

УДК 551.2.3.

## О МЕХАНИЗМАХ ГЕНЕРАЦИИ ИЗБЫТОЧНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ

© 2023 г. Ю. Л. Ребецкий\*

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

*\*E-mail: reb@ifz.ru*

Поступила в редакцию 25.10.2022 г.

После доработки 05.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Предлагается рассматривать процессы денудации поверхности и магматизма коры для объяснения появления в ней повышенных напряжений горизонтального сжатия – избыточных по отношению к литостатическому давлению. “Откапывание” породы приводит только к частичной ее разгрузке, за счет снятия веса вышележащих пород, если она в глубине находилась за пределом текучести. Это связано с тем, что в случае “откапывания” разгрузка идет по упругому закону. Из-за этого в породе возникают остаточные напряжения горизонтального сжатия, полученные на стадии закритического катакластического течения. Другой механизм формирования дополнительных сжимающих напряжений в коре связан с процессами вулканизма и магматизма. Подъем магмы по субвертикальным коровым разломам и системам трещин возможен только в условиях, когда во фронте распространения ее давление превышает уровень горизонтального сжатия пород. Следствием этого ниже фронта распространения магмы уровень напряжений горизонтального сжатия в породах повышается до уровня ее давления. Поскольку давление в подкоровом или внутрикоровом магматическом очаге близко к литостатическому давлению вышележащих пород, то выше фронта распространения магмы в разломе напряжения, нормальные к нему, превышают уровень вертикального сжатия. Таким образом, магматизация коры способна изменить режим напряженного состояния горизонтального растяжения на горизонтальный сдвиг.

*Ключевые слова:* процесс денудации, магматизм коры, упругий закон разгрузки, остаточные напряжения.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030109, **EDN:** КАТМОО

### ВВЕДЕНИЕ

Генезис напряжений избыточного горизонтального сжатия в континентальной коре в настоящее время наиболее часто связывают с проявлением дальнедействующего давления от границ литосферных плит [Molnar, Tapponier, 1975; Зоненшайн и др., 1978; Ма Си Юань, 1990; Nazarova, Nazarov, 2002; Ружич, 1997; Ружич и др., 2016; и др.], иногда – с планетарными напряжениями, вызванными вращением Земли или другими космическими факторами [Авсюк, 2001; Dobretsov, Chumakov, 2001; Glukhovskii, 2005; Dobretsov, 2015; Викулин, 2008; Вихри ..., 2004; и др.]. В ряде работ второй половины двадцатого века наличие таких напряжений объясняли остаточными напряжениями предыдущих эпох нагружения [Пономарев, 1969; 2008; Волох и др., 1972; Herget, 1973; Sykes, Sbar, 1973; Voigth, Pierre, 1974; Марков 1977; 1980].

Первый тип генезиса избыточного горизонтального давления прямо обусловлен движением литосферных плит, их конвергенцией в виде суб-

дукции или коллизии. При этом источником сил, перемещающих плиты, определяют давление со стороны океанского хребта и силу тяжести от погруженной и уплотнившейся части слэба в зонах субдукции. Иногда также говорят о роли касательных напряжений, действующих на подошву океанической литосферы со стороны астеносферной мантии в направлении от зоны океанского спрединга к зоне субдукции. Но, в любом случае, первый из представленных выше источников сил принимается главным [Wilson, 1966]. С конца прошлого века эти возможные источники сил, определяющие движения тектонических плит, прямо связывают с общемантийной однопорусной или двухпорусной конвекцией [Трубицын, 2012; Трубицын Рыков, 2000; Лобковский, Котелкин, 2000; Добрецов и др., 2001].

Однако большие дистанции от границ столкновения литосферных плит в несколько тысяч километров, определяющие снижение уровня передаваемых напряжений пропорционально квадрату отношения линейного размера источника

бокового давления к расстоянию до объекта влияния, показывают, что их величина должна уменьшаться на порядок и более. До тех пор, пока не существовало достоверных данных об уровне горизонтальных сжимающих напряжений, действующих в литосфере зон субдукции, рассматриваемый механизм формирования избыточного горизонтального сжатия в коре континентов практически не обсуждался и был принят научным сообществом. В двух других из отмеченных механизмов генерации такие напряжения практически не рассматривались, а работы, в которых они обсуждались, относились к специальным научным направлениям (планетарная механика, горное дело).

Появление в конце прошлого века в сейсмологии массовых определений фокальных механизмов землетрясений, определяемых из анализа волновых форм [Dziewonski et al., 1981], и развитие технологии расчета тензора сейсмического момента [Кейлис-Борок, 1950] дало возможность более достоверно оценить уровень сброшенных напряжений в очагах не только сильных, но и среднесильных и даже слабых землетрясений. Было установлено, что существует достаточно сильный разброс значений снимаемых напряжений в одном регионе. Разброс значений этих напряжений увеличивался при снижении магнитуды землетрясений, а с повышением магнитуды землетрясения ( $M > 6.5-7.0$ ) наблюдалось снижение уровня сбрасываемых напряжений.

Оказалось, что наименьший уровень сбрасываемых напряжений наблюдается в зонах субдукции литосферных плит, а наибольший — во внутриконтинентальных орогенах и щитах. При этом уровень касательных напряжений, снимаемых в очаге, для землетрясений с магнитудами более 8 в зонах субдукции — менее 0.3–0.5 МПа. Существуют оценки, показывающие, что на большом статистически представительном множестве событий излученная в сейсмических волнах энергия составляет 10–20% от общей упругой энергии, снятой в очаге землетрясения [Bath, Duda, 1964; Kanamori, Anderson, 1975]. В свою очередь, эта снятая упругая энергия составляет 10–20% от девиаторной части энергии упругого деформирования массива [Ребецкий, 2007]. Используя эти обобщения и выражения для КПД землетрясения и КПД упругой разгрузки после землетрясения [Ребецкий, 2007], можно показать, что снимаемые напряжения в очаге землетрясения должны составлять 1/3–1/5 часть от максимальных касательных напряжений, действующих в массиве.

Таким образом, можно ожидать, что уровень максимальных касательных напряжений в зонах субдукции составляет 1.5–2.5 МПа, что определяет для горизонтальных сжимающих напряжений величину превышения над литостатическим дав-

лением в 3–5 МПа. Это средний уровень дополнительных сжимающих напряжений, который на дистанции в первые тысячи километров может снизиться до 0.3–0.5 МПа (при размере силового индентора в первые сотни километров). Конечно же, его недостаточно для объяснения формирования избыточных напряжений горизонтального сжатия 30–50 МПа, наблюдаемого в горных работах внутриконтинентальных орогенов.

Оценки напряжений для зон субдукции можно переносить и на области конвергенции типа коллизии, т.к. силовой фактор, определяющий движения литосферных плит и, следовательно, упругую энергию деформаций, в случае коллизии и субдукции один и тот же.

Следует помнить, что сделанные выше оценки соотношения действующих и снимаемых напряжений не следует относить к конкретным землетрясениям. Они работают именно для большого множества событий как средние. Примером отклонений от сделанной оценки можно рассматривать землетрясение Тохоку, где сброшенные напряжения в очаге в верхней части коры (глубины до 20 км) оказались даже выше уровня действовавших здесь девиаторных напряжений [Ребецкий, Полец, 2021]. Это привело к смене геодинамического типа напряженного состояния с горизонтального сжатия на горизонтальное растяжение, которое проявляется в соответствующем типе фокальных механизмов землетрясений уже более 10 лет.

В настоящей работе будут представлены результаты прогноза избыточных напряжений горизонтального сжатия, генерация которых связывается с возможностью длительного существования в породах верхних слоев коры остаточных напряжений, обусловлена действием массовых сил тяжести (МСТ), а также с процессами вулканизма и магматизма в коре.

## ОСТАТОЧНЫЕ НАПРЯЖЕНИЯ ОТ ДЕЙСТВИЯ МСТ

Напряженное состояние коры, отвечающее действию только массовых сил тяжести, имеет два глубинных уровня, характеризующих разную реакцию горных пород на нагрузку. В верхней части коры (в зависимости от флюидного режима: сотни метров — 1–2 км) породы в условиях действия МСТ могут деформироваться упруго, а в более глубоких горизонтах формируются необратимые деформации. Из-за разупрочняющего действия флюида эти необратимые деформации обусловлены преодолением предела трещинной — катакластической текучести, а не истинного предела пластичности кристаллов и зерен. Заметим, что чисто упругое поведение пород не относится к зонам разломов, а отвечает внутренним межразломным блокам кристаллической коры.

Как в области чисто упругого, так и упруго-катакластического деформирования напряженное состояние горных массивов, отвечающее действию только собственного веса, определяется предположением о том, что вертикальные напряжения равны весу вышележащей колонки пород, к которому добавлены условия горизонтального стеснения:

$$\sigma_{zz} = -\rho g H, \quad \varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy} = 0. \quad (1)$$

Правило знаков нормальных напряжений, используемое в работе, отвечает принимаемому в механике сплошной среды – растяжение положительное.

### Состояние в упругой области

В случае чисто упругого поведения квазиоднородного породного массива [Динник, 1926; Jager, 1962; Price, Cosgrove, 1990] горизонтальные напряжения от МСТ определяются прямо из условия стеснения (второе в (1)) и закона Гука в виде выражений:

$$\sigma_{xx}^e = \sigma_{yy}^e = -\frac{\nu}{1-\nu} \rho_c g z. \quad (2)$$

Здесь:  $\nu$  – коэффициент Пуассона;  $\rho_c g$  – средний удельный вес колонки вышележащих пород (произведение средней плотности на ускорение свободного падения) мощности  $H$ ; ось  $z$  направлена вертикально вниз. Касательные напряжения в принятой системе координат отсутствуют  $\sigma_{ij} = 0$  ( $i, j = x, y, z$ ). Отношение  $\sigma_{xx}/\sigma_{zz}$  при  $\nu = 0.25$  близко к 0.333.

Из выражений (1) и (2) следует линейная зависимость от глубины максимальных касательных напряжений  $\tau$  и всестороннего давления  $p$ :

$$\begin{aligned} \tau^e &= (\sigma_{xx}^e - \sigma_{zz}^e)/2 = \frac{1-2\nu}{2(1-\nu)} p_{ll}, \\ p^e &= -(2\sigma_{xx}^e + \sigma_{zz}^e)/3 = \frac{1+\nu}{3(1-\nu)} p_{ll}, \quad (3) \\ p_{ll} &= \rho_c g z. \end{aligned}$$

Для значения  $\nu = 0.25$ :  $\tau^e = 0.33 p_{ll}$  и  $p^e = 0.56 p_{ll}$ . Верхний индекс “e” показывает, что данные компоненты тензора напряжений являются результатом чисто упругой реакции горных пород на действии массовых сил.

### Граница кровли области катакластического течения

Линейный рост с глубиной касательных напряжений (3) от действия МСТ должен привести к нарушению упругого равновесного состояния пород по двум наиболее вероятным причинам: 1) хрупкое разрушение; 2) достижение предела

упругости. Существует гипотеза, что для пород коры достижение истинного пластического состояния (формирование необратимых деформаций за счет внутризернового или внутрикристаллического дислокационного течения) наблюдается на границе Мохо [Николаевский, 1979]. Поэтому нарушение упругого равновесного состояния в породах верхней и средней коры возникает из-за формирования и активизации множества разномасштабных дефектов хрупкой прочности, что приводит к появлению необратимых деформаций, вызванных катакластическим – трещинным течением (псевдопластичность – геомех.).

Для расчета положения кровли области катакластического течения от МСТ можно использовать критерий Друккер–Прагера:

$$\begin{aligned} \tau_c &= I_2 + k_f (I_1 + p_{fl}) \leq \tau_f \\ \text{при } I_2 &= 2\tau/\sqrt{3} \text{ и } I_1 = -p, \end{aligned} \quad (4)$$

где:  $\tau_c$  – кулоновы напряжения;  $I_1$  и  $I_2$  – первый и второй инварианты тензора напряжений;  $\tau_f$  – внутреннее сцепление (cohesion);  $k_f$  – коэффициент внутреннего трения;  $p_{fl} = \lambda p_{ll}$  – флюидное давление в трещинном пространстве горных пород ( $\lambda = 0.38$  – давление близко к гидростатическому,  $\lambda \approx 1$  – давление близко к литостатике).

Используя предельное соотношение в критерии (4) в виде знака равенства, находим глубину  $H_p$  перехода породы в катакластическое течение в условиях действия только МСТ:

$$H_p = \frac{3(1-\nu)\tau_f}{[(1-2\nu)\sqrt{3} - k_f(1+\nu) + 3k_f(1-\nu)\lambda]\rho g}. \quad (5)$$

Для параметров прочности  $k_f = 0.6$  (средний коэффициент внутреннего трения большинства горных пород, находящихся в условиях среднего уровня обжимающего давления),  $\tau_f = 2.5$  МПа (прочность сцепления сплошных образцов алевролитов, аргиллитов и трещиноватых пород верхней и средней коры), удельного веса  $-\rho_c g = 2.7$  Г/см<sup>3</sup> и коэффициента Пуассона  $\nu = 0.25$  в условиях сухой породы ( $p_{fl} = 0$ ), находим  $H_p \approx 1.7$  км. При гидростатическом законе распределения флюидного давления по глубине  $p_{fl} \approx 0.38 p_{ll}$  – открытая до поверхности трещинная пористость, переход в катакластическое состояние происходит при  $H_p \approx 0.3$  км. Эту глубину можно принимать за более-менее стандартную для осадочных бассейнов.

Таким образом, уже верхняя кора практически вся, за исключением первых сотен метров (возможно около километра), находится за пределом катакластической текучести.

### Состояние катакластического течения

Накопление неупругих деформаций в области катакластического деформирования ( $H > H_p$ ) осуществляется таким образом, чтобы уменьшить разницу между напряжениями, действующими в вертикальном и горизонтальном направлении. В этой области в горизонтальном направлении формируются необратимые деформации удлинения  $\Delta\varepsilon_{xx}^p = \Delta\varepsilon_{yy}^p > 0$ , а в вертикальном необратимые деформации укорочения  $\Delta\varepsilon_{zz}^p < 0$ . В сумме необратимые деформации изменения объема можно считать равными нулю  $\Delta\varepsilon_{xx}^p + \Delta\varepsilon_{yy}^p + \Delta\varepsilon_{zz}^p = 0$ , а можно, используя значения интенсивности катакластического сдвига, учитывать дилатансионное изменение объема [Николаевский, 1979].

Условия бокового стеснения (1) и необратимые деформации удлинения приводят к появлению в горизонтальном направлении дополнительных упругих деформаций укорочения ( $\Delta\varepsilon_{xx}^{ep} = \Delta\varepsilon_{yy}^{ep} = -\Delta\varepsilon_{xx}^p = -\Delta\varepsilon_{yy}^p$ ) и, как следствие, к увеличению напряжений горизонтального сжатия за счет дополнительных напряжений  $\Delta\sigma < 0$ . Верхний индекс в деформациях: “*p*” и “*ep*” – определяет соответственно приращение необратимой и упругой деформации в области катакластического течения. В области закритического состояния происходит вертикальное уплотнение горных пород [Ребецкий, 2008а; 2008б; 2008в] и “взводится упругая пружина”, определяющая увеличение напряжений горизонтального сжатия для катакластической стадии деформирования ( $\sigma_{ii}^p$ ) на величину  $\Delta\sigma$  относительно напряжений чисто упругой стадии ( $\sigma_{ii}^e$ ):

$$\sigma_{ii}^p = \sigma_{ii}^e + \Delta\sigma \quad \text{при} \quad \Delta\sigma < 0, \quad i = x, y. \quad (6)$$

Для напряжений дополнительного горизонтального сжатия из предельного соотношения в виде (4), используя для флюидного давления гипотезу о линейном изменении с глубиной ( $p_{fl} = \lambda p_{ii}$ ), находим:

$$\Delta\sigma = -\frac{3\tau_f}{\sqrt{3} + 2k_f} \left( \frac{z}{H_p} - 1 \right) \quad \text{при} \quad z > H_p. \quad (7)$$

### Изменения напряженного состояния при вертикальных перемещениях горных пород, сопровождающегося эрозией поверхности

В случае действия вертикальных восходящих движений и денудации поверхности или наоборот из-за денудации и компенсационного восходящего движения (далее будем этот механизм определять как “откапывание” породы), вертикальная нагрузка, действующая на элементарный объем геосреды, уменьшается. При этом разгруз-

ка породы будет происходить по упругому закону, подобно тому, как это записано в выражениях (1) и (2).

Если порода находится на глубине выше кровли коры, испытывающей катакластическое течение ( $H^0 \leq H_p$ ), то в ней имеет место чисто упругое напряженное состояние и разгрузка приводит только к пропорциональному уменьшению напряжений. Другая ситуация будет иметь место для пород, находившихся до начала эксгумации на глубине  $H^0 > H_p$ . В них соотношение горизонтальных и вертикальных напряжений не отвечает пропорции  $v/(1-v)$ . Поэтому “откапываемая” (поднимающаяся к поверхности) порода будет иметь уровень напряжений горизонтального сжатия больший, чем имела порода на этом же глубинном уровне до начала процесса денудации поверхности. Уровень дополнительных напряжений сжатия по отношению к напряжениям  $\sigma_{ii}^e$ ,  $i = x, y$  (напряжения чисто упругого состояния по Диннику (2)) в этом случае определится выражением:

$$d\sigma = -\frac{3\tau_f}{\sqrt{3} + 2k_f} \left( \frac{H^0}{H_p} - 1 \right). \quad (8)$$

Здесь  $H^0$  – наибольшая глубина, на которой находилась порода до начала денудации. Из (8) следует, что дополнительные напряжения  $d\sigma$  постоянные по глубине.

Таким образом, на стадии “откапывания” породы напряжения горизонтального сжатия определяются выражением:

$$\sigma_{ii}^{Ue} = \sigma_{ii}^e + d\sigma, \quad i = x, y. \quad (9)$$

Здесь верхний индекс “*Ue*” определяет, что эти напряжения отвечают стадии упругой разгрузки. Соответственно превышение напряжений горизонтального сжатия на стадии “откапывания” над их значениями на стадии осадконакопления определится выражением:

$$d\sigma - \Delta\sigma = -\frac{3\tau_f}{\sqrt{3} + 2k_f} \frac{H^0 - z}{H_p} \quad \text{при} \quad z < H^0. \quad (10)$$

При определенном уровне эксгумации породы  $dH$  можно получить состояние, в котором напряжения горизонтального сжатия превысят сжимающие напряжения, действующие в вертикальном направлении. Используя (10) и (1)–(2), находим эту глубину:

$$H_{13} = \frac{3\tau_f}{2\rho g H_p (\sqrt{3} + 2k_f) - 3\tau_f} (dH - H_p). \quad (11)$$

Здесь в рассматриваемой постановке задачи о действии только МСТ все главные нормальные напряжения одинаковые.

Из выражения (11) следует, что в случае, когда амплитуда вертикальных перемещений породы меньше глубины ее перехода в псевдопластическое состояние ( $dH < H_p$ ), в коре не возникает областей смены геодинамического типа напряженного состояния ( $|\sigma_{zz}| > |\sigma_{xx}|$ ). Согласно (11), если амплитуды денудации поверхности была 5 км, то глубина смены типа напряженного состояния будет около 8 км, а при амплитуде денудации 10 км смена типа состояния происходит на существенно большей глубине 17–18 км.

Таким образом, механизм генерации напряжений горизонтального сжатия, связанный с денудационными процессами, происходящими на поверхности, распространяется не на всю глубину земной коры. Он в основном влияет на состояние верхней и, возможно, средней коры.

### Графический способ оценки величины избыточного горизонтального сжатия

Приведенные выше выражения вполне можно заменить простыми графическими построениями, которые позволят оценить уровень дополнительного сжатия, вызываемого “откапыванием” пород для заданных градиентов напряжений горизонтального сжатия упругой и упруго-пластической стадии деформирования под действием МСТ. На рис. 1 показано изменение напряжений в элементарном объеме пород осадочного бассейна, который вначале испытывал погружение и увеличение напряжений вертикального и горизонтального сжатия (стадия осадконакопления), а затем упругую разгрузку, вызванную эксгумацией породы. При этом по мере накопления вышележащих над данным объемом осадочных пород до глубины  $H_p$  (путь нагружения **ОА**) имеет место чисто упругое деформирование, а глубже (путь нагружения **АВ**) появляются необратимые деформации, приводящие к большему градиенту напряжений горизонтального сжатия в сравнении с упругой стадией.

Считается, что порода, находившаяся на глубине в точке **В** испытывает “откапывание”. Если в результате эта порода окажется на поверхности, то процессу эксгумации исследуемого элементарного объема породы отвечает путь разгрузки **ВД**. В результате в коре уровень напряжений горизонтального сжатия будут отвечать линии **BCD**. Точке **С** отвечает глубина подошвы слоя, в котором вследствие процессов эксгумации напряжения горизонтального сжатия начинают превышать уровень сжимающих напряжений, действующих в вертикальном направлении. В точке **Д** вертикальные напряжения в породе, доставленной с

глубины точки **В**, становятся равными нулю, а горизонтальные — не нулевые.

Для промежуточных стадий процесса, когда порода, находившаяся на глубине точки **В**, еще не вышла на поверхность, изменение напряжений горизонтального сжатия отражено линиями **BD<sup>i</sup>** ( $I, i = 1, 2, 3, 4$ ). Видно, что только для линий с индексами  $i = 3, 4$  на поверхности горизонтальное сжатие не нулевое. При меньшей амплитуде вертикальных перемещений ( $i = 1, 2$ ) на поверхности поступали породы, находившиеся выше глубины подошвы области чисто упругого деформирования ( $H_e$ ). Поэтому в коре в этих случаях не наблюдается избыточное горизонтальное сжатие, превышающее литостатическое давление.

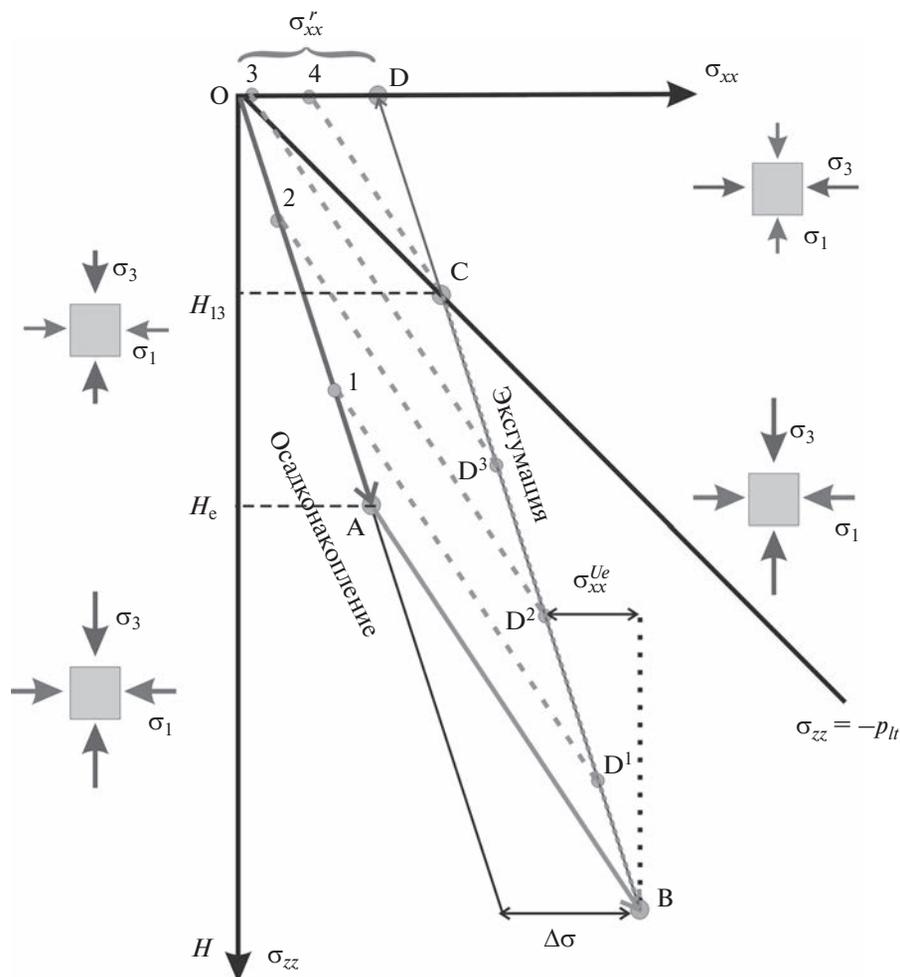
Таким образом, для формирования в верхней части коры напряженного состояния горизонтального сжатия необходимо, чтобы амплитуда “откапывания” породы была выше некоторого значения (10).

### Выводы

Выполненный в этом разделе анализ показал, что экзогенные процессы, происходящие в областях формирующихся горных поднятий, способны внести существенный вклад в изменение напряженного состояния. Так, согласно (10) уровень дополнительных напряжений сжатия, возникающий при “откапывании” пород, прямо пропорционален прочности сцепления и линейно возрастает от разницы между наибольшей глубиной, на которой находились породы, и глубиной начала катакластической текучести пород от действия МСТ. Например, при глубине эксгумации породы осадочного бассейна в 5 км дополнительное сжатие на поверхности составит около 10 МПа (прочность сцепления около 3 МПа и  $k_f = 0.6$ ). Для пород кристаллического щита, например Балтийский щит, у которого согласно оценкам, выполненным в работах [Евзеров, 2001; Сим, 2012; Сидоренко, 1958], денудация за последние 150 млн лет могла составить 10 км, дополнительные сжимающие напряжения у поверхности могут быть существенно больше и достигать уровня 70 МПа ( $\tau_f = 10$  МПа,  $H_p = 1$  км).

Рассмотренный механизм генерации напряжений связан с проявлением остаточных напряжений первого рода по классификации Н.Н. Давиденкова [1936], которые уравниваются в пределах образца или структурного блока (мегаструктурный масштаб осреднения).

Важно отметить, что если полагать связь эксгумации пород с вертикальными движениями, возникающими на подошве коры из-за процесса мало-масштабной астеносферной конвекции [Михайлов, 1983; 1999; Мягков, Ребецкий, 2019], то с глубиной уровень дополнительного сжатия (10)



**Рис. 1.** Диаграмма нагружения для элементарного объема в глубине осадочного бассейна в процессе осадконакопления (стрелка вниз) и эксгумации (стрелка вверх). Вертикальная координатная ось – глубина нахождения в осадочном бассейне элементарного объема. Горизонтальная координатная ось напряжения сжатия ( $\sigma_{xx}$  и  $\sigma_{zz}$ ). Длинный пунктир – глубина кровли упруго-катакластического деформирования  $H_e$  и глубина переиндексации главных напряжений  $H_{13}$  для стадии эксгумации породы; точка С – глубина, для которой для стадии эксгумации горизонтальные напряжения сжатия совпадают с вертикальными напряжениями ( $\sigma_{xx}/\sigma_{zz} = 1$ ). Путь нагружения: OA – чисто упругое нагружение объема в пределах области  $H \leq H_e$ ; AB – нагружение на стадии упруго-катакластического деформирования ( $H \geq H_e$ ); BD – стадия разгрузки – эксгумация породы; CD – участок разгрузки, для которого горизонтальное сжатие становится больше вертикального  $|\sigma_{xx}| > |\sigma_{zz}|$ . Слева показана ориентация осей главных напряжений ( $\sigma_1 > \sigma_3$  при сжатии отрицательном) на стадии осадконакопления, а справа на стадии эксгумации. Характер изменения с глубиной другого нормального напряжения  $\sigma_{yy}$ , такой же, как и  $\sigma_{xx}$ .  $\sigma_{xx}^{Ue}$  – горизонтальные напряжения, которые снимаются в процессе упругой разгрузки на пути  $BD^2$ ;  $\Delta\sigma$  – дополнительное сжатие, возникающее при погружении пород на пути OAB из-за катакластического течения;  $\sigma_{xx}^r$  – остаточные напряжения сжатия в породе на полном пути OABCD (полное “откапывание” породы). Пояснения в тексте.

должен падать, снижаясь до нуля вблизи подошвы коры. С другой стороны, существуют представления о внутрикоровых течениях на уровне средней коры, сопрягающих процессы погружения и осадконакопления во впадинах, и рост горных поднятий [Макаров, 2010; 2011].

Следует напомнить, что после работ Б. Войгта [Voigth, 1966; Voigth, St Pierre, 1974], в которых

было предложено объяснение механизма формирования избыточных напряжений горизонтального сжатия, вышла серия работ Д.Л. Туркотта и его коллег [Turcotte, 1973; 1974; Naхby, Turcotte, 1976], в которых была предпринята попытка опровергнуть эти идеи. Увлеченность идеями простого объяснения широкого спектра явлений с позиции движения литосферных плит, научный

вес Д.Л. Турркота – все это привело к тому, что в Геодинамике эти работы Б. Войгхта были забыты и больше не развивались.

С другой стороны, в горном деле, где практическая необходимость обеспечения безопасности работы, отвергает возможность научного протекционизма, эти идеи были восприняты и использовались [Джагер, 1975; Гудман, 1987].

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ  
ФОРМИРОВАНИЯ МАГМОПРОВОДЯЩИХ  
РАЗЛОМОВ В ПРОЦЕССЕ МАГМАТИЗМА  
И ВУЛКАНИЗМА КОРЫ**

В этом разделе рассмотрим главные физические положения, определяющие возможность продвижения магмы по трещинам и разломам, на основе которых будет изложен тектонофизический подход к оценке эволюции напряжений в процессе корового магматизма и вулканизма.

**Три базовых положения**

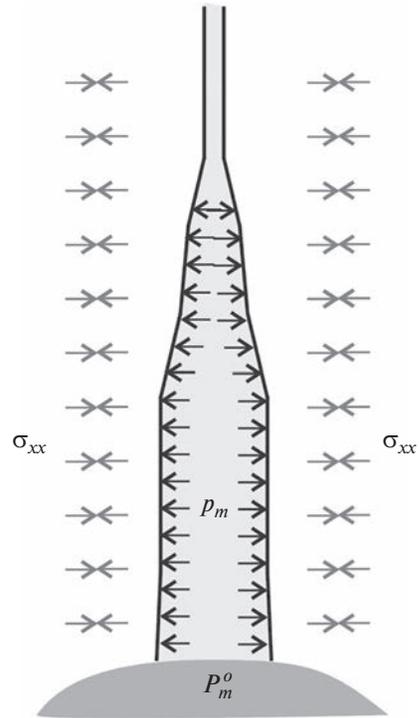
Математические и физические модели формирования даек и силлов [Pollard et al., 1975; Pollard, Segall, 1987; Rubin, 1995; Gudmundsson, 2002, 2006; 2011; Kavanagh et al., 2006; Rivalta et al., 2015] так же, как и механизм возникновения магмопроводящих коровых разломов, базируются на требовании превышения давления магмы ( $P_m$ ) в ее фронте и внутри трещины – разлома над обжимающими напряжениями в окружающем массиве. На рис. 2 показана схема взаимоотношения обжимающих напряжений  $\sigma_{xx}$  и давления магмы  $P_m$  для вертикальной трещины, развивающейся из магматического очага с внутренним давлением  $P_m^o$ . В самом первом приближении условие продвижения магмы по разлому может быть представлено в виде:

$$P_m \geq \sigma_{xx}. \tag{12}$$

Вторым физическим положением, необходимым для анализа возможности продвижения магмы по разрывам и трещинам, является закон распределения давления магмы  $P_m$  в магмопроводящем разломе. Наиболее просто предположить гидростатический закон его распределения по глубине:

$$P_m = P_m^o - hg\rho_m. \tag{13}$$

Здесь:  $h$  – вертикальная дистанция от кровли магматического очага;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\rho_m$  – плотность самой магмы;  $P_m^o$  – давление магмы в подкоровом очаге. Согласно (13) давление магмы в разломе на каждом глубинном уровне снижается от давления в магматическом очаге на величину веса нижележащего столба магмы.



**Рис. 2.** Схема внутреннего давления в вертикальном магматическом канале – разломе, выходящем из магматического очага.

Это соотношение отвечает стационарной стадии процесса проникновения магмы по разлому, когда движение магмы либо уже отсутствует, либо имеет квазипостоянную скорость. Для нестационарной стадии, когда идет продвижение магмы по разлому вверх, ее давление во фронте ниже гидростатического закона, представленного в (13) [Rubin, 1995]. Стационарная стадия возникнет только после выхода магмы из разлома на поверхность или после прекращения движения магмы.

Еще одно физическое положение, которое мы будем использовать в тектонофизическом анализе, связано с определением уровня давления  $P_m^o$  в мантийном магматическом очаге, расположенном под подошвой коры мощностью  $H_c$ . Будем считать, что этот очаг неизометричен и представляет собой достаточно обширное по латерали тело с мощностью, много меньшей его горизонтальных размеров. В этом случае можно считать, что давление расплавленной магмы в нем близко к весу столба вышележащих пород, т.е. к литостатическому давлению пород на подошве коры ( $p_l(H_c)$ ). При этом допустимы малые вариации давления.

$$P_m^o = p_l(H_c) = H_c\rho_c g. \tag{14}$$

Здесь  $\rho_c$  – средняя плотность пород коры.

### Геомеханические параметры магматического процесса в коре

Используя представленные выше базисные положения, далее выполним анализ эволюции напряженного состояния коры в ходе проникновения магмы вверх по магмопроводящему субвертикальному разлому. В рассмотренных в этом разделе *тестовых моделях* будем считать, что начальный магматический очаг представлял собой большое по площади субпластовое мантийное тело, расположенное под подошвой коры на глубине  $H_c = 40$  км. Наши расчеты будут относиться к установившейся стадии процесса, когда скорость движения магмы постоянная.

Рассмотрены два варианта начального геодинамического режима коры, один из которых отвечает напряженному состоянию горизонтального растяжения, а другой — горизонтального сжатия. Первый тип режима можно связывать с действием только МСТ с учетом того, что породы с некоторых глубин должны достигать критического катакластического состояния (см. предыдущий раздел). Второй тип геодинамического режима можно связывать с далекодействующим влиянием напряжений горизонтального сжатия от границ сталкивающихся плит [Molnar, Tapponnier, 1975], но он также может быть объяснен в рамках концепции, изложенной в предыдущем разделе.

Плотности пород в модели принимались одинаковыми по всей толщине коры  $\rho_c = 2.8$  г/см<sup>3</sup>. Плотность магмы задавалась в двух вариантах: большее  $\rho_m = 2.85$  г/см<sup>3</sup> и меньшее  $\rho_m = 2.75$  г/см<sup>3</sup> плотности пород коры. Также варьировалось давление магмы в мантийном очаге  $P_m^o$  от меньшего до большего, чем литостатическое давление  $p_H(H_c)$  ( $\pm 2\%$ ).

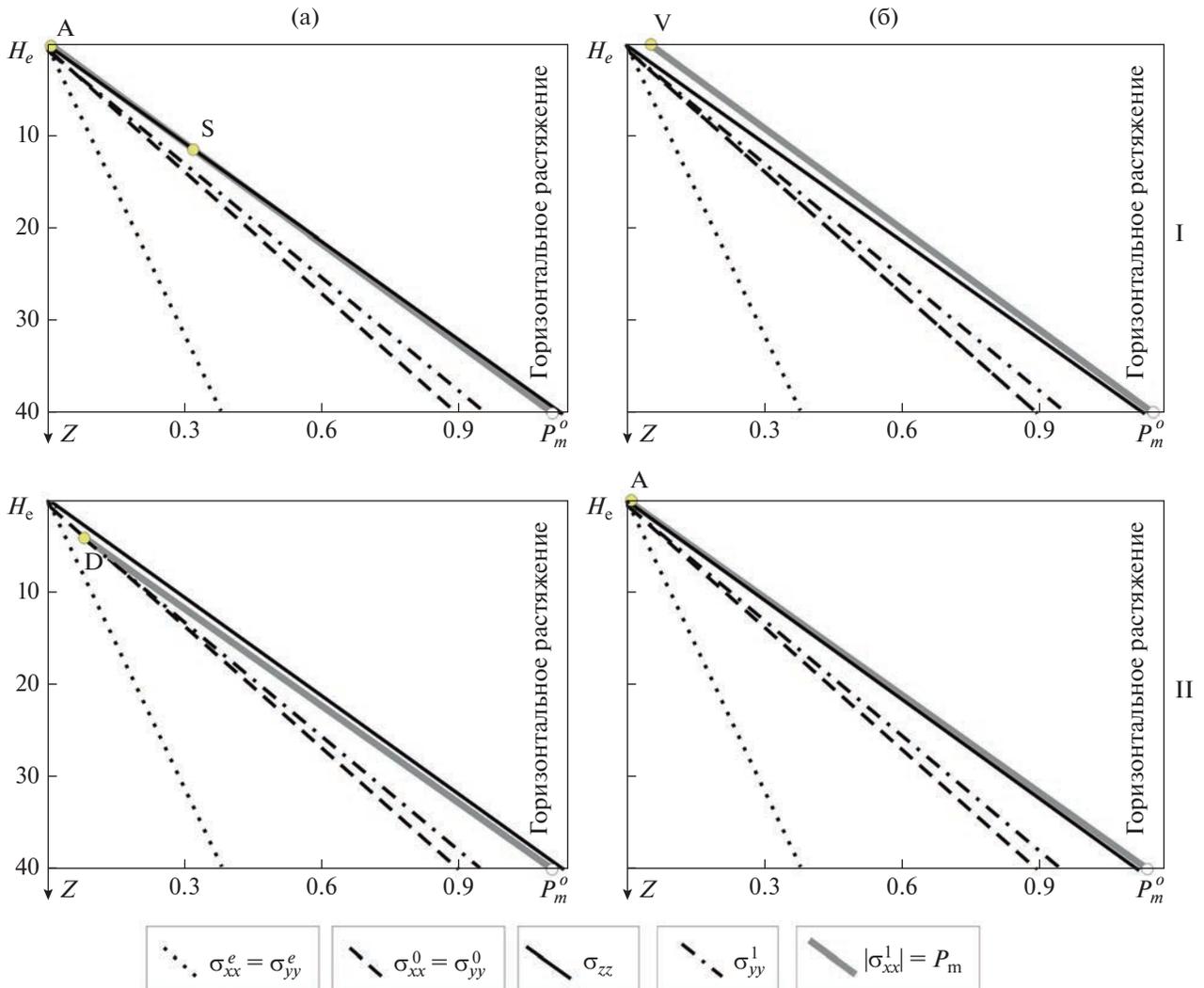
Считаем, что начальному состоянию до внедрения магмы в разлом отвечает близость значений двух главных напряжений, действующих в горизонтальном направлении  $\sigma_{xx}^0 \approx \sigma_{yy}^0$  ( $\sigma_{xx}^0$  ортогонально, а  $\sigma_{yy}^0$  параллельно простиранию разлома). Для вертикальных напряжений  $\sigma_{zz}$  верхний индекс не ставится, т.к. считается, что эти напряжения не изменяются в ходе изучаемого процесса. На рис. 4 начальные значения горизонтального сжатия определяли средний вертикальный градиент  $0.85\rho_c g$ . Он связан с достижением породы после глубины  $H_p = 520$  м закритического состояния (см. выражение (5)) при параметрах прочности  $k_f = 0.6$  (коэффициент внутреннего трения),  $\tau_f = 6$  МПа. В расчетах предельных напряжений учитывалось влияние давления флюида ( $p_f$ ) в трещинно-поровом пространстве при  $p_f = 0.6 p_H$ .

### Режим горизонтального растяжения в коре

В случае, когда в начальном состоянии вертикальное сжатие в коре всюду больше горизонтального и когда плотность магмы меньше плотности пород коры (рис. 3I), давление магмы  $P_m$  в магмопроводящем разломе везде выше горизонтального сжатия, что и позволяет ей достигнуть поверхности. При этом давление магмы повышает уровень горизонтального сжатия вблизи разлома для конечного напряженного состояния ( $\sigma_{xx}^1 = -P_m$ ). Для первого варианта давления магмы в очаге  $P_m^o$  (рис. 3Ia) излияние лав на поверхности будет иметь ареальный тип, а во втором (рис. 3Iб) — должны формироваться вулканические постройки. Низкий уровень давления  $P_m^o$  (рис. 3Ia) приводит к тому, что только в верхней части коры (выше точки S) давление магмы в разломе превышает литостатическое давление. В этом диапазоне глубин могут возникать горизонтальные интрузии (силлы). Такое напряженное состояние для всей коры также возникает и во втором случае (рис. 3Iб).

Другому случаю, для которого плотность магмы больше плотности пород коры (рис. 3II), отвечает и больший вертикальный градиент падения давления магмы в разломе. Это приводит к тому, что доставка магмы к поверхности возможна только при повышенном давлении магмы в мантийном очаге (рис. 3IIб). При давлении магмы в очаге  $P_m^o$ , меньшем литостатического давления (рис. 3IIa), в верхней части коры (глубины 3–5 км — точка D) происходит закрытие разлома, что не дает возможности дальнейшего продвижения фронта магмы вверх. Еще большее повышение плотности магмы будет приводить к “запиранию” разлома в диапазоне глубин средней коры. Таким образом, распространение магмы вверх по субвертикальному магмопроводящему разлому приводит к повышению уровня горизонтального сжатия, действующих в ортогональном к разлому направлении. Можно ожидать, что по латерали зона измененного напряженного состояния будет иметь линейный размер порядка 1–2 мощностей коры повышенного уровня горизонтальных напряжений.

Повышение горизонтального сжатия в направлении, нормальном к разлому, согласно условию отсутствия общего горизонтального деформирования объема пород (1) приведет также к росту горизонтальных сжимающих напряжений, действующих параллельно ему. Но увеличение сжатия этих напряжений будет в 4 раза меньшим (для упругого деформирования при коэффициенте Пуассона 0.25). Это означает, что конечное напряженное состояние в зависимости от варьируе-

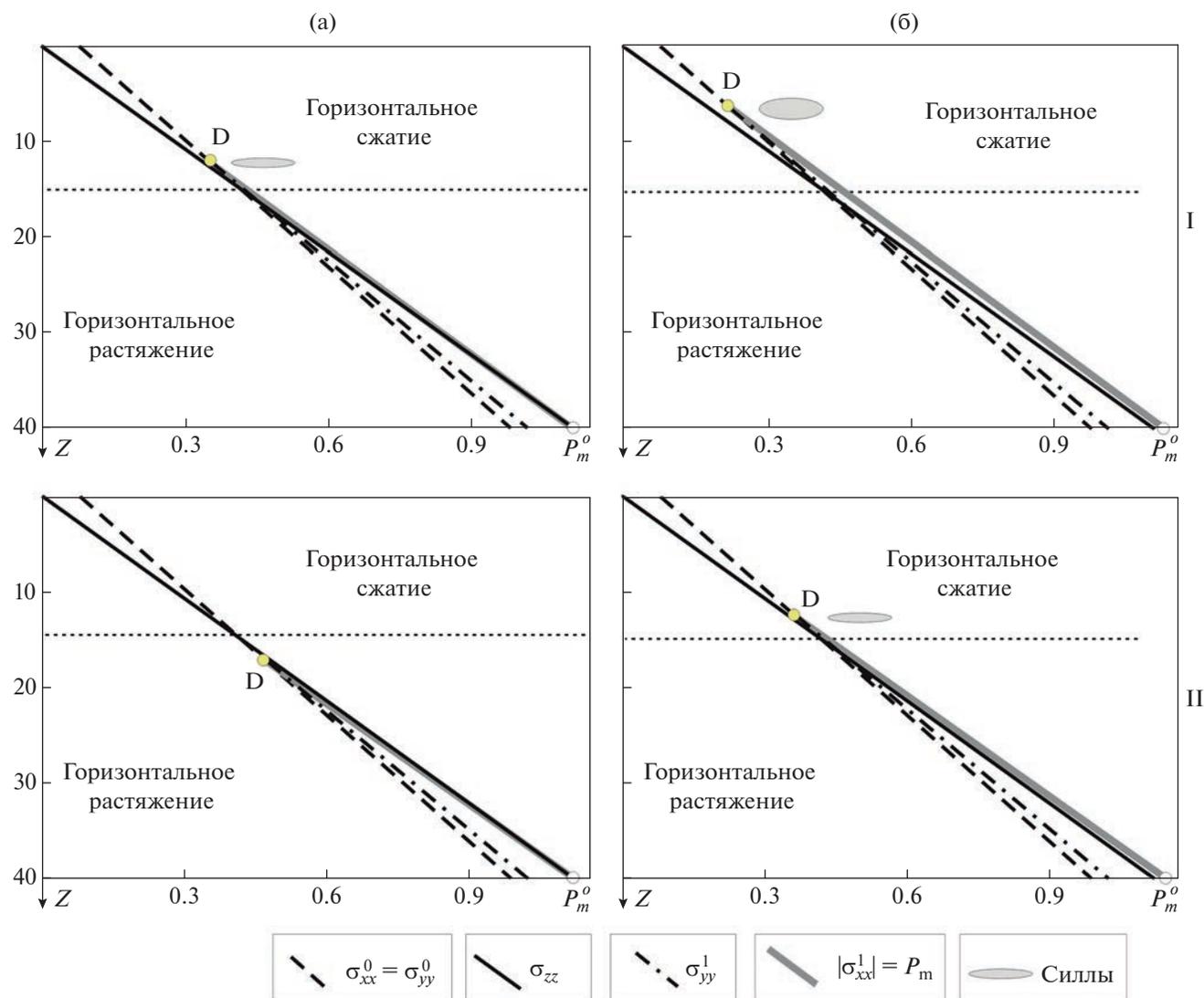


**Рис. 3.** Схемы распределения конечного напряженного состояния коры при одинаковом начальном напряженном состоянии, отвечающем режиму горизонтального растяжения: (а)  $P_m^o < p_{II}(H_c)$ , (б)  $P_m^o > p_{II}(H_c)$ ; I –  $\rho_m < \rho_c$ , II –  $\rho_m > \rho_c$ . По вертикали – глубина в километрах, по горизонтали напряжения и давление в ГПа.  $\sigma_{xx}^0 = \sigma_{yy}^0$  и  $\sigma_{xx}^1 \neq \sigma_{yy}^1$  – горизонтальные напряжения начального и конечного напряженных состояний,  $\sigma_{zz} = -p_{II}$  – вертикальные напряжения начального и конечного напряженных состояний,  $\sigma_{xx}^e = \sigma_{yy}^e$  – напряжения для чисто упругого состояния. Точка D определяет пересечение линии магматического давления в разломе  $p_m$  с линией начального значения горизонтальных сжимающих напряжений  $\sigma_{xx}^0$ , точка S – определяет пересечение линии магматического давления в разломе  $P_m$  с линией вертикальных напряжений  $\sigma_{zz}$ , а точки A и V на поверхности обозначают тип лавовых излияний – ареальный или с созданием вулканической постройки.

мых в представленных расчетах параметров ( $\rho_m$  и  $P_m^o$ ) может остаться в режиме горизонтального растяжения (рис. 3Iа ниже точки S, рис. 3IIа) или перейти в режим горизонтального сдвига (рис. 3Iа выше точки S, рис. 3Iб, рис. 3IIб).

Во всех этих случаях напряжения наибольшего горизонтального сжатия на участке продвижения магмы будут действовать ортогонально простирающую разлома. Такое их положение определяет

возможность формирования вертикальных даек (рис. 3Iа ниже точки S, рис. 3IIа), ответвляющихся от разлома, с простирающим, ортогональным разлому. Обращаем внимание, что в случае, рассмотренном на рис. 3IIб, уровень давления магмы в разломе на всем его протяжении до точки “запирания” D ниже литостатического давления. Это означает, что для всего диапазона глубин проникновения магмы в разлом не возникают



**Рис. 4.** Схемы распределения начальных и конечных напряжений в коре при наличии режима горизонтального сжатия в верхней ее части и горизонтального растяжения в нижней: (а)  $P_m^0 = p_l(H_c)$ , (б)  $P_m^0 > p_l(H_c)$ ; I –  $\rho_m < \rho_c$ , II –  $\rho_m > \rho_c$ . Горизонтальный пунктир разделяет кору на режимы горизонтального сжатия и растяжения, действовавшие до начала магматизма. См. подпись к рис. 3. Серые эллипсы показывают глубины возможного формирования горизонтальных интрузий или внутрикоровых очагов. Пояснения в тексте.

условия для формирования горизонтальных интрузий.

#### Сочетания режимов горизонтального сжатия и растяжения в коре

Считаем, что в коре вертикальный градиент горизонтальных напряжений такой же, как и на рис. 3, при этом существует дополнительное боковое обжатие, одинаковое по всей мощности коры. Для представленных на рис. 4 случаев это дополнительное сжатие составляет 82 МПа. В рассмотренных примерах режим горизонтального сжатия наблюдается только в верхней части коры. В ниж-

ней части действует режим горизонтального растяжения. Здесь так же, как и на рис. 3, варьировались давление магмы в мантийном очаге и плотность магмы в разломе.

В рассмотренных случаях магма имеет возможность подняться до определенных глубин коры (точка D). При этом большее давление магмы в мантийном очаге, а также меньшая плотность магмы приводит и к большему проникновению вверх по разрезу магмы в разломе. Для магмы меньшей плотности ее проникновение в разлом происходит до глубин верхней коры (6 км), а для высокоплотной магмы “запирание” разлома может происходить в средней коре.

Так же, как и в предыдущем расчете, в диапазоне глубин проникновения магмы в разлом (ниже точки D) в коре возрастает интенсивность напряжений горизонтального сжатия, нормального к простиранию разлома, до значений давления магмы. Для случая, представленного на рис. 4IIa, давление магмы везде в разломе остается меньше литостатического давления пород. Поэтому здесь не изменяется геодинамический режим начального напряженного состояния, т.е. на глубинах ниже точки D остается горизонтальное растяжение.

В случаях, представленных на рис. 4Ia, 4Iб и рис. 4IIб, давление магмы в разломе ниже точки D больше, чем литостатическое давление. Это означает, что новый уровень горизонтального сжатия здесь будет больше вертикального сжатия, т.е. на этих глубинах возникает режим горизонтального сдвига. Вследствие такого изменения напряжений от подошвы коры и до точки D от магмопроводящего разлома могут возникать горизонтальные интрузии. По сути, эти горизонтальные интрузии можно рассматривать как внутрикоровые промежуточные магматические очаги.

Таким образом, распространение магмы вверх по субвертикальному магмопроводящему разлому приводит к повышению уровня напряжений горизонтального сжатия, действующих в ортогональном к разлому направлении. Это означает, что конечное напряженное состояние ниже точки D в зависимости от варьируемых в представленных расчетах параметров ( $\rho_m$  и  $P_m^0$ ) может остаться в режиме горизонтального растяжения или перейти в режим горизонтального сдвига.

### Выводы

Таким образом, после магматического излияния на поверхности и остывания магмы в разломе в его окрестности устанавливается новый режим напряженного состояния, при котором главное напряжение наибольшего сжатия будет действовать уже в горизонтальном направлении ортогонально разлому. Поскольку при этом второе из напряжений, действовавшее в горизонтальном направлении ( $\sigma_{xx}^1 \approx \sigma_{xx}^0$ ), изменяется мало, то произойдет изменение геодинамического режима горизонтального растяжения на режим горизонтального сдвига (промежуточным главным напряжением становится вертикальное напряжение).

Существует устойчивое представление о движущей силе поднятия магмы вверх по разлому-каналу, связанному с меньшей ее плотностью, чем плотность окружающих пород. При большей плотности магмы происходит более быстрое снижения ее давления в канал при уменьшении глубины. Как это видно из рисунков 3II, магма продвигается вверх и при плотности, большей чем

плотность окружающей породы. При этом практически на всей дистанции давление магмы меньше литостатического. Главным здесь является то, что уровень давления в канале больше, чем уровень напряжений горизонтального сжатия. Поэтому при невысоком давлении магмы во внутрикоровом магматическом очаге магма не может дойти до поверхности и на глубине около 1 км происходит закрытие разлома. Поскольку в точке D (рис. 3IIб) давление магмы меньше вертикальных (литостатика) и горизонтальных напряжений, то это означает, что канал остается “слепым”, здесь не образуется плутонического магматического очага.

Для всех рассмотренных вариантов расчета для глубин распространения магмы вверх по разлому-каналу в окружающем его массиве резко повышается уровень горизонтального сжатия, действующего по нормали к разлому, и изменяется тип напряженного состояния на горизонтальный сдвиг. То есть, даже в том случае, когда проявления вулканизма на поверхности нет (рис. 3IIa, 3IIб, рис. 4), все равно эффект повышения напряжений горизонтального сжатия в большей части глубин коры вблизи магмопроводящего разлома имеется. В этой связи далее в работе будем говорить не только об активизации вулканизма, а более широко понимать проблему, определяя ее как активизацию магматизма в коре.

На рис. 3 и рис. 4 рассматривались случаи продвижения магмы по протяженному разлому. Однако он может также соответствовать и случаю, когда основные каналы поступления магмы изометричные (цилиндрические) в плане, но при этом активизируется группа вулканов, расположенных на одном магмопроводящем разломе. Это достаточно типичная ситуация для вулканизма зон субдукции.

Если следовать положениям теории упругости, то можно ожидать, что по латерали зона измененного напряженного состояния (смена горизонтального растяжения на горизонтальный сдвиг) будет иметь линейный размер, в 2–4 раза превышающий горизонтальную протяженность магмопроводящего разлома. В случае продвижения магмы вверх от очага по единичному изометричному каналу (цилиндрический) повысится уровень обоих главных напряжений, действовавших в горизонтальном направлении и таким образом в конечном состоянии будет режим горизонтального сжатия. При этом в области измененного напряженного состояния будет небольшой, около 3–5 радиусов вулканической постройки (10–50 км).

Выполненный анализ позволяет утверждать, что в случае наличия магматических очагов в нижней части коры или литосферы для любого случая распределения напряженных состояний по глубине коры (рис. 3, рис. 4) должно происхо-

дуть продвижение магмы вверх по субвертикальным разломам, в результате которого та глубинная часть коры, которая находилась в состоянии горизонтального растяжения, переходит в состояние горизонтального сдвига или сжатия.

В данной работе рассматривался механизм проникновения магмы по субвертикальным разломам. Однако он распространяется и на случай проникновения магмы вверх по системам мелких субвертикальных трещин, что выглядит как явление перколяции – просачивания. Движущей силой здесь является давление магмы, превышающее уровень напряжений горизонтального сжатия. Необходимым условием перколяционного механизма проникновения магмы вверх по разрезу является насыщение магмой слоя пород в нижней коре (магматический очаг) до критических значений для поддержания в ней уровня давления не ниже литостатического давления вышележащих пород.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Представленные здесь механизмы формирования напряжений горизонтального сжатия, превышающих уровень вертикального литостатического давления, следует рассматривать альтернативным существующей сегодня концепции передачи таких напряжений от границ литосферных плит. Отметим принципиальную разницу между этими двумя механизмами.

В результате эксгумации горных пород происходит увеличение уровня напряжений горизонтального сжатия во всех направлениях так, что в верхней части коры происходит смена режима горизонтального растяжения на горизонтальное сжатие. Возможный глубинный диапазон подобных изменений не может быть более 20–25 км.

В то же время, увеличение напряжений горизонтального сжатия, возникающее за счет магматизма и вулканизма, проникающих в кору по субвертикальным протяженным магмопроводящим разломам, всегда неравномерно распределено в латеральном направлении. Оно существенно больше в направлении, ортогональном разломам, по которым магма поднимается вверх. Изменения уровня горизонтального сжатия должны захватывать обязательно нижнюю и среднюю кору, и только в случае излияния магмы на поверхность (ареальные или вулканические) повышенное надлитостатическое горизонтальное сжатие устанавливается во всей коре. При этом превышение горизонтального сжатия над вертикальными напряжениями определяется давлением столба магмы в вулкане. Важно отметить, что в результате действия магматизма в коре возникает геодинамический тип напряженного состояния горизон-

тальный сдвиг, если в коре начальное состояние определялось только массовыми силами тяжести.

Можно вполне обоснованно предположить, что появление магматизма в коре обязательно должно будет сопровождаться формированием небольшого горного рельефа, поскольку в коре будут возникать магматические интрузии – промежуточные внутрикоровые очаги. Следствием формирования рельефа будет увеличение интенсивности экзогенных процессов и, таким образом, будут одновременно действовать оба механизма генерации напряжений повышенного горизонтального сжатия. Поскольку магматизм увеличивает горизонтальное сжатие приблизительно до величины литостатического давления (рис. 3, рис. 4), то для этого случая можно получить выражение для напряжений дополнительного горизонтального сжатия действующих ортогонально разлому:

$$d\sigma = -\rho_c g \frac{1-2\nu}{1-\nu} H. \quad (15)$$

Оно зависит только от глубины  $H$ , с которой произведено перемещение к поверхности породы. Так же, как и в выражении (8), напряжение  $d\sigma$  это дополнительное горизонтальное сжатие относительно упругого состояния (2).

Из выражения (15) следует, что взаимосвязанное действие обоих механизмов приводит к тому, что уровень горизонтального сжатия в верхних горизонтах коры становится существенно большим в сравнении с действием только денудационного механизма. Важно отметить, что взаимодействие двух механизмов приводит к тому, что в коре уровень латерального сжатия будет зависеть от направления. Наибольшее сжатие будет действовать нормально к магмопроводящим вертикальным структурам земной коры (разломы, сутуры, линеаменты цепочек вулканов).

Рассмотрим теперь возможное влияние магматизма коры и денудационных процессов в различных их проявлениях (по отдельности или совместно) на напряженное состояние различных крупных геологических объектов.

Для внутриплатформенных орогенов альпийского типа с высокой интенсивностью эрозии склонов, в которых в период их формирования отмечается вулканизм (например, Кавказа) или плутонический магматизм (например, Тянь-Шань), объяснение наличия в них повышенного уровня напряжений горизонтального сжатия с позиций двух рассматриваемых в статье механизмов генерации выглядит вполне обоснованным. То же самое можно сказать об островных дугах зон субдукции, т.к. здесь активно идут как процессы денудации [Ермаков, 2005], так и процессы вулканизма.

В центральных частях горных поднятий типа плато, например Тибет, где скорость эрозии очень низкая, а время их жизни менее нескольких десятков миллионов лет, процесс денудации поверхности не позволяет вывести вверх породы с больших глубин. Поэтому здесь вклад в формирование повышенного горизонтального сжатия остаточных напряжений, вызванных эксгумацией пород, небольшой. Но здесь должен действовать механизм генерации напряжений, связанный с процессами магматизма и вулканизма, которые, в частности, для Тибета, имели несколько волн, концентрируясь в зонах террейнов [Chung et al., 2005]. Такая линейность зон магматизма наиболее способствует повышению уровня напряжений горизонтального сжатия именно в направлении нормальном к простиранию этих зон. Соответственно основным режимом напряженного состояния, который здесь должен возникнуть, является горизонтальный сдвиг в участках повышенного вулканизма и горизонтальное растяжение там, где вулканизм проявлен менее интенсивно, что и наблюдается [Rebetsky, Alekseev, 2014; Ребецкий, Алексеев, 2022].

Для щитов платформ, находящихся в несколько приподнятом состоянии на протяжении 2–3 сотен миллионов лет, например Балтийский щит, и где по данным работ [Евзеров, 2001; Сим, 2012; Сидоренко, 1958] имели место большие амплитуды денудации (до 10–15 км), действие механизма “откапывания” породы вполне способно объяснить высокий уровень напряжений горизонтального сжатия в верхней коре.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что формирование в верхней части коры избыточных напряжений горизонтального сжатия, превышающих уровень литостатического давления (вертикальные напряжения), может быть связано с процессами вулканизма и денудации поверхности, приводящей к перемещению вверх пород с больших глубин.

Наибольший эффект в повышении уровня напряжений горизонтального сжатия должен наблюдаться при совместном действии этих механизмов, имеющее место для коры островных дуг зон субдукции и континентальных орогенов, в которых проявляется вулканическая деятельность. Даже при отсутствии проявления вулканизма наличие в коре процесса магматизма на стадиях, предшествовавших орогенезу или на стадии орогенеза, также способствует появлению повышенного уровня напряжений горизонтального сжатия относительно вертикальных напряжений в верхней части коры. При этом механизм, связанный с “откапыванием” пород и формированием остаточных напряжений, дает наибольший вклад в повышение уровня горизонтального сжатия

именно в верхней коре, существенно снижаясь в средней и особенно в нижней коре. В то же время, механизм, обусловленный магматизмом, дает наибольшее увеличение горизонтального сжатия в нижней коре и несколько меньший вклад в увеличение этих напряжений в верхней коре.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авсюк Ю.Н.* Внеземные движущие силы тектоники. Основные проблемы глобальной тектоники. М.: Научный мир. 2001. С. 437–441.
- Викулин А.В.* Энергия и момент силы упругого ротационного поля // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 559–570.
- Вихри в геологических процессах / А.В. Викулин (ред.). Петропавловск-Камчатский: КГПИ. 2004. 297 с.
- Волох Н.П., Сашурин А.Д., Липин Я.И.* Исследования остаточных напряжений в крепких горных породах. Современные проблемы механики горных пород. Л.: Наука. 1972.
- Давиденков Н.Н.* Об остаточных напряжениях. Рентография в применении к исследованиям материалов. М.-Л.: ОНТИ. 1936.
- Гудман Р.* Механика скальных пород. 1987. М.: Строиздат. 232 с.
- Джагер Ч.* Механика горных пород и инженерные сооружения. М.: Мир. 1975. 255 с.
- Динник А.Н.* О давлении горных пород и расчете крепи круглой шахты // Инженерный работник. 1926. № 3. С. 1–12.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал Гео. 2001. 409 с.
- Добрецов Н.Л., Чумаков И.М.* Глобальные периодичности в эволюции литосферы и биосферы. Глобальные изменения природной среды и эволюция геопроцессов. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2001. С. 11–26.
- Евзеров В.Я.* Россыпные месторождения – уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 126–133.
- Ермаков В.А.* Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины (новый взгляд на известные факты) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 3–18.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 669–672.
- Кейлис-Борок В.И.* Исследование источников, приближенно эквивалентных очагам землетрясений // Труды Геофиз. Ин-та АН СССР. 1950. № 9.
- Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее геодинамические

- следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М.: Геос. 2000. С. 29–53.
- Ма Си Юань* Тектонические процессы, отраженные на карте динамики литосферы Китая. Геодинамика внутриконтинентальных горных областей / Н.А. Логачев (ред.). Новосибирск: Наука. 1990. С. 341–351.
- Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д. и др.* Поддви́г Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар Сонкель) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
- Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю., Щербина Ф.А.* Особенности глубинной структуры депрессионных областей Центрального Тянь-Шаня // Инженерные изыскания. 2011. № 1. С. 42–51.
- Марков Г.А.* О распространении горизонтальных тектонических напряжений в зонах поднятий земной коры // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 20–30.
- Марков Г.А.* Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. Ленинград. Отд. 1977. 211 с.
- Михайлов В.О.* Математическая модель эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1983. № 6. С. 3–18.
- Михайлов В.О.* Моделирование процессов растяжения и сжатия литосферы внутриплитными силами // Физика Земли. 1999. № 3. С. 71–81.
- Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.* Математическая модель формирования напряженно-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 21–41. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-1-040>
- Николаевский В.Н.* Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817–820.
- Пономарев В.С.* Потенциальная энергия гидростатического сжатия горных пород и сейсмичность. Труды Третьего Всесоюзного симп. по сейсмич. режиму. Новосибирск: Наука. 1969. Ч. 1. С. 30–55.
- Пономарев В.С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука. 2008. 378 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов. Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008а. С. 431–466.
- Ребецкий Ю.Л.* Механизм генерации тектонических напряжений в областях больших вертикальных движений // Физическая мезомеханика. 2008б. Т. 11. № 1. С. 66–73.
- Ребецкий Ю.Л.* О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // Докл. РАН. 2008в. Т. 423. № 4. С. 538–542.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.* Поле современных тектонических напряжений коры Высокой Азии и возможный механизм его формирования // Геология и геофизика. 2022. Т. 62. № 6. С. 875–897.
- Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.* Напряженное состояние в афтершоковой области землетрясения Тохоку 11.03.2011 // Вулканология и сейсмология. 2021. № 4. С. 22–44.
- Сидоренко А.В.* Доледниковые коры выветривания Кольского полуострова. М.: изд-во АН СССР. 1958. 106 с.
- Сим Л.А.* О связи объема осадконакопления в бассейнах обрамления с величиной эрозионного сноса с Фенноскандинавского щита в мезокайнозой. Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. М-лы XLIV Тект.сов. М.:ГЕОС. 2012. С. 398–401.
- Ружич В.В.* Сейсмостектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1997. 144 с.
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А.* Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сейсмостектонический режим Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 383–406. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0214>
- Трубицын В.П.* Реология мантии и динамическая теория тектоники литосферных плит // Физика Земли. 2012. № 6. С. 3–22.
- Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами. Проблемы глобальной геодинамики. М.: Геос. 2000. С. 7–28.
- Bath M., Duda S.J.* Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities // Ann. Gefis (Rome). 1964. V. 17. P. 353–368.
- Dobretsov N.L.* Periodicity and driving forces of volcanism // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. № 12. P. 1663–1670. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.11.001>
- Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from wave-form data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2825–2852.
- Glukhovskii M.Z.* The rotation factor and some problems of geotectonics and comparative planetology // Geotectonics. 2005. V. 39. № 6. P. 423–436.
- Haxby W.F., Turcotte D.L.* Stress induced by the addition or removal of overburden and associated thermal effect // Geology. 1976. № 4. P. 181–194.
- Herget G.* Variation of rock stresses with depth at Canadian iron mine // Int J. Rock Mech. 1973. Min Sci. № 10. P. 37–51
- Jager J.C.* Elasticity Fracture and Flow. London.: Methuen & Co. LTD. 1962. 208 p.
- Kanamory H., Anderson D.L.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bull. Seismol. Soc. Am. 1975. V. 65. P. 1073–1095.
- Kavanagh J.L., Menand T., Sparks R.S.J.* An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 245. P. 799–813.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 419–426.
- Nazarova L.A., Nazarov L.A., Dyad'kov P.G.* Mathematical modeling of kinematics of Central Asian plates // Journal of

Mining Science. 2002. V. 38. № 5. P. 411–417.  
<https://doi.org/10.1023/A:1023923329058>

*Pollard D.D., Segall P.* Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces, surfaces / Atkinson B.K. (ed.). 1987. P. 277–350.

*Pollard D.D., Muller O.H., Dockstader D.R.* The Form and Growth of Fingered Sheet Intrusions // Geological Society of America Bulletin. 1975. V. 86. № 3. P. 351.

*Price N.J., Cosrove J.W.* Analysis of geological stryctyres. Cambridge Univ. Press. 1990. 495 p.

*Rivalta E., Taisne B., Bungler A.P., Katz R.F.* A review of mechanical models of dike propagation: Schools of thought, results and future directions // Tectonophysics. 2015. V. 638. P. 1–42.

*Rebetsky Y.L., Alekseev R.S.* The field of recent tectonic stresses in Central and South-Eastern Asia // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5. № 1. P. 257–290.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-1-0127>

*Rubin A.M.* Propagation of magma-filled cracks // Annu. Rev. Earth Planet. 1995. V. 23. P. 287–336.

*Chung, Sun-Lin., Chua Mei-Fei, Zhang Yuquan, Xie Yingwen, Lo Ching-Hua, Lee Tung-Yi, Lan Ching-Ying, Li Xianhua, Zhang Qi and Wang Yizhao* Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism // Earth-Science Reviews. 2005. V. 68. № 3–4. P. 173–196.

*Sykes L.R., Sbar M.L.* Intraplate earthquakes, lithosphere stresses, and the driving mechanism plate tectonics // Nature. 1973. V. 245. P. 298–302.

*Turcotte D.L.* Driving mechanisms for plate tectonics // Geofisica internac. 1973. V. 13. P. 309–315.

*Turcotte D.L.* Membrane tectonics // Royal Astron. Soc. Geophys. J. 1974. V. 36. P. 33–42.

*Voigth B.* Beziehung zwischen grossen horirontalen Spannungen in Gebirgen und der Tektonik und der Abtragung // First Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Lisobon. Proc. 1966. V. 2. P. 51–56.

*Voigth B., St Pierre B.H.P.* Stress history and rock stress // Third Cong. Internat. Soc. For Rock Mechanics. Denver. Proc. 1974. V 2. P. 580–582.

*Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then re-open? // Nature. 1966. V. 211. P. 676–681.

## On the Mechanisms of Generation of Excessive Horizontal Compression in the Continental Crust

Yu. L. Rebetsky\*

*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

*\*e-mail: reb@ifz.ru*

It is proposed to consider the processes of surface denudation and crustal magmatism to explain the formation of increased horizontal compressive stresses in the crust, which are excessive relative to the lithostatic pressure. Exhumation of a rock results in only partial unloading of the crust due to the removal of the weight of the overburden, unless the crust is above the yield point. This is due to the fact that in the case of exhumation, the unloading follows the elastic law. As a result, residual stresses of horizontal compression received at the stage of cataclastic flow arise in the rock. Another mechanism of formation of additional compressive stresses in the crust is related to volcanic and magmatic processes. The ascent of a magma along subvertical faults and fracture networks is only possible under the conditions when the magma pressure at the propagation front exceeds the level of horizontal compression in the rock. As a result, below the magma propagation front, the level of horizontal compressive stresses in the rocks rises to the level of magma pressure. Since the pressure in the subcrustal or intracrustal magma chamber is close to the lithostatic pressure of the overburden, above the magma propagation front in the fault, the stresses normal to the fault exceed the level of vertical compression. Thus, crustal magmatization is capable of changing the crustal stress state from horizontal extension to horizontal compression.

*Keywords:* denudation process, crustal magmatism, elastic law, residual stresses