опускается. Хотя это наблюдение явно свидетельствует о зависимости положения границы K_1 от возрастания давления до критической прочности пород, полностью разгадать истинную природу геофизической границы K_1 им не удалось. Связь этой границы с

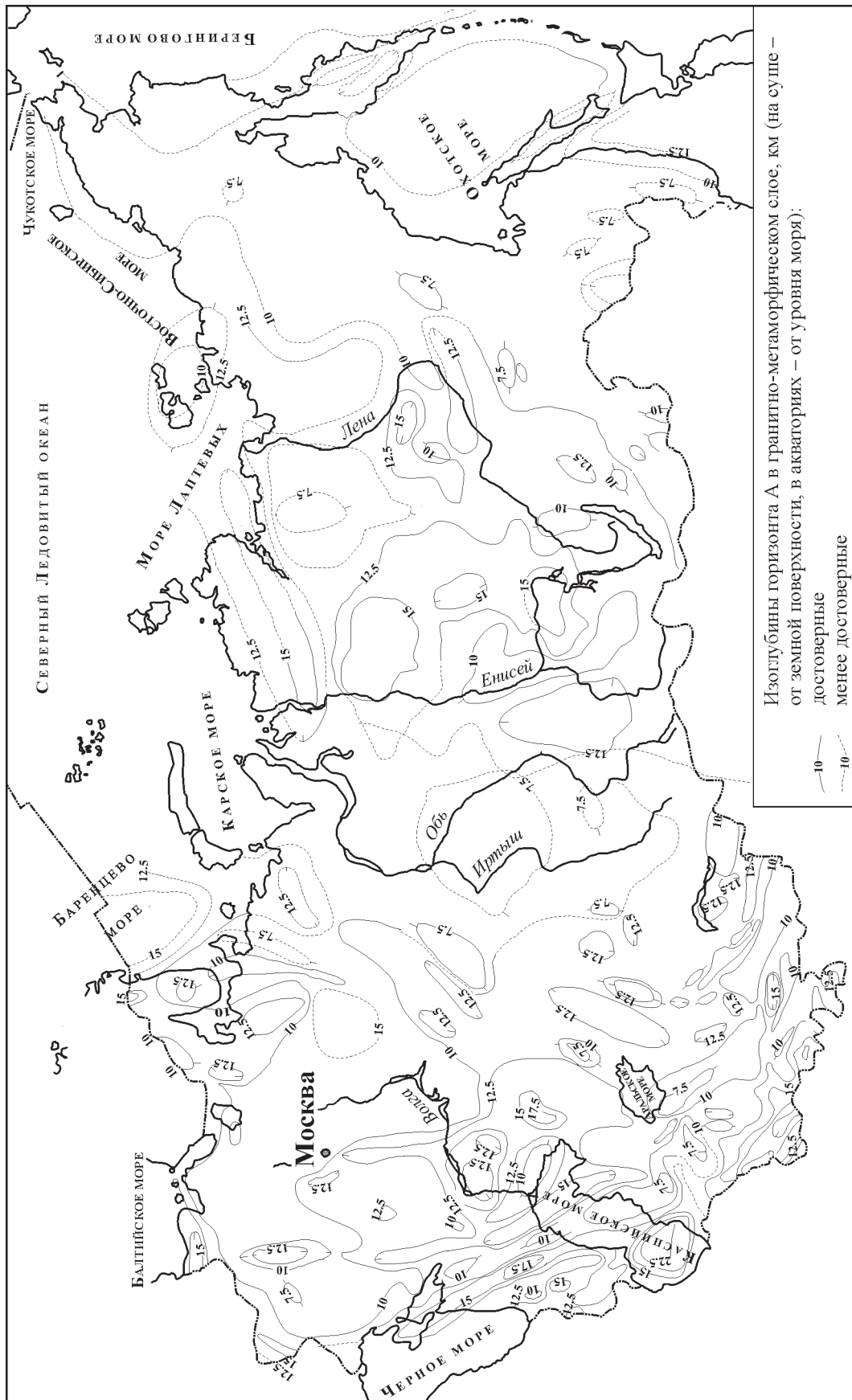


Рис. 2. Карта изогипс глубинного сейсмического горизонта K_1 в границах бывшего СССР (по Н.К. Булину [1983]).

Fig. 2. The map of seismic horizon K_1 isohypses at the territory of former USSR (after [Bulin, 1983]).

резким тектоническим швом, отделяющим прочные толщи низов верхней коры и плотной барьерной зоны от водосодержащих очень слабых пород верхов средней коры, как это показано С. Ивановым [1994, 1998], хорошо объясняет причины ее существования. Такое понимание границы K_1 нашло также убедительное подтверждение при изучении электропроводности земной коры [Ваньян, Хийдман, 1996; и др.].

Исследования в Провинции бассейнов и хребтов на западе США [Иванов, Иванов, 1996б; и литература в этой работе], в области интенсивных кайнозойских растяжений, установили выход на дневную поверхность глубинных субгоризонтальных отражателей, выявленных геофизикой. Эти отражатели всегда представлены срывами, зонами тектонических брекчий и милонитов, отделяющих породы пластически деформированного метаморфического ядра от залегающих выше осадочных и вулканогенных отложений, нередко имеющих тот же состав, что и ядро, но хрупко реагирующих на приложенные напряжения. Зарубежные геологи именуют подобные зоны *detachment faults*. Мы принимаем для него название *отделитель* и отождествляем с границей K_1 , выводимой на поверхность в зонах энергичных молодых растяжений.

ПЛАСТИЧНЫЕ И ХРУПКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ ЛИТОСФЕРЫ

Выделение в разрезе земной коры верхней хрупкой и нижней пластичной зоны уже давно получило практически всеобщее признание [Артемьев, Артюшков, 1968; Артюшков, 1979; Лукьянов, 1980; Николаевский, 1982; Аки, 1985; и др.]. Однако, границы этих зон, условия их проявления на разных уровнях разреза литосферы в разных тектонических обстановках и многие другие вопросы пока еще далеки от разрешения.

Консолидированные осадки, застывшие лавы и эндогенные кристаллические породы образуют верхнюю хрупкую зону земной коры, характеризующуюся фрикционным сопротивлением сдвигам по поверхности разрушающих пород закрытых трещин [Byerlee, 1978]. Здесь по мере углубления отмечается резкое возрастание прочности пород (рис. 3а) и связанный с этим небольшой рост скорости распространения сейсмических волн (рис. 3в). Оба явления прослеживаются в глубину вплоть до границы K_1 , т.е. до нижней границы гидростатической зоны.

Под пластичностью в геологии обычно принимают способность горных пород деформироваться без видимых разрывов их сплошности, вне зависимости от внутреннего механизма деформации [Лукьянов, 1980; Аки, 1985]. Большинство исследователей связывают это явление в основном с температурным размягчением, что и на самом деле

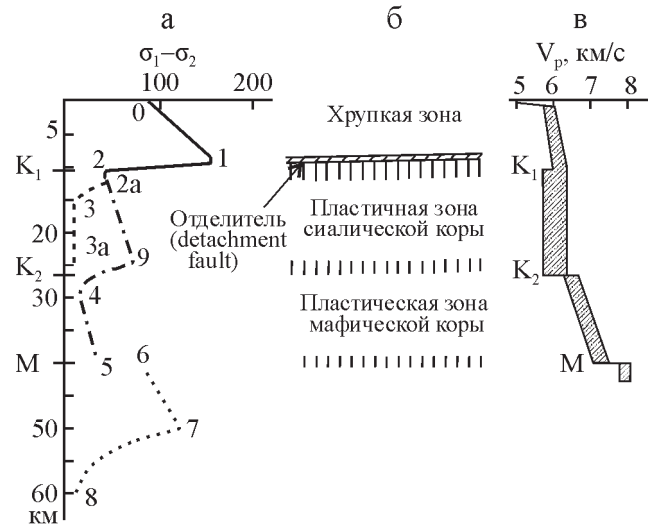


Рис. 3. Изменение с глубиной реологических свойств консолидированных осадочных и глубинных континентальных пород и скорости прохождения в них сейсмических волн.

а. Предполагаемая схема изменения с глубиной прочности (при хрупком разрушении) и напряжения (при пластической деформации) при растяжениях со скоростью 10^{-15}c^{-1} и геотермическом градиенте $20^\circ\text{C}/\text{km}$ (сплошная и пунктирные линии). Изображен случай, когда верхняя граница переходной зоны (отрезок 1–2) расположена выше хрупко-пластической границы (отрезок 2а–3–3а для гранитоидов, 9–4–5 для габброидов, 6–7–8 для гипербазитов). Отрезки кривых означают: 0–1 – возрастание прочности в гидростатической зоне вследствие увеличения $P_{гг} - P_{фл}$ (характерны дизъюнктивная тектоника, сбросы, сбросо-сдвиги, листрические разрывы, трещины отрыва, брекчии; пластические деформации лишь в локальных зонах гидротермальной переработки); 1–2 – резкое уменьшение прочности при переходе к литостатической зоне до величины сцепления вследствие возрастания $P_{фл}$ до $P_{гг}$ (субгоризонтальные разрывы, хлоритизированные брекчии, микрокластиты, иногда бластокластиты, псевдотахилиты); 2–2а – хрупкая деформация, облегченная высоким давлением порово-трещинного флюида обычно с частичным замещением полевого шпата слюдой (преобладание различных катаклазитов, обычно с признаками перекристаллизации); 2а–3 – пластическая деформация вследствие размягчения кварца в сиалических породах при температуре около 280°C (зона милонитов и линейных структур, развитие бластитов, структур течения); 3–3а – зона вязкого течения сиалических пород; начало размягчения полевого шпата; отсутствие возрастания с глубиной скорости сейсмических волн (преобладание пластических деформаций, крупных структур течения; пloidчатость, зеленые сланцы, милониты, бластомилониты); 2–9 – хрупкая деформация пород габброидного состава, облегченная высоким давлением порово-трещинного флюида и сопровождаемая новообразованиями вторичных минералов (различные катаклазиты с признаками перекристаллизации); 9–4 – температурное размягчение габброидов (бластомилониты, структуры течения); 4–5 – пластическое течение всех пород, кроме гипербазитов: возможно постепенное возрастание прочности вследствие увеличения основности пород (преобладание бластитов и кристаллических сланцев, полосчатые метаморфиты, мигматиты); 5–6 – скачок прочности при переходе к ги-

пербазитам на границе М (интенсивная пластическая тектоника, в том числе субгоризонтальные срывы, отмечаемые расщелачиванием и сильным уменьшением размеров зерен); 6–7 – возрастание прочности вследствие увеличения эффективного всестороннего давления, хрупкая деформация гипербазитов (различные катаклазиты и бластомилониты); 7–8 и ниже – кривая температурного размягчения оливинового гипербазита. **б.** Реологические зоны земной коры: косая штриховка – непроницаемая переходная зона; вертикальная штриховка – зоны интенсивного изменения реологических свойств литосферы. **в.** Осредненное изменение скорости продольных сейсмических волн с глубиной по Н.И. Павленковой [1985]. Заштрихованная площадь – преобладающий разброс измерений в различных районах.

Fig. 3. The change with depth of rheological characteristics of consolidated sedimentary and deep continental rocks and seismic velocities in them.

a. The probable diagram of strength (at brittle failure) and tension (at ductile deformation) change with depth at velocity extension with 10^{-15} s^{-1} and geothermal gradient 20°C/km (solid and dotted lines). There is a case of transition zone upper boundary (segment 1–2) is over of brittle-ductile boundary (segment 2a–3a for granitoids, 9–4–5 – for gabbroids, 6–7–8 – for ultrabasites). Curve segments: 0–1 – strength increases in hydrostatic zone due to $P_{\text{гн}} - P_{\text{гн}}$ increases (disjunctive tectonics, faults, shift-faults, listric ruptures, break-away joints, breccias are typical); ductile deformations are only in the local hydrothermal treatment zones); 1–2 – strong decrease of strength at passing into lithostatic zone up to adhesion value due to increase $P_{\text{гн}}$ to $P_{\text{гн}}$ (subhorizontal ruptures, chloritized breccias, microclastites, sometimes blastoclastites, pseudotachylites); 2–2a – brittle deformation lighted by high pressure of pore-fissure fluid, usually with partial replacement of feldspar by mica (the predominance of various cataclasites, usually with recrystallization signs); 2a–3 – plastic deformation due to quartz softening in silic rocks at temperature about 280°C (mylonite and linear structure zone, the development of blastites and flow structures); 3–3a – viscous flow zone of silic rocks; beginning of feldspar softening; absence of increase of seismic wave velocity with depth (the predominance of plastic deformations, large-scale flow structures, plication, greenschists, mylonites, blastomylonites); 2–9 – brittle deformation of gabbroid composition rocks, lighted by high pressure of pore-fissure fluid and accompanied by neocrystallizations of secondary minerals (different cataclasites with signs of recrystallization); 9–4 – temperature softening of gabbroids (blastomylonites, flow structures); 4–5 – plastic flow of all rocks, except ultrabasites; possibly progressive increase of strength due to increase of rock basicity (predominance of blastites and crystalline schists, banded metamorphites, migmatites); 5–6 – strength jump due to transition to ultrabasites at boundary М (intensive plastic tectonics, including subhorizontal strike-slip faulting, marked by schist-forming process and strong decrease of grain sizes); 6–7 – strength increase due to increase of effective confining pressure, brittle deformation of ultrabasites (various cataclasites and blastomylonites); 7–8 and below – curve of temperature softening of olivine ultrabazite. **б.** Rheological zones of the Earth's crust: oblique hatching – impermeable transition zone; vertical hatching – zones of intensive change of lithosphere rheological characteristics. **в.** Averaged velocity change of stress waves with depth according to N.I. Pavlenkova [1985]. Hatched surface – predominant scatter of measurements in various areas.

является одной из важнейших причин возникновения пластических деформаций. Однако при этом нельзя не учитывать процессов хрупко-вязкой деформации, связанной с раздроблением и одновременной или последующей частичной перекристаллизацией по принципу Рикке. Именно такая деформация чаще всего образует различные катаклазиты и бластомилониты, достаточно широко распространенные в верхней части пластичной зоны и вблизи границы с ней.

Ниже границы K_1 , вплоть до границы K_2 скорость распространения сейсмических волн с глубиной не увеличивается, что говорит, скорее всего, о прекращении в этом этапе возрастания прочности пород с глубиной вследствие перехода к вязкой реологии при одновременной смене гидростатического давления флюидов в ТПП – литостатическим. На интервале от K_2 до М скорость сейсмических волн заметно возрастает. Можно предполагать, что это обусловлено увеличением вязкости пород в связи с ростом содержания железомagneзиальных минералов. Резкий скачок скорости сейсмических волн на границе М вызван, по-видимому, этой же причиной.

Весьма информативные и важные сведения относительно положения зон хрупких и пластических деформаций дает распределение гипоцентров землетрясений по вертикальному разрезу литосферы вне зон рифтинга и субдукции. Подсчет глубин сейсмических очагов по Восточно-Европейской платформе и США показал их сосредоточение выше 10 км [Павленкова, 1985; Sibson, 1982; и др.]. Анализ глубины расположения более 150 очагов землетрясений внутри континентальных и океанических плит по всему земному шару [Chen, Molnar, 1983; и др.] свидетельствует о том, что их эпицентры располагаются преимущественно в двух глубинных зонах. Первая находится в верхней части земной коры, главным образом в пределах первых 10 км и обычно не глубже 15 км. Вторая – в верхней части верхней мантии не глубже изотермы $600\text{--}800^\circ \text{C}$. Такое расположение очагов землетрясений находится в полном соответствии с нашей реологической моделью. Зарождение очагов землетрясений происходит лишь в зонах хрупких деформаций, где прочность пород позволяет накапливаться упругим напряжениям, разрешающимся срывами. В зависимости от конкретного строения литосферы и, главным образом, от теплового потока в той или иной ее области глубина границы таких зон будет варьировать.

Хорошее подтверждение рассматриваемая реологическая зональность получила также при исследованиях континентальной земной коры методом отраженных волн [Исай, 1983; Шаров, 1984; Павленкова, 1985; и др.]. На ряде щитов было установлено, что зоны деформаций, выявляемые МОВ, до глубин около 2 км падают преимущественно очень

круто, а затем постепенно выполаживаются и на глубине 13–14 км принимают горизонтальное и субгоризонтальное положение, совпадая с разломом K_1 . Такая же, в принципе, картина деформаций наблюдается в зонах утоненной земной коры областей растяжения, где листрические разрывы сильно выполаживаются на глубине, переходя в субгоризонтальный сдвиг, отделяющий зону пластического течения от расположенных выше хрупких частей земной коры [Gans, Miller, 1983; Иванов, Иванов, 1996а; и др.].

Таким образом, реология идеализированного разреза литосферы представляется нам в виде, графически изображенном на рис. 3.

В верхней, хрупкой, зоне земной коры консолидированные осадки и магматические горные породы в зонах разломов и других локальных дизъюнктивов образуют тектонические брекчии, катаклазиты и милонитовые сланцы. Промежутки между обломками в таких катаклазитах и брекчиях выполнены более мелким обломочным материалом и низкотемпературными новообразованиями. Бластомилониты и настоящие сланцы в этой зоне встречаются лишь в областях локальных прогревов.

Эндогенная зона пластических деформаций своей верхней частью в общем случае совмещается с непроницаемой барьерной зоной, образующейся на глубине около 10 км. Характерной чертой этой границы между реологически различными этажами земной коры являются субгоризонтальные срывы. С углублением (с повышением температуры) милониты сменяются бластомилонитами, начинают получать распространение перекристаллизация и пластическое течение.

В верхней части литостатической зоны при медленных деформациях находится самый слабый этаж литосферы. Здесь сосредоточены максимальные пластические деформации. Горизонтальные смещения типа глубинных надвигов, шарьяжей имеют наилучшие шансы реализации вдоль кровли литостатической зоны, особенно в областях с преобладанием сиалических пород кварцевого и кварц-полевошпатового состава (и, конечно, со слюдой). Здесь широко распространены как бластомилониты, так и плейчатые гнейсы и сланцы с хорошо проявленными структурами перекристаллизации, растворения и переотложения вещества в тенях давления. На более глубоких горизонтах начинают преобладать сланцы, однородные по своей кристаллической структуре.

Возрастание с глубиной всестороннего давления обуславливает смену субвертикальных трещин разрыва более пологими, переходящими в субгоризонтальные, сдвигами [Исай, 1983; Шаров, 1984; Zuber et al., 1986; и др.]. Последние отмечаются МОВ как граница K_1 . Под непроницаемой барьерной зоной в податливые толщи литостатической легко могут внедряться не только интрузии магм

и надкритических водных флюидов, но и интрузии глубинных углеводородов.

В природных условиях породы разного состава, например граниты, габбро, гипербазиты, закрывают трещины и поры при разных температурах и давлениях. Экспериментальные данные показали, что породы гранитного и близкого им минерального состава при скорости деформации $10\text{--}15\text{ с}^{-1}$ размягчаются в интервале $230\text{--}300^\circ\text{C}$. Такая температура на платформах и щитах континентов при геотерме $20^\circ\text{C}/\text{км}$ достигается на глубинах $12.5\text{--}15.0\text{ км}$, в подвижных офиолитовых поясах при геотерме $30^\circ\text{C}/\text{км}$ – на глубинах $8\text{--}10\text{ км}$. В зонах растяжения коры, типа Провинции бассейнов и хребтов США, ее глубина $4\text{--}8\text{ км}$.

Сухой долерит под воздействием напряжений, близких существующим в земной коре, начинает течь при температуре около 480°C , в то время как оливиновые породы – лишь при $750\text{--}800^\circ\text{C}$ [Chapman et al., 1987]. Граница М в обычных континентальных условиях залегает на глубине $35\text{--}45\text{ км}$. При геотерме в $20^\circ\text{C}/\text{км}$ температура здесь составляет в среднем 800°C , что совпадает с началом течения оливина при слабых стрессах.

Поэтому в разрезе типичной материковой земной коры, сложенной из кремнекислых пород в верхнем и, отчасти, в среднем ее этаже, из основных и местами ультраосновных внизу и из гипербазитов и эклогитов в мантии должно возникать несколько самостоятельных реологических и, видимо, в частности, флюидосодержащих зон, несколько “зональных ритмов” (рис. 4). При увеличении и уменьшении теплового потока или давления (скажем, из-за подъема и эрозии земной коры) гидродинамический режим изменится и субгоризонтальная реологическая зональность будет мигрировать по вертикали. Старая контактная плотная зона как действующий непроницаемый барьер постепенно отомрет, оставив, однако, по всей своей мощности ясные следы в виде обильных жил и жилков, заполненных минеральными новообразованиями. Последние плотно цементируют также и катаклазиты.

Следует отметить, что высокие температуры, стимулирующие уравнивающую перекристаллизацию, особенно в нижней коре, могут существенно сглаживать нарисованную идеализированную картину. Кроме того, в литостатической зоне, несмотря на доминирующее преобладание в ней пластических деформаций, вполне возможны и действительно наблюдаются дизъюнктивные разрывы. Они обычно образуются в момент очень резко возросшего стресса и продолжают жить как пластические, периодически подвижные швы. Изучение структур деформации в этих шовных зонах обнаруживают в них признаки неоднократных подвижек. В простейшем случае видны следы хрупких и вязко-хрупких дефор-

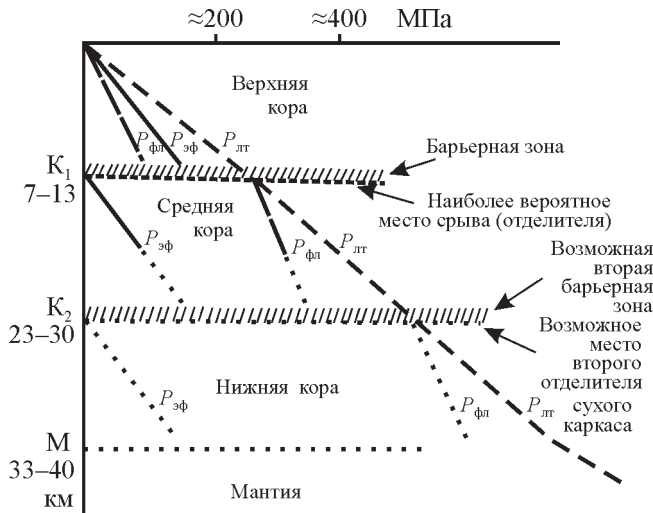


Рис. 4. Принципиальная схема изменения с глубиной в консолидированной коре всестороннего литостатического давления в каркасе породы ($P_{л\tau}$) (при плотности 2.7–3.0 г/см³), давления водного флюида в ТПП ($P_{фл}$) и эффективного давления ($P_{эф} = P_{л\tau} - P_{фл}$). Нижняя пунктирная половина рисунка наиболее вероятна в холодной земной коре, когда невысокая температура не стимулирует быструю перекристаллизацию, ликвидирующую разницу флюидного и каркасного давления.

Fig. 4. Principal pattern of confining lithostatic pressure in rock framework ($P_{л\tau}$) (density 2.7–3.0 g/cm³), water fluid pressure into FSP ($P_{фл}$) and effective pressure ($P_{эф} = P_{л\tau} - P_{фл}$) in consolidated crust. Lower dotted half of Figure is the most probable for the cool Earth's crust when low temperature do not stimulate rapid recrystallization, and the difference between fluid and framework pressure.

маций, залеченных последующей пластической деформацией, сопровождающейся перекристаллизацией.

КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТРАКТОВКАХ НЕКОТОРЫХ ТИПИЧНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Двухслойная модель строения земной коры первого поколения

Модели строения земной коры на основании сейсмических данных начали создаваться в 30-х гг. прошлого столетия, спустя почти 10 лет после открытия Конрадом сейсмической границы (К), разделяющей верхнюю кору на две части. В основу объяснения двух выявленных слоев земной коры была положена различная их плотность (модель Джефриса). Верхний слой (не считая неконсолидированных осадков в самом верху) ото-

ждествлялся с породами гранитного состава, нижний – базальтового.

Такая двухслойная кора в представлениях геологов и геофизиков господствовала довольно долго, вплоть до 50-х гг. прошлого столетия. Дорогостоящий проект сверхглубокой Кольской скважины, начатой бурением в 1970 г., был разработан именно с учетом двухслойной модели. Как известно, бурение полностью опровергло предполагаемый разрез коры: в верхней части, где ожидалось породы гранитного состава, оказались более тяжелые вулканиты, а внизу, где предполагались тяжелые гранулиты, были вскрыты гранито-гнейсы.

Развитие сейсмических методов и усовершенствование их физической интерпретации привело к разделению границы Конрада на две – K_1 и K_2 – соответственно на глубинах 11 и 27 км вместо одной на глубине 20 км [Павленкова, 1985, 1988]. Вместе с прогрессом геологических знаний, исследований очагов землетрясений и экспериментальных деформаций пород при высоких температурах и давлениях это привело к появлению нового, второго, поколения геолого-геофизических моделей земной коры.

Модели второго поколения

В моделях второго поколения геологическое объяснение сейсмических данных включило, кроме изменения плотности, колебания реологических свойств. Это был большой шаг вперед. Под пером ряда авторов появились трехслойные модели. Среди них, видимо, наиболее характерными были модели С. Мюеллера [Mueller, 1977] (рис. 5) и Н.И. Павленковой [1985]. Многослойная модель Мюеллера была построена главным образом на наиболее детальных исследованиях в Южной Германии и в Провинции бассейнов и хребтов на западе США. Были использованы реологические особенности пород с учетом ослабляющего гидролитического действия поровых вод. С. Мюеллер также предвидел гидродинамический эффект поровых вод на прочность пород, хотя и не смог его использовать. Модель С. Мюеллера является лучшей среди других того времени. Она не только знаменует появление многих других моделей второго поколения, но и содержит в текстовом пояснении предвидение моделей третьего поколения.

В конце 1980-х гг. было опубликовано еще несколько моделей земной коры второго поколения. В работе Г. Реналли и Д. Марфи [Ranally, Murphy, 1987] в отличие от предлагаемой нами модели, изображенной на рис. 3, в средней части коры на интервале глубины от 10–15 до 30–40 км предполагаются мощные слои с высокой прочностью, обрамленные снизу и сверху более податливыми толщами (рис. 6). Реология этих слоев определяется хрупким поведением, а прочность достигает 1000 МПа.

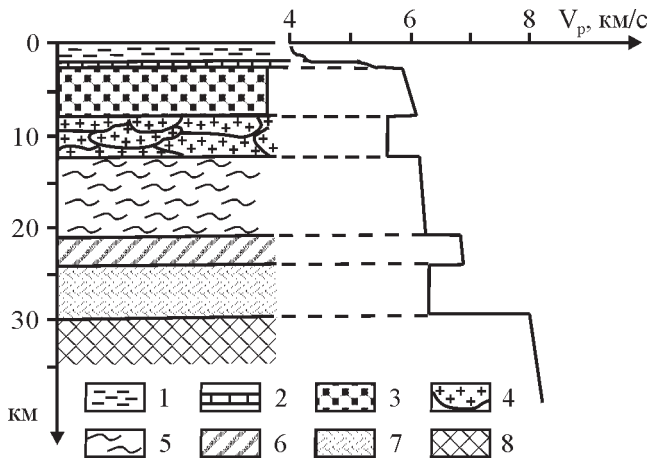


Рис. 5. Схематическая модель континентальной коры, суммирующая различные данные:

1 – кайнозойские осадки (близповерхностный низкоскоростной слой); 2 – мезозойские (и палеозойские) осадки; 3 – верхняя часть кристаллического основания, состоящая из метаморфических пород; 4 – зона гранитных лакколитов (сиалическая низкоскоростная зона); 5 – мигматиты (среднекоровый слой); 6 – амфиболиты (высокоскоростной зубец); 7 – гранулиты (нижнекоровый слой); 8 – ультрамафиты (самая верхняя мантия) [Mueller, 1977].

Fig. 5. Principal scheme of continental crust, summarized different data:

1 – Cenozoic deposits (near-surface low-velocity layer); 2 – Mesozoic (and Paleozoic) deposits; 3 – upper part of crystalline basement consisted by metamorphic rocks (zone of positive velocity gradient); 4 – zone of granitic laccoliths (sialic low-velocity zone); 5 – migmatites (middle-crust layer); 6 amphibolites (high-velocity ledge); 7 – granulites (low-crust layer); 8 – ultramafites (the highest mantle) [Mueller, 1977].

Вмещающие их толщи имеют пластичную реологию с прочностью, опускающейся до сотен и многих десятков МПа. Во многих случаях при слабых тепловых потоках в средней коре высокопрочные породы, по Реналли и Марфи, резко преобладают над ослабленными, которые иногда вообще тут отсутствуют.

Такое представление о наличии толщ с очень большими прочностями является неизбежным следствием ошибочного предположения о том, что давление флюида, по крайней мере по всей толще земной коры (или даже литосферы?), не превосходит гидростатическое, т.е. составляет $1/2.7 = 0.37$ от литостатического. Результатом этого является вывод о медленном, но неограниченном нарастании прочности пород с глубиной. Предел этому нарастанию определяется лишь проявлением температурной ползучести.

Заметное падение сопротивления ползучести у пород, богатых кварцем, наступает при температурах порядка 250–390°C, а у габброидов и анор-

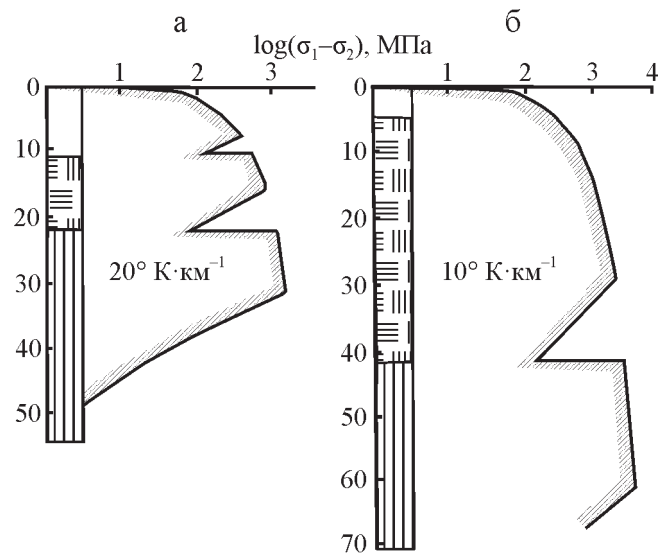


Рис. 6. Профили прочность–глубина по [Ranalli, Marphy, 1987].

а – окраинный бассейн, б – континентальная окраина. Скорость деформации 10^{-14}с^{-1} . В колонках слева от графиков: верхний слой – осадки континентальной окраины; средний – континентальная и переходная кора; нижний – обогащенная оливином верхняя мантия.

Fig. 6. Profiles of strength vs. depth [Ranalli, Marphy, 1987].

а – marginal basin, б – continental margin. Strain rate – 10^{-14}s^{-1} . In columns on the left: upper part – continental margin sediment prism; middle part – continental and transitional crust; lower part – olivine-rich upper mantle.

тозитов – при 400–500°C [Kirby, 1985]. Поэтому в средней коре выше уровня, отвечающего температуре 400–500°C, по представлениям указанных авторов, залегают твердые габброиды. Они размягчаются лишь еще глубже, где температура больше, создавая при геотермическом градиенте менее 25°C/км этаж прочной “габброидной” коры между двумя температурно-размягченными слоями: “гранитным” в кровле и “габброидным” же в основании [Ranally, Murphy, 1987].

Наша модель (см. рис. 3) не имеет этого прочного слоя, так как его верхняя часть располагается в зоне литостатических давлений флюида в трещинно-поровом пространстве. Поэтому эффективный вертикальный стресс здесь очень низкий. Он вновь очень медленно возрастает ниже пункта 2 вследствие возобновившейся аккумуляции разницы массы флюида и скелета породы с обновленной структурой. Однако этот процесс ослабляется (соответственно принципу Рикке) рекристаллизацией под давлением. Поэтому на нашем графике кривая между пунктами 2 и 9 наклонена круче, чем в интервале 0–1. Кривая между точками 9 и 4 указывает на температурное ослабление основных пород.

Предположения, сделанные Реналли и Марфи, обычно не подтверждаются сейсмическими наблюдениями. Даже сейсмические данные, отобранные ими, показывают, что только в одном из пяти регионов эпицентры землетрясений были зарегистрированы между асейсмическими зонами. Это наблюдалось в регионе Каракорум, который является довольно сложным в структурном отношении. Здесь появление эпицентра землетрясения на глубине 45 км можно объяснить многими другими причинами, включая высокую скорость деформации.

Обзоры Н.И. Павленковой [1985], Чена и Молнара [Chen, Molnar, 1983], а также некоторые другие публикации содержат убедительные данные о том, что сейсмические эпицентры обычно располагаются в двух зонах: в верхней коре на глубине до 15 км и в кровле верхней мантии. Такое распределение эпицентров не соответствует реологической модели для средней коры, разработанной Реналли и Марфи.

А. Орд и Б. Хоббс [Ord, Hobbs, 1989], вероятно, поняли, что использование механизма только температурного ослабления (размягчения) породы дает неудовлетворительные результаты. Поэтому они предложили другой механизм, который наблюдался в деформационных экспериментах Шимамото и Логана [Shimamoto, 1989; и др.] с галитовыми породами. Эти авторы наблюдали, что в особых условиях деформация галита происходила в режиме неустойчивого дергающегося скольжения, затухающего по мере увеличения всестороннего сжатия.

Орд и Хоббс связали результаты своих наблюдений с проявлением неустойчивого скольжения, которое прекратилось при 300°C в экспериментах с гранитами Вестерли. Допуская недостаточность экспериментальных данных, но используя теоретические рассуждения А. Руина [Ruina, 1983], эти авторы предположили, что при всестороннем давлении, соответствующем глубине 10–12 км и более, все кристаллические коровые породы достигают высокой прочности, но утрачивают свою способность деформироваться сейсмически. Одновременно их прочность прекращает возрастать с глубиной. Они хрупко-жесткие, но не могут мгновенно высвободить свою аккумулированную эластичную энергию. Принимая это предположение как аксиому и используя механизм температурного ослабления, Орд и Хоббс предложили довольно обоснованную реологическую модель литосферы. Распределение фокусов землетрясений, оценка верхнекоревой реологии и некоторые положения отделителей (дичечментов), описанные в их модели, соответствуют нашей модели с плотной переходной зоной. В этом отношении их модель более приемлема по сравнению с моделями, предложенными Реналли и Марфи. Однако модель Орда и Хоббса очень отличается от нашей модели, если геотермальный градиент менее 20–25°C/км.

Для упрощения можно сказать следующее. Наша модель предполагает сложную двух- или трехслойную систему, суммарно значительно более слабую во всех температурных диапазонах, особенно в верхней части средней коры, что коренным образом отличает ее от модели Реналли и Марфи, а также от очень сходной с ней модели Р. Мейснера и Н. Куцнира [Meissner, Kusznir, 1987]. У Орда и Хоббса земная кора, за исключением прогретых регионов (с большим геотермическим градиентом), представляет единую прочную плиту, жестко связанную с мантией. При сжатии и растяжении, при субдукции и обдукции, при столкновении литосферных плит такая кора должна вести себя совсем иначе, чем “наша”.

С.Г. Шольц [Scholz, 1988] очень детально рассмотрел реологию возможного процесса формирования переходной зоны между хрупкой и пластичной земной корой. Он много внимания уделил образованию хрупко-пластичных структур пород и показал, что они возникают в основном вследствие различий в реологических свойствах составляющих породу минералов. Такие структуры неизбежно возникают в переходной зоне Шольца, которая выделена им без учета высокого порового давления и явлений перекристаллизации и переотложения вещества под односторонним давлением. При невысоких геотермических градиентах переходная зона Шольца должна располагаться ниже нашей плотной барьерной зоны, охватывая верх литостатической. Его схематическая, но достаточно нагруженная различными параметрами модель зоны сдвига континентальной коры на первый взгляд привлекательна (рис. 7). Она характеризует более процесс формирования реологической зональности самой коры, нежели какой-то изолированной ее области. Однако автор этой модели не рассматривает воздействия водных высоконапорных флюидов на реологические свойства пород переходной и нижней зон. Действие воды Шольц упоминает лишь при характеристике реологических свойств горных пород (сухая–мокрая). Вопрос о поровом противодавлении, радикально меняющем всю реологическую зональность, не рассматривается. Если под модель Шольца поместить зону, трещинно-поровое пространство которой заполнено высоконапорным водным флюидом, то просачивание последнего кверху радикально изменило бы большую часть приведенных им параметров и в конечном, очень быстро наступившем итоге привело бы к созданию плотной непроницаемой “переходной” зоны между его хрупко-пластической и катакластической зонами.

Удивительно, что в другой работе Шольца, посвященной генезису разломов, вопрос о влиянии порового давления на прочность пород в земной коре затрагивается, но, весьма ограниченно [Scholz, 1989]. Происходит все это оттого, что С.Г. Шольц



Рис. 7. Упрощенная модель сдвиговой зоны, иллюстрирующая основные геологические и сейсмологические характеристики [Scholz, 1988].

Fig. 7. A synoptic shear zone model, demonstrating the major geological and seismological features [Scholz, 1988].

и почти все исследователи того времени (как, впрочем, многие и сейчас) допускают лишь узко ограниченное, локальное распространение в земной коре трещинно-поровых вод под высоким литостатическим давлением.

“Серпентинитовая” модель строения земной коры

Сейсмические особенности средней коры – ограничение ее сверху и снизу геофизическими границами K_1 и K_2 , отсутствие на ее вертикальном интервале возрастания с глубиной скорости распространения упругих волн, иногда даже их небольшое замедление, а также практическое отсутствие в ее пределах очагов землетрясений и некоторые другие свойства породили представление о пластичном, вязком состоянии пород этой части коры. На этой основе были предложены гипотезы о серпентинитовом составе средней коры [Резанов, 1985; и др. более ранние работы; Карус, Саркисов, 1986; и др.]. Последние авторы высказали убеждение о том, что в докембрии в силикатную кору внедрились расплавы гипербазитов, которые распространились в средней ее части. Эти расплавы целиком отделили верхнюю гранито-гнейсовую кору от нижней – гранулитово-базитовой, создав среднюю ультрабазитовую кору. Позже она была серпентинизирована и приобрела отмеченные выше геофизические особенности.

Эта серпентинитовая модель земной коры была опубликована несколько раз и, по мнению ее сторонников, успешно применялась для объяснения геофизических особенностей коры сначала в Сиби-

ри, а затем в северном Прикаспии [Карус, Саркисов, 1986; Саркисов и др., 1992; и др.]. Авторы и сторонники “серпентинитовой” модели не пытаются объяснить, как очень тяжелый расплав мог подняться до уровня средней части более легкой земной коры и отслоить ее нижнюю часть. Если эта нижняя часть не расплавилась при этом, а превратилась под действием высокой температуры в эклогиты еще более плотные, чем гипербазиты, то почему они не утонули в более легкой мантии?

В последующем Ю.М. Саркисов и его соавторы говорили уже не о гипербазитовом расплаве, а о протрузивном внедрении серпентинитов. Температуры ниже границы кора-мантия под платформами (порядка 600–700°C), видимо, слишком велики для серпентинитизации и малы для расплава. Во всяком случае этот вопрос, как и возможность массового внедрения тяжелых гипербазитов в более легкую кору, должен быть более обстоятельно рассмотрен, чего, насколько нам известно, пока не сделано.

Вне зависимости от решения указанных вопросов предположению о серпентинитовом составе средней коры противоречит отсутствие широкого распространения серпентинитов на земной поверхности. Средняя кора, как известно, отвечает в основном зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Породы этих фаций благодаря тектонической эксгумации широко распространены на поверхности материков. Однако среди них серпентиниты почти отсутствуют, встречаясь, как правило, лишь в виде узких цепочек в шовных зонах. Это обстоятельство является решающим для отклонения серпентинитовой модели, хотя она

привлекательна и отвечает некоторым геофизическим данным.

Концепция В.Н. Николаевского

Среди геологов и геофизиков нашей страны большой популярностью пользуется модель строения земной коры В.Н. Николаевского [1979, 1996; и др.]. Согласно этой модели, хрупкое разрушение консолидированных горных пород распространяется от топографической поверхности до мантии, охватывая всю земную кору. Вверху оно проявляется главным образом в виде крупных трещин, ниже – в виде пучков трещин и дилатансии с увеличением объема деформированной породы. Только ниже Мохо породы испытывают истинную пластичность, при которой ТПП закрывается и граница М становится непроницаемой для флюидов (жидкостей и газов). Поэтому поверхностные воды свободно циркулируют до границы М, а ниже последней мантия совершенно суха.

Решающим аргументом, на основании которого была выдвинута гипотеза о хрупкости всей коры, явились результаты опытов И. Туллиса и Р. Юнда по раздавливанию цилиндрических образцов гранитов [Tullis, Yund, 1977]. Эти исследования показали, что при стрессах до 15 кбар размягчение полевого шпата (переход от хрупкой деформации к дислокационной пластичности) происходит при температуре около 600, а кварца – около 400°C.

В основополагающей для своей модели работе В.Н. Николаевский пишет: *“Согласно данным [Ботт, 1974] о распределении давлений и температур в нормальной континентальной коре, давление 10 кбар и температура 600°C соответствует глубине 35 км. Отсюда – подавление хрупко-дилатационного эффекта происходит на самой границе земной коры. Выше границы Мохоровичича (М) породы находятся в хрупком трещиноватом состоянии. Ниже деформирование носит пластический характер* [Николаевский, 1979, с. 818–819].

Как видно из цитаты, В.Н. Николаевский использует из опытных данных температуру размягчения полевого шпата – 600°C. Он полагает, что пластические свойства породы определяются по наиболее устойчивому минералу. Это одна из его ошибок. В испытанных гранитах содержание кварца около 30%, а известно, что даже при вдвое меньшем содержании этого минерала, именно он определяет пластическое поведение всей породы [Sibson, 1983; Jorden, 1988; и др.]. Следовательно, для сопоставления опытных данных, с началом пластического поведения гранитов в природных условиях, следовало брать температуру размягчения не полевого шпата, а кварца, т.е. не 600, а 400°C. При этом условии, по схеме Ботта, к которой обращается В.Н. Николаевский, хрупко-пластический пе-

реход будет находиться в земной коре на глубине вдвое меньшей, чем 35 км.

Второй существенной ошибкой В.Н. Николаевского является то, что он в своих построениях приравнивает результаты эксперимента к условиям деформации в “нормальной континентальной коре”. Между тем опыты Туллиса и Юнда осуществлялись со скоростью 10^{-6}с^{-1} , в то время как скорости геологических деформаций, по многим данным, оцениваются в среднем как 10^{-14} – 10^{-15}с^{-1} . Таким образом, скорость деформации в опытах, результаты которых положены в основу главной концепции В.Н. Николаевского, в 10^7 – 10^9 раз превышает господствующую скорость деформаций в земной коре.

Опыты по выяснению влияния скорости деформации на соотношение температуры и величины стресса проводились неоднократно. Обобщающие их результаты опубликованы [Brace, Kohlstedt, 1980; Kirby, 1980, 1985; Sibson, 1982, 1983; Kirby, Kronenberg, 1987; Shimamoto, 1989; и др.]. Показано, что в первом приближении для не очень далеких экстраполяций уменьшение скорости деформации на два порядка соответствует при том же стрессе понижению температуры на 70–100°C [Sibson, 1982; Shimamoto, 1989; и др.]. Следовательно, в рассматриваемом случае она должна быть снижена приблизительно на $70^\circ \times 4 = 280^\circ$. Таким образом, данные опытов Туллиса и Юнда при перенесении их в условия медленных природных деформаций должны, скорее всего, отвечать температуре $400^\circ - 280^\circ = 120^\circ \text{C}$. Неточность дальней экстраполяции позволяет предполагать, что она, возможно, будет несколько выше, но безусловно будет много ниже 400°C.

Основным следствием концепции В.Н. Николаевского является свободная циркуляция вод от дневной поверхности вплоть до границы Мохо. Этаж земной коры приблизительно от 10 до 20 км В.Н. Николаевский и его соавтор В.И. Шаров называют основной зоной “локализации дилатационных деформаций”, или “волноводной структурой”. Далее они пишут: *“флюид, содержащийся в волноводной структуре...может иметь давление, равное, большее или меньшее гидростатического в зависимости от уровня фильтрационного сопротивления сети трещин, а также от того, на какой стадии дилатационного деформирования эта сеть находится (уплотнение или разуплотненность)”* [Николаевский, Шаров, 1985, с. 23–24].

Авторам цитаты как будто безразлично, какое давление имеет флюид. Между тем вопрос о давлении трещинно-порового флюида в этаже 10–20 км (точнее, в зависимости от состава пород и температуры от 7–12 км вверху до 18–23 км внизу), отвечающему средней коре при ее трехчленном делении, является ключевым для понимания гидродинамики и, следовательно, реологии всей консолидированной земной коры.

Толщи пород средней коры обычно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой ступени. Их выходы на дневную поверхность широко распространены на всех материках и исследовались не одним поколением петрографов. В последние десятилетия было обращено много плодотворного внимания на выяснение *P-T* условий их метаморфизма. Установлена важная роль миграции воды под литостатическим давлением в формировании зеленосланцевых и амфиболитовых фаций метаморфизма [Коржинский, 1962; Добрецов, 1981; Лепезин и др., 1986; и мн. др.]. Данные, полученные этими и другими петрологами, были подтверждены детальным изучением регионального метаморфизма на основе количественных оценок фазовых равновесий и пропорций изотопов кислорода в продуктах метаморфизма [Etheridge et al., 1983; Ferry, 1987; Взаимодействие..., 1989; и др.].

Высокое литостатическое давление и пластическое поведение пород в средней коре было установлено в ныне тектонически активной Провинции бассейнов и хребтов, в Кордильерах США [Иванов С., Иванов К., 1996б; и др.] и в ряде других регионов. Так, очень надежные данные о высоком флюидном трещинно-поровом давлении были получены при детальном исследовании в южной части пояса Оминек в Британской Колумбии Канады. На материале более 400 образцов путем массового определения изотопов жильных минералов было показано господство литостатических давлений как при орогенной, так и при посторогенной активности ниже хрупко-пластического перехода, располагающегося на глубине около 10 км [Nesbitt, Muehlenbachs, 1995]. Исследователи дали модель гидродинамической зональности земной коры, с определяющей ее непроницаемой переходной зоной, полностью соответствующую нашей, уже неоднократно опубликованной модели [Иванов, 1970б, 1994; Ivanov S., Ivanov K., 1993; и др.].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. НАУЧНОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МОДЕЛИ С.Н. ИВАНОВА

Предложенная модель строения ЗК представляется нам первой, далеко еще не совершенной моделью третьего поколения, основанной на новых представлениях о вертикальной гидродинамической зональности земной коры с барьерной для флюидов зоной между верхней и средней ее частью. Представленная в ней идеализированная картина реологического разреза литосферы в природе неизменно осложняется разнообразными обстоятельствами. Это могут быть отклонения в составе и строении самого разреза, возможное присутствие больших интрузивных масс, влияние тектонических напряжений, осложнения при коллизии литосферных плит, перемещение со временем уровня гидродинамических зон и пространствен-

ное совмещение их следов и т.д. Тем не менее в нашей схеме учтены главные причины, определяющие реологию литосферы в ее типовом генерализованном разрезе вне зон субдукции. Без такого основополагающего рассмотрения нельзя сделать следующих шагов в изучении строения земной коры, так как барьерная зона и особенно ее характерный элемент – отделитель – представляют собой самую важную границу внутри литосферы Земли и их научное и практическое значение в различных областях геологии является определяющим.

В области тектоники. Отделитель, как уже сказано, отделяет зону дизъюнктивных деформаций – сбросов, взбросов, сдвигов, тектонических брекчий и других хрупких проявлений тектоники – от расположенной ниже зоны пликативных деформаций. Это хорошо задокументировано в Провинции Бассейнов и Хребтов и в других местах Кордильер, а также во многих других районах мира – в Аппалачах, Северном море, Нигерии, в Восточном Китае, на Урале и др. [Gans, Miller, 1983; Шаров, 1984; Allmendinger et al., 1987; Chapman et al., 1987; и др.] Отделитель ограничивает предел распространения вниз глубинных разломов. Обычно изображаемая на геолого-геофизических профилях “клавишная тектоника” с пересечениями глубинными разломами всей мощности земной коры в действительности, как правило, не может иметь места. Энергия для глубинного разлома в виде упругого напряжения может накапливаться только в верхней части земной коры, выше отделителя. Ее величина ограничена прочностью пород и, видимо, достаточна для мгновенного разрыва ниже отделителя лишь некоторой части ненапряженной коры. Упругая энергия для разрыва всей ЗК в принципе может накапливаться лишь в верхней мантии при необычных, очень низких тепловых потоках, гарантирующих отсутствие размягчения.

Отделитель является крайне слабым швом внутри ЗК, и по нему в первую очередь разряжаются все последующие тектонические напряжения. Следует предполагать, что большинство крупных надвигов в Восточных Кордильерах Канады, в Альпах и во многих других горных системах произошли по отделителю. При тектонической денудации верхней части ЗК и (или) изменении теплового потока в процессе деформации коры зона отделителя мигрирует и накладывается на верхнюю (или подстилающую) зону. Изучая наложения хрупких структур на пластические деформации (или наоборот), можно получить существенные данные о тектонической эволюции региона.

В области петрологии. Отделитель ограничивает сверху область высоких флюидных давлений, где формируются крупные плутоны “водных” коровых гранитоидов. Водонасыщенные магмы не могут подняться выше зоны отделителя, так как при этом они теряют H_2O и другие флюиды и за-

твердевают. Выше отделителя прорываются только “сухие” и маловодные магмы. Проблема пространства для интрузий ниже отделителя снимается благодаря выявлению податливости, текучести среды. В этой области легко осуществляется механизм гидроразрыва, способствующий вертикальной дифференциации магм разной плотности. Зона отделителя является верхней границей распространения зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Непосредственно ниже отделителя в период растяжения ЗК создаются особо благоприятные условия для развития динамотермального регионального доорогенного метаморфизма [Иванов, 1978; Иванов, Русин, 1997].

В области рудообразования. Зона отделителя имеет исключительное значение как главный локализатор эндогенных жильных месторождений разнообразных руд [Иванов, 1970а; Иванов К., 2011]. Причиной этого является резкий перепад в этой зоне флюидных давлений и сильное понижение температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта. Локализация руд на уровне зоны отделителя была подтверждена работой В.И. Казанского с соавторами [1985].

В области гидрогеологии и нефтяной геологии. Значение зоны отделителя является определяющим [Иванов, 1970а, 1990а; Ежов, Лысенин, 1986] для гидрогеологических исследований и поисков источников углеводородов. Поверхностные воды в свободном состоянии не могут проникать ниже зоны отделителя, над которой нередко отмечаются залежи рассолов. С зоной отделителя связано образование многих элизионных режимов с высоконапорными водами. Частая приуроченность месторождений углеводородов к областям повышенных флюидных давлений позволяет предполагать исходную их концентрацию, еще не вскрытую бурением, ниже зоны отделителя [Иванов, 1990а].

В области оценки сейсмической опасности. Глубина расположения отделителя при известном геотермическом градиенте может служить указателем величины напряжения в коре и, следовательно, сейсмоопасности региона.

В области захоронения радиоактивных отходов и других экологически опасных продуктов. Непроницаемая для флюидов барьерная зона и руководство к ее эффективным поискам не могут быть переоценены при определении местоположения ловушек для захоронения высокотоксичных промышленных отходов – задачи, актуальность которой растет с каждым днем.

Авторы признательны за помощь кандидату геол.-мин. наук Е.И. Богдановой (ИГГ УрО РАН).

Статья подготовлена к печати при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10201).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аки К. (1985) Механизмы орогении. *Орогенез*. М.: Мир, 209-253.
- Артемьев М.Е., Артющков Е.В. (1968) О происхождении рифтовых впадин. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (4), 58-73.
- Артющков Е.В. (1979) Геодинамика. М.: Наука, 327 с.
- Булин Н.К. (1974) Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (8), 5-25.
- Булин Н.К. (1983.) Сейсмические модели литосферы. Глубинное строение литосферы. Л.: Недра, 75-90.
- Ваньян Л.Л., Хийндман Р.Д. (1996) О природе электропроводности консолидированной коры. *Физика Земли*, (4), 5-11.
- Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме. (1989) М.: Мир, 249 с.
- Добрецов Н.Л. (1981) Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 236 с.
- Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. (1970) Фации метаморфизма. М.: Недра, 432 с.
- Ежов Ю.Ф., Лысенин Г.П. (1986) Вертикальная гидродинамическая зональность земной коры. *Сов. геология*, (8), 111-120.
- Иванов К.С. (2011) Генезис хром-платинового оруденения Уральского (Нижнетагильского) типа. *Докл. АН*, 441(2), 224-226.
- Иванов С.Н. (1966) Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем. *Докл. АН*, 169(1), 177-180.
- Иванов С.Н. (1969) Особенности образования рудных месторождений, связанных с гидротермами. *Труды II Уральского петрографич. совещ.*, 1, 60-86.
- Иванов С.Н. (1970а) О причинах образования гидротермальных рудных месторождений. *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: Наука, IX, 20-47.
- Иванов С.Н. (1970б) Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры. *Ежегодник-1969*. Свердловск: Тр. ИГГ УрО АН СССР, 212-233.
- Иванов С.Н. (1978) Метаморфизм разрыва плит. *Докл. АН СССР*, 238(4), 908-912.
- Иванов С.Н. (1990а) Зоны пластических и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы. *Геотектоника*, (2), 3-14.
- Иванов С.Н. (1990б) Отделитель (о природе и значении геофизической границы K_1). *Докл. АН СССР*, 311(2), 428-431.
- Иванов С.Н. (1994) Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов. *Геотектоника*, (3), 3-11.
- Иванов С.Н. (1998) О реологических моделях земной коры: критическое рассмотрение. Екатеринбург: УрО РАН, 1998, 40 с.
- Иванов С.Н. (2001) Тектонические условия проявления верхней сейсмической границы K_1 и ее значение. *Ежегодник-2000*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 222-224.
- Иванов С.Н., Иванов К.С. (1996а) Закон эффективного давления Терцаги в свете данных сверхглубокого бурения. *Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов*. Тезисы. М., 57-58.

- Иванов С.Н., Иванов К.С. (1996б) Режимы и структуры растяжения Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: УрО РАН, 150 с.
- Иванов С.Н., Ксенофонтова Л.Н., Анфилогов В.Н. (1973) Эффект Джоуля-Томсона в водных растворах хлористого натрия как фактор рудоотложения. *Докл. АН СССР*, **211**(3), 694-696.
- Иванов С.Н., Русин А.И. (1977) Континентальный рифтовый метаморфизм. *Геотектоника*, (1), 6-19.
- Исай В.М. (1983) К вопросу об условиях разломообразования в консолидированной земной коре. *Геофиз. журн.*, **5**(3), 88-94.
- Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А., Глаголев А.А., Кузнецов А.В., Кузнецов Ю.И., Ланев В.С., Лобанов К.В., Прохоров К.В., Смирнов Ю.П., Старостин В.Н. (1985) Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе. *Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов*. М.: Наука, 4-47.
- Карус Е.В., Саркисов Ю.М. (1986) Об антистратиформном характере разреза кристаллического основания континентальной земной коры. *Докл. АН СССР*, **289**(1), 176-179.
- Когарко Л.Н. (1989) Геохимическая дифференциация мантии и щелочной магматизм. *Кристаллическая кора в пространстве и времени; магматизм*. Докл. сов. геологов 28-й МГК. М.: Наука, 5-91.
- Коржинский Д.С. (1962) Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. *Геология руд. месторожд.*, (5), 3-12.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магматизма. *Проблемы петрологии и генетической минералогии*. М.: Наука, **1**, 7-12.
- Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В., Хлестов В.В. (1986) Динамические аспекты метаморфической петрологии. *Геология и геофизика*, (7), 59-65.
- Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Остафийчук И.М. и др. (1980) Флюидный режим мантийных пород. Новосибирск: Наука, 143 с.
- Лукьянов А.В. (1980) Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 105-147.
- Маракушев А.А. (1965) Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 327 с.
- Миц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С. (1987) О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины). *Геотектоника*, (5), 62-72.
- Николаевский В.Н. (1979) Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород. *Докл. АН СССР*, **249**(4), 817-820.
- Николаевский В.Н. (1982) Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. М.: Мир, 133-215.
- Николаевский В.Н. (1996) Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей. *Физика Земли*, (4), 41-51.
- Николаевский В.Н., Шаров В.И. (1985) Разломы и геологическая расслоенность земной коры. *Физика Земли*, (1), 16-28.
- Павленкова Н.И. (1985) Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов. *Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии*. М.: Наука, 58-82.
- Павленкова Н.И. (1988) Глубинное строение территории СССР. *Актуальные проблемы тектоники СССР*. М.: Наука, 36-45.
- Резанов И.А. (1985) Эволюция земной коры. М.: Наука, 111 с.
- Рябчиков И.Д. (1985) Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли. *Подземные воды и эволюция литосферы*, **1**. М.: Наука, 176-186.
- Рябчиков И.Д., Ганеев И.И. (1989) Поведение калия и рубидия в условиях верхней мантии и роль флюидов в геохимической дифференциации подкорового вещества. *Земная кора в пространстве и времени. Магматизм*. Докл. сов. геологов 28-й МГК. М.: Наука, 78-85.
- Саркисов Ю.М., Кудымов В.М., Овчаренко А.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. (1992) Новые данные о составе, структуре и геодинамике континентальной коры. *Сов. геология*, (3), 88-96.
- Шаров В.И. (1984) Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры. *Сов. геология*, (1), 112-119.
- Allmendinger R.W., Nelson K.D., Potter C.J. (1987) Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, **15**(4), 304-310.
- Brace W.F., Kohlstedt D.L. (1980) Limits on lithosphere stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, **85**(B11), 6248-6252.
- Byerlee J. (1978) Friction in rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615-626.
- Chapman D.S., Kirby S.H., Kronenberg A.K. et al. (1987) Tectonophysics. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1215-1258.
- Chen W.P., Molnar P. (1983) Focal depths of intracontinental and intraplate Earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**(B5), 4183-4214.
- Etheridge M.A., Wall V.I., Cox S.F. (1984) High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implication for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.*, **89**(B6), 4344-4358.
- Etheridge M.A., Wall V.I., Vernon R.H. (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorphic Geol.*, **1**(3), 205-226.
- Ferry J.M. (1987) Metamorphic hydrology at 13 km depth and 400–550°C. *Amer. Miner.*, **72**(1-2), 39-58.
- Fournier R.O. (1990) Scientific drilling to investigate the physical and chemical nature of fluids in the Earth's crust at 400–500°C. *Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding*. N. Y.: Springer-Verlag, 342-352.
- Fournier R.O. (1991) The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal system in crystalline rock. *Geophys. Res. Lett.*, **18**(5), 955-958.
- Fournier R. (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.*, **94**(8), 1193-1211.

- Ganchin Y.V., Smithson S.B., Morozov J.B. et al. (1998) Seismic studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia. *Tectonophysics*, **288**, 1-16.
- Gans Ph.B., Miller E.L. (1983) Style of Mid-Tertiary extension in east-central Nevada. *Geological Society of American Rocky Mountain and Cordilleran Sections Meeting: Utah Geol. Min. Surv. Spec. Stud.*, **59**, 107-160.
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance. *Geodynamics*, **17**(4), 155-180.
- Jorden P. (1988) The rheology of polymineralic rocks – an approach. *Geol. Rundschau*, **77**(1), 285-294.
- Karato S. (1986) Does partial melting reduce the creep strength of the upper mantle? *Nature*, **319**(6051), 309-310.
- Kirby S.N. (1980) Tectonic stresses in the Lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. *J. Geophys. Res.*, **85**(B11), 6353-6363.
- Kirby S.N. (1985) Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, **119**(1-4), 1-27.
- Kirby S.N., Kronenberg A.K. (1987) Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1219-1244.
- Meissner R., Kusznir N.J. (1987) Crustal viscosity of the lower crust. *Ann. Geophys. Ser. B.*, **5**(4), 365-374.
- Mueller S. (1977) A new model of the continental crust. *Geophysical Monograph 20. The Earth's Crust by the Amer. Geoph. Union*, Washington DC, 289-317.
- Nesbitt B.E., Muehlenbachs K. (1995) Geochemical studies of the origins and effects of synorogenic crustal fluids in the southern Omineca Belt of British Columbia, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **107**(9), 1033-1050.
- Ord A., Hobbs B.E. (1989) The strength of the continental crust, detachment zone and the development of the plastic instabilities. *Tectonophysics*, **158**(1-4), 269-289.
- Ranalli G., Murphy D.C. (1987) Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, **132**(4), 281-295.
- Ruina A.L. (1983) Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- Schimamoto T. (1989) Реология горных пород и тектоника плит от недеформируемых плит к деформируемым. *Science Kagaku*, (9), 170-189. Японский язык.
- Scholz C.H. (1988) The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau*, **B77**(1), 319-328.
- Scholz C.H. (1989) Mechanics of faulting. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, **17**, 309-334.
- Sibson R.H. (1982) Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **72**(1), 151-163.
- Sibson R.H. (1983) Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc., Lond.*, **140**, 741-767.
- Tullis I., Yund R. (1977) Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, **82**(B6), 5705-5718.
- Walder J., Nur A. (1984) Porosity reduction and crustal pore pressure development. *J. Geophys. Res.*, **89**(B13), 11539-11548.
- Wickham S.M., Oxburg E.R. (1987) Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. Roy. Soc., Lond.*, **A321**(1557), 219-242.
- Zuber M.T., Parmentier E., Fletcher R. (1986) Extension of continental lithosphere: a model for two scales of Basin and Range deformation. *J. Geophys. Res.*, **91**(B5), 4826-4838.

REFERENCES

- Aki K. (1985) Mechanisms of orogeny. *Orogenesis*. Moscow, Mir Publ., 209-253. (In Russian)
- Allmendinger R.W., Nelson K.D., Potter C.J. (1987) Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geol.*, **15**(4), 304-310.
- Arten'yev M.E., Artyushkov E.V. (1968) About the rift basins origin. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (4), 58-73. (In Russian)
- Artyushkov E.V. (1979) *Geodinamika* [Geodynamics]. Moscow, Nauka Publ., 327 p. (In Russian)
- Brace W.F., Kohlstedt D.L. (1980) Limits on lithosphere stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, **85**(B11), 6248-6252.
- Bulin N.K. (1974) About one seismic boundary in consolidated crust of Eurasia. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (8), 5-25. (In Russian)
- Bulin N.K. (1983.) Seismic models of the lithosphere. *Glubinnoe stroenie litosfery* [Deep structure of the lithosphere]. Leningrad, Nedra Publ., 75-90. (In Russian)
- Byerlee J. (1978) Friction in rocks. *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615-626.
- Chapman D.S., Kirby S.H., Kronenberg A.K. et al. (1987) Tectonophysics. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1215-1258.
- Chen W.P., Molnar P. (1983) Focal depths of intracontinental and intraplate Earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **88**(B5), 4183-4214.
- Dobretsov N.L. (1981) *Global'nye petrologicheskie protsessy* [Global petrological processes]. Moscow, Nedra Publ., 236 p. (In Russian)
- Dobretsov N.L., Reverdatto V.V., Sobolev V.S., Sobolev N.V., Khlestov V.V. (1970). *Fatsii metamorfizma* [Facies of metamorphism]. Moscow, Nedra Publ., 432 p. (In Russian)
- Etheridge M.A., Wall V.I., Cox S.F. (1984) High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implication for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.*, **89**(B6), 4344-4358.
- Etheridge M.A., Wall V.I., Vernon R.H. (1983) The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *J. Metamorphic Geol.*, **1**(3), 205-226.
- Ferry J.M. (1987) Metamorphic hydrology at 13 km depth and 400–550°C. *Amer. Miner.*, **72**(1–2), 39-58.
- Fournier R.O. (1990) Scientific drilling to investigate the physical and chemical nature of fluids in the Earth's crust at 400–500°C. *Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding*. N. Y.: Springer-Verlag, 342-352.
- Fournier R.O. (1991) The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal system in crystalline rock. *Geophys. Res. Lett.*, **18**(5), 955-958.
- Fournier R. (1999) Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Econ. Geol.*, **94**(8), 1193-1211.
- Ganchin Y.V., Smithson S.B., Morozov J.B. et al. (1998)

- Siesmic studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia. *Tectonophys.*, **288**, 1-16.
- Gans Ph.B., Miller E.L. (1983) Style of Mid-Tertiary extension in east-central Nevada. *Geological Society of American Rocky Mountain and Cordilleran Sections Meeting: Utah Geol. Min. Surv. Spec. Stud.*, **59**, 107-160.
- Ivanov K.S. (2011) Chrome-platinum mineralization genesis of the Uralian (Nizhnii-Tagil) type. *Dokl. Akad. Nauk*, **441**(2), 224-226. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1966) Particularities of hydrothermal ore-formation under the earth and the sea. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **169**(1), 177-180. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1969) Particularities of formation of ore deposits, associated with hydrotherms. *Trudy II Ural'skogo petrografich. soveshch.* [Proc. of II Urals Petrografik conf.]. P. 1, UFAN SSSR Publ., 60-86 (In Russian)
- Ivanov S.N., (1970a) On the causes of hydrothermal ore deposit formation. *Zakonomernosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh. T. IX* [Regularities of mineral resources location. V. IX]. Moscow, Nauka Publ., 20-47. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1970b) Limited depth of open cracks and the Earth crust hydrodynamic zoning. *Ezhegodnik-1969. Sverdlovsk, IGG UFAN SSSR*, 212-233. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1978) Plate fracture metamorphism. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **238**(4), 908-912. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1990a) Zones of plastic and fragile deformations in vertical section of lithosphere. *Geotektonika*, (2), 3-14. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1990b) Detachment (about nature and meaning of geophysical boundary K₁). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **311**(2), 428-431. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1994) Probable nature of major seismic boundaries in the continent Earth's crust. *Geotektonika*, (3), 3-11. (In Russian)
- Ivanov S.N. (1998) *O reologicheskikh modelyakh zemnoi kory: kriticheskoe rassmotrenie* [On the rheological models of the Earth's crust: a critical examination]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 40 p. (In Russian)
- Ivanov S.N. (2001) Tectonic environments of manifestation of the upper seismic boundary K₁ and its meaning. *Ezhegodnik-2000. Ekaterinburg, IGG URO RAN*, 222-224. (In Russian)
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic zoning of the Earth's crust and its significance. *Geodynamics*, **17**(4), 155-180.
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1996a) The Terzaghi effective pressure law in the light of super deep drilling data. *Neotektonika i sovremennaya geodinamika kontinentov i okeanov* [Neotectonics and modern dynamics of continents and oceans]. Theses. Moscow, 57-58. (In Russian)
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1996b) *Rezhimy i struktury rastyazheniya Provintsii basseinov i khrebtov v Kordil'yerakh Severnoi Ameriki* [Regimes and structures of extension of the Basin and Ridge province in Cordilleras of Northern America]. Ekaterinburg, URO RAN Publ., 150 p. (In Russian)
- Ivanov S.N., Ksenofontova L.N., Amphilogov V.N. (1973) Jouel-Thomson effect in water solutions of sodium chloride as a factor of ore deposition. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **211**(3), 694-696. (In Russian)
- Ivanov S.N., Rusin A.I. (1997) Continental rift metamorphism. *Geotektonika*, (1), 6-19. (In Russian)
- Isai V.M. (1983) To the question of fault formation conditions in consolidated Earth's crust. *Geofizicheskii zhurnal*, **5**(3), 88-94. (In Russian)
- Jorden P. (1988) The rheology of polymineralic rocks – an approach. *Geol. Rundschau*, **77**(1), 285-294.
- Karato S. (1986) Does partial melting reduces the creep strength of the upper mantle? *Nature*, **319**(6051), 309-310.
- Karus Ye.V., Sarkisov Yu.M. (1986) Regarding antistratiform character of continental Earth's crust crystalline basement. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **289**(1), 176-179. (In Russian)
- Kazansky V.I., Boronikhin V.A., Vanyushin V.A., Glagolev A.A., Kuznetsov A.V., Kuznetsov Yu.I., Lanev V.S., Lobanov K.V., Prokhorov K.V., Smirnov Yu.P., Starostin V.N. (1985) Correlation between deformations, metamorphism and petrochemical rock features in Pecheng ore area. *Vnutrennee stroenie rudonosnykh kembriiskikh razlomov* [Inner structure of ore-bearing Pre-Cambrian faults]. Moscow, Nauka Publ., 4-47. (In Russian)
- Kirby S.N. (1980) Tectonic stresses in the Lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. *J. Geophys. Res.*, **85**(B11), 6353-6363.
- Kirby S.N. (1985) Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophys.*, **119**(1-4), 1-27.
- Kirby S.N., Kronenberg A.K. (1987) Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.*, **25**(6), 1219-1244.
- Kogarko L.N. (1989) Geochemical mantle differentiation and alkaline magmatism. *Kristallicheskaya kora v prostranstve i vremeni: magmatizm* [Crystalline crust in space and time: magmatism]. Dokl. sov. geologov 28 MGC. Moscow, Nauka Publ., 5-91. (In Russian)
- Korzinsky D.S. (1962) Water behavior during magmatic and postmagmatic processes. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, (5), 3-12. (In Russian)
- Kuznetsov Yu.A., Izokh E.P. (1969) Geological proofs of intratelluric flows of warmth and substance as metamorphism and magmatism objects. *Problemy petrologii i geneticheskoi mineralogii* [Problems of petrology and genetic mineralogy]. Moscow, Nauka Publ., 1, 7-12. (In Russian)
- Lepezin G.G., Reverdatto V.V., Khlestov V.V. (1986) Dynamical aspects of metamorphic petrology. *Geol. Geofiz.*, (7), 59-65. (In Russian)
- Letnikov F.A., Pheoktistov G.D., Ostaphiychuk I.M. et al. (1980) *Fluidnyi rezhim mantiinykh porod* [Fluid regime of mantle rocks]. Novosibirsk, Nauka Publ., 143 p. (In Russian)
- Lukyanov A.V. (1980) Plastic deformations and tectonic flow of lithosphere rocks. *Tektonicheskaya rassloennost' litosfery* [Tectonic layering of lithosphere]. Moscow, Nauka Publ., 105-147. (In Russian)
- Marakushev A.A. (1965) *Problemy mineral'nykh fatsii metamorficheskikh i metasomaticeskikh gornyykh porod* [Problems of metamorphic and metasomatic rock mineral facies]. Moscow, Nauka Publ., 327 p. (In Russian)
- Meissner R., Kusznir N.J. (1987) Crustal viscosity of the lower crust. *Ann. Geophys. Ser. B.*, **5**(4), 365-374.
- Mints M.V., Kolpakov N.I., Lanev V.S., Rusanov M.S. (1987) About nature of subhorizontal seismic boundaries in the Earth's crust upper part (according to the Kola super deep borehole data). *Geotektonika*, (5), 62-72. (In Russian)

- Mueller S. (1977) A new model of the continental crust. *Geophysical Monograph 20. The Earth's Crust by the Amer. Geoph. Union*, Washington DC, 89-317.
- Nesbitt B.E., Muehlenbachs K. (1995) Geochemical studies of the origins and effects of synorogenic crustal fluids in the southern Omineca Belt of British Columbia, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **107**(9), 1033-1050.
- Nikolaevsky V.N. (1979) The Mokhorovicici discontinuity as a limited depth of brittle-dilatational state of rocks. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **249**(4), 817-820. (In Russian)
- Nikolaevsky V.N. (1982) *Obzor: zemnaya kora, dilatatsiya i zemletryaseniya* [Review: Earth's crust, dilatation and earth quakes]. Moscow, Mir Publ., 133-215. (In Russian)
- Nikolaevsky V.N. (1996) Cataclastic destruction of the earth crust rocks and geophysical field anomalies. *Izv. Ross. Akad. Nauk. Fiz. Zemli*, (4), 41-51. (In Russian)
- Nikolaevsky V.N., Sharov V.I. (1985) Faults and rheological layering of the earth crust. *Izv. Ross. Akad. Nauk. Fiz. Zemli*, (1), 16-28. (In Russian)
- Ord A., Hobbs B.E. (1989) The strength of the continental crust, detachment zone and the development of the plastic instabilities. *Tectonophys.*, **158**(1-4), 269-289.
- Pavlenkova N.I. (1985) Structure and dynamics of the Earth's crust and the continent upper mantle. *Problemy dvizhenii i strukturoobrazovaniya v kore i verkhnei mantii* [Problems of movements and structure formation in crust and upper mantle]. Moscow, Nauka Publ., 58-82. (In Russian)
- Pavlenkova N.I. (1988) Deep structure of the USSR territory. *Aktual'nye problemy tektoniki SSSR* [Actual problems of the USSR tectonics]. Moscow, Nauka Publ., 36-45. (In Russian)
- Ranalli G., Murphy D.C. (1987) Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophys.*, **132**(4), 281-295.
- Rezanov I.A. (1985) *Evolutsiya zemnoi kory* [Evolution of the Earth's crust]. Moscow, Nauka Publ., 111 p. (In Russian)
- Ruina A.L. (1983) Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10359-10370.
- Ryabchikov I.D. (1985) Water solutions in upper mantle and problems of Earth degasation. *Podzemnye vody i evolyutsiya litosfery* [Underground waters and lithosphere evolution]. **1**. Moscow, Nauka Publ., 176-186. (In Russian)
- Ryabchikov I.D., Ganeev I.I. (1989) Potassium and rubidium behavior under the conditions of upper mantle and the fluid role in geochemical differentiation of subcrustal substance. *Zemnaya kora v prostranstve i vremeni. Magmatizm* [Earth's crust in space and time. Magmatism]. Dokl. sov. geologov 28 MGC. Moscow, Nauka Publ., 78-85. (In Russian)
- Sarkisov Yu.M., Kudimov V.M., Ovcharenko A.V., Berzin R.G., Suleimanov A.K. (1992) New data on composition, structure and geodynamics of continental crust. *Sov. Geologiya*, (3), 88-96. (In Russian)
- Schimamoto T. (1989) Реология горных пород и тектоника плит от недеформируемых плит к деформируемым. *Science Kagaku*, (9), 170-189. (In Japanese)
- Scholz C.H. (1988) The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundschau*, **B77**(1), 319-328.
- Scholz C.H. (1989) Mechanics of faulting. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, **17**, 309-334.
- Sharov V.A. (1984) Faults and nature of seismic boundaries in the continental crust profile. *Sov. Geol.*, (1), 112-119. (In Russian)
- Sibson R.H. (1982) Fault zone models, heat flow and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **72**(1), 151-163.
- Sibson R.H. (1983) Continental fault structure and the shallow earthquake source. *J. Geol. Soc., Lond.*, **140**, 741-767.
- Tulis I., Yund R. (1977) Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, **82**(B6), 5705-5718.
- Van'yan L.L., Khiyndman R.D. (1996) About nature of electroconductivity of consolidated crust. *Izv. Ross. Akad. Nauk. Fis. Zemli*, (4), 5-11. (In Russian)
- Vzaimodeistviye fluid-poroda pri metamorfizme* [Fluid-rock interaction during metamorphism]. (1989) Moscow, Mir Publ., 249 p. (In Russian)
- Walder J., Nur A. (1984) Porosity reduction and crustal pore pressure development. *J. Geophys. Res.*, **89**(B13), 11539-11548.
- Wickham S.M., Oxburg E.R. (1987) Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust. *Phil. Trans. Roy. Soc., Lond.*, **A321**(1557), 219-242.
- Yezhov Yu.F., Lysenin G.P. (1986) Vertical hydrodynamic zoning of the Earth crust. *Sov. Geol.*, (8), 111-120. (In Russian)
- Zuber M.T., Parmentier E., Fletcher R. (1986) Extension of continental lithosphere: a model for two scales of Basin and Range deformation. *JGR*, **91**(B5), 4826-4838.