

УДК 550.83+551.24+550.34(571.6)

## ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,  
ул. Шолом-Алейхема 4, г. Биробиджан, 679016,  
e-mail: petris@stl.ru

*Обобщаются результаты гравитационного моделирования реологических состояний тектонических сред (сравнительная оценка) в земной коре и верхней мантии Дальнего Востока России. Тектоносфера этого региона до глубины 150 км от поверхности Земли состоит из двух жестких слоев (кристаллическая кора и нижняя литосфера) и трех слоев пониженной вязкости (вулканогенно-осадочный, вязкий подкоровый и астеносферный). Пространственные взаимоотношения жестких тектонических пластин и разграничивающих их вязких слоев используются при глубинном структурном картировании и палеогеодинамических исследованиях литосферных плит, складчато-надвиговых систем, вулканических поясов, рифтов и структур центрального типа плюмовой природы. Иллюстрируется практическое применение реологических гравитационных моделей при долговременных прогнозах сейсмической опасности и изучении закономерностей пространственного размещения рудных месторождений.*

**Ключевые слова:** гравитационные модели, реология, тектоника, геодинамика, металлогения.

### Введение

Традиционными средствами оценки реологических свойств земной коры и в большей степени верхней мантии на Дальнем Востоке России являются геоэлектрические, сейсмические и теплофизические наблюдения. Относительно менее вязкие среды литогенного (турбидитовые, флишевые и меланжевые толщи) и термогенного (частично или полностью расплавленные магматические очаги) происхождения диагностируются минимумами скорости сейсмических волн [9, 32] и электрического сопротивления [3, 13]. В подкоровом слое земной коры и астеносфере очаги плавления выявляются прямыми расчетами температуры по измерениям теплового потока [25, 29]. Однако этих наблюдений, рассеянных по редкой сети профилей, крайне недостаточно для получения объемных (3D) представлений о реологических свойствах тектоносферы Дальневосточного региона России.

Этот недостаток в какой-то мере восполняет метод

оценки жесткости тектонических сред по гравитационным аномалиям [14], основывающийся на связи плотностной дифференциации геологического пространства (оцениваемой по количеству аномальных масс и их контрастности) с реологическими свойствами земной коры и верхней мантии. 3D-моделирование реологических свойств исследуемого объема геологического пространства осуществляется по  $m_z$ -параметру. Его физико-математическое определение соответствует поверхностной плотности сферы, нормированной по глубине залегания ее центра, которая эквивалентна многосвязной системе компактных в пространстве источников гравитационных возмущений [14]. В жестких кристаллических средах этот параметр имеет большее значение, а в вязких – вследствие размягчения, расползания плотностных неоднородностей и «размывания» их границ меньшее [14, 15, 18, 19, 30]. Максимумам нормированной сферической плотности в разрезах и горизонтальных срезах соответствуют жесткие пластины в основании земной коры и нижней

Т а б л и ц а

Сводный реологический разрез тектоносферы Дальнего Востока России

Слой	$\mu_z$	Интервал глубин, км						
		Забайкалье	Алдано-Становой террейн	Амурская плита	Охотская плита	Камчатка	Кольмо-Омолонская плита	Северо-Азиатский кратон
вулканогенно-осадочный	<10	0-10	0-15	0-20	0-15	0-10	0-10	0-10
кристаллический слой земной коры	15-30	10-30	15-35	15-40	15-25	5-20	15-40	10-40
подкоровый вязкий слой	<15	25-40	35-60	40-60		20-40	40-60	35-50
нижняя литосфера	15-30	40-80	60-90	40-80	30-80	30-70	60-80	50-90
астеносфера	<15	>80	>90	>80	50-120	70-120	60-150	90-130

литосфере (рис. 1–2), а минимумам – турбидитовые террейны и милонитизированные толщи в составе аккреционных призм [7] и зоны растяжения земной коры, разграничивающие литосферные плиты [30] и крупные сегменты (рис. 3–4) земной коры.

Сводный реологический разрез тектоносферы Дальневосточного региона иллюстрируется таблицей. В семи районах Дальнего Востока России, различающихся по возрасту слагающих их тектонических комплексов, строению и условиям формирования приповерхностных геологических структур, обнаружены общие черты реологической расслоенности тектоносферы, в составе которой по значениям  $m_z$  – параметра дифференцируются: кристаллический слой земной коры, подкорковый вязкий слой, нижний жесткий слой литосферы и астеносфера. Первый (в преобладающей степени) и третий слои являются источниками землетрясений, второй и четвертый – источниками магм и гидротермальных растворов (флюидов), проникающих по разломам к поверхности Земли и формирующих залежи рудных полезных ископаемых.

Целью настоящей статьи является иллюстрация возможностей использования реологических моделей тектоносферы при глубинном структурном картировании земной коры и верхней мантии, диагностике и параметризации зон и районов накопления сейсмогенных тектонических напряжений, палеогеодинамическом анализе тектонических структур и исследовании закономерностей размещения рудных месторождений, связанных с их глубинными флюидно-магматическими источниками.

#### **Методологический подход и технология исследований**

Задачами исследователя, занимающегося изучением реологических свойств тектоносферы по вышеописанному признаку ( $m_z$ ), являются:

– построение формализованных 3D-распределений  $m_z$ -параметра с помощью однозначных (в математическом смысле) расчетных процедур без привлечения внешней геолого-геофизической информации;

– компарирование (внешнее тестирование) полученных распределений с имеющимися оценками реологических свойств, полученных другими методами (глубинные сейсмические и магнитотеллурические зондирования, теплофизические модели);

– выработка устойчивых критериев диагностики реологических состояний тектонических и магматических сред в сравнительном плане (признаков разграничения жестких и вязких сред);

– построение 3D-реологических моделей изучаемых объемов тектоносферы;

– решение прямой линейной гравитационной задачи с целью построения плотностных моделей, адекватных формализованным моделям распределений  $m_z$ -параметра.

Физико-математические основы и методика построения моделей пространственного распределения градиентов сферической плотности ( $m_z$ -параметра) подробно описаны в работах [14, 16]. В кратком изложении технология моделирования такова:

1. В случайных пересечениях по регулярной сети рас-

четных профилей выделяются и количественно интерпретируются квазисимметричные гравитационные возмущения, источники каждого из которых представляются совокупностью неупорядоченного множества рассеянных элементарных тел; для каждого возмущения по формулам простых источников вычисляются аномальная масса ( $M$ ) и центр тяжести ( $Z_0$ ) эквивалентной односвязной плотностной неоднородности, измеряются амплитуды гравитационных возмущений ( $V_{zm}$ ), результаты вычислений заносятся в массив  $Z_0, V_{zm}(x, y)$ ;

2. Исследуемое геологическое пространство разбивается на 20–25 слоев, в каждом из которых аномальные массы эквивалентных неоднородностей вымечаются на поверхность эквивалентных сфер (по Пуанкаре), касательных к поверхностям ( $H_c$ ), равноотстоящих от кровли этих слоев, и вычисляется  $m_z$ -параметр по формуле:

$$\mu_z = \frac{V_{zm} \cdot Z_0}{4\pi \cdot K \cdot (Z_0 - H_c)^2},$$

где  $K$  – гравитационная постоянная,  $H_c < Z_0$ .

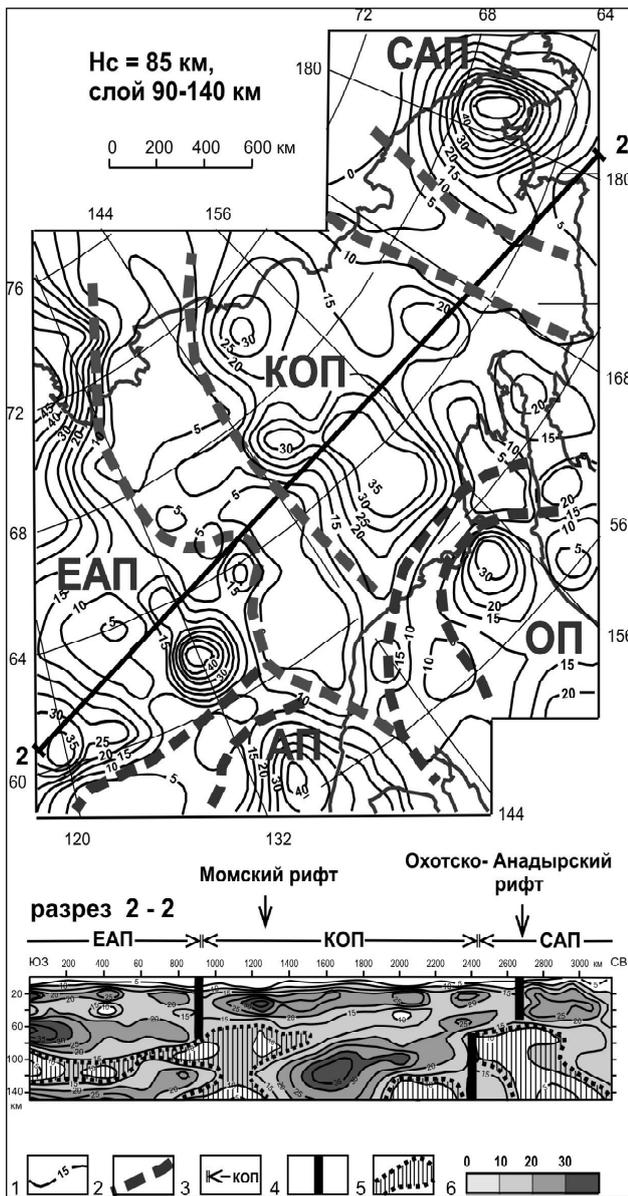
3. Формируется 3D-массив  $m_z(x, y, H_c)$ , дальнейшая обработка которого осуществляется стандартными средствами графического отображения цифровой информации (Surfer, ArcGIS, 3D-Max и др.).

Количество единичных определений  $m_z$ -параметра в разных массивах колеблется от 400 до 1500.

#### **Примеры решения структурных и палеогеодинамических задач**

По значениям  $m_z$ -параметра на Дальнем Востоке России в нижнем срезе литосферы (на глубине 85 км) уверенно различаются литосферные плиты и разграничивающие их поднятия астеносферного слоя (рис. 1). Плиты картируются повышенными значениями этого параметра, а астеносфера – пониженными. По полученным данным, Колымо-Омолонский супертеррейн представляет собой не случайное нагромождение террейнов, как считалось до последнего времени [28], а характеризуется признаками изолированной в пространстве микроплиты [30], которая имеет черты сходства с Охотоморской и Амурской. В разрезе 2–2 (рис. 1) хорошо проявлены признаки расщепления и субдукции северо-американской литосферы под Колымо-Омолонскую плиту. Представляется вероятным, что коровая составляющая Северо-Американской плиты (САП) надвигалась на мезозойскую погруженную окраину Евразии и аккретировалась к ней, компенсируя продвижение нижней литосферы САП на запад, под Северо-Азиатский кратон. Впоследствии эта микроплита испытала вращение, поэтому коровый контур Колымо-Омолонского супертеррейна не совпадает с контуром одноименной плиты [30].

В Охотоморском регионе (рис. 2) астеносфера имеет форму выпуклой линзы и находит подтверждение в теплофизической модели, в которой кровле астеносферы соответствует изотерма 1200°C [25]. В обоих приводимых разрезах (рис. 2 г) «теплофизическая» кровля астеносферы совпадает с кровлей слоя пониженной вязкости в  $m_z$ -моделях. На схемах (рис. 2 а, в) границами астеносферной линзы являются максимумы  $m_z$ -параметра, окаймляющие минимум в центре. Таким образом, в двух неза-



**Рис. 1. Астеносфера и плиты  
Северо-Восточной Азии:**

1 – изолинии нормированной поверхностной плотности слоя (1 ед. =  $10^2$  кг/м<sup>2</sup>/км); 2, 3 – границы литосферных плит в плане (2) и над разрезами (3); 4 – глубинные разломы; 5 – астеносфера; 6 – шкала раскраски разреза. Нс – глубина поверхности среза, км

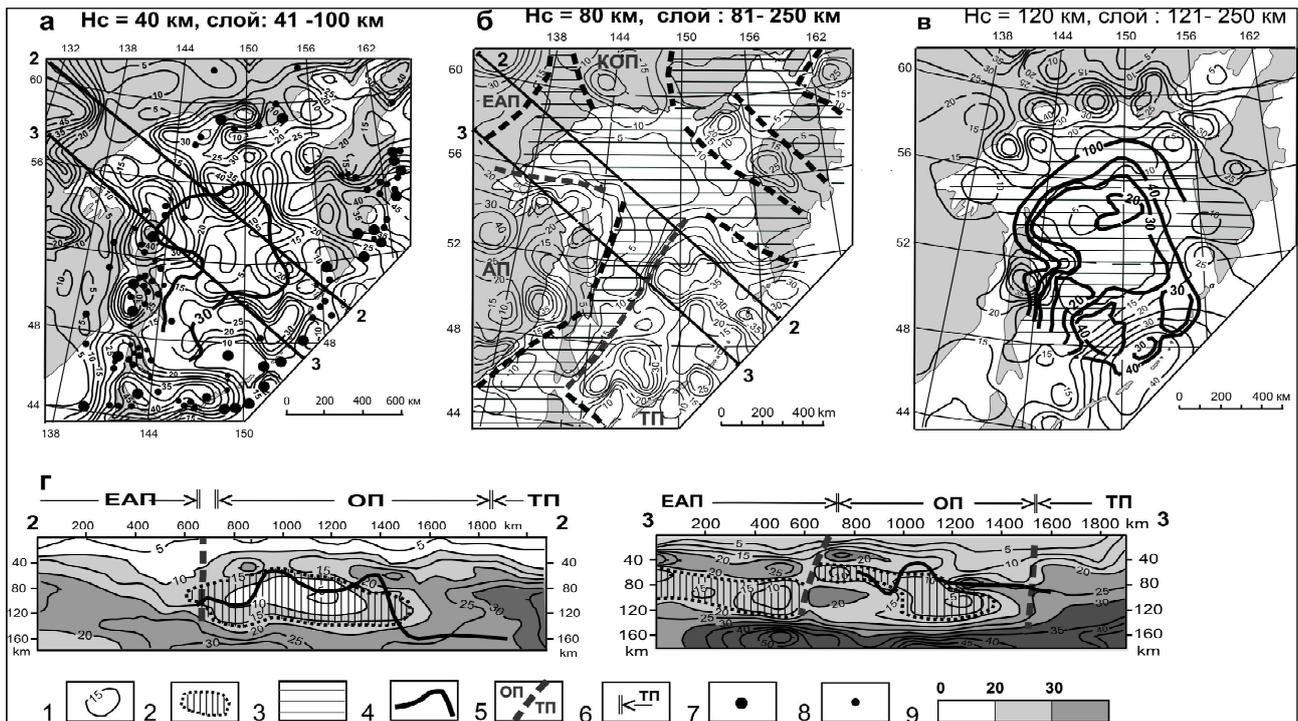
висимых системах расчетов (теплофизических и гравитационных) наблюдается хорошее соответствие контуров астеносферного поднятия, которое сужается по направлению к поверхности Земли.

В юго-восточной части Охотского моря в срезе 80 км (рис. 2 б) подковообразным максимумом градиентов плотности картируется субдцирированный край Тихоокеанской плиты, продвинутой на 450–500 км на северо-запад под охотоморскую астеносферу, а в восточных частях разрезов (рис. 2 г) обнаружены признаки расщепления Тихоокеанской литосферы, похожие на расщепление САП (рис. 1). Охотоморская микроплита, также как и Колымо-Омолонская, имеет небольшую мощность (40–

50 км) и подстилается астеносферой на небольшой глубине (50–60 км). В западной части региона максимумом  $m_z$ -параметра картируется восточный фланг Амурской плиты (рис. 2 б).

В континентальном разрезе переходной зоны континент–океан (рис. 3 в, г) просматриваются две особенности: кровля нижнего жесткого слоя евразийской литосферы плавно погружается в юго-восточном направлении так же, как в разрезе 2–2 (рис. 2 г), а субокеаническая кора Охотоморской плиты незначительно поддвигается под континентальную кору, отделяясь от нее слоем пониженной вязкости. К зоне этого глубинного контакта приурочен Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП). Зона пониженной вязкости в основании пояса картируется двумя признаками (рис. 3 а, б): понижениями плотности и градиентов плотности. Мы предполагаем, что верхняя мантия под ОЧВП до сих пор находится в полурасплавленном (или расплавленном) состоянии, о чем косвенно свидетельствуют данные магнитотеллурических зондирований [3]. Таким образом, этот вулканический пояс имеет раздвиговую (рифтогенную) либо сдвиго-раздвиговую природу.

Совершенно другими пространственными взаимоотношениями реологических неоднородностей тектоносферы характеризуется Байкальская рифтовая зона (БРЗ) (рис. 4). Толстая литосфера Северо-Азиатского кратона здесь далеко продвинута под рифтовую зону (рис. 4 а, б), что подтверждается сейсмическими [26, 33] и теплофизическими [8, 31] моделями, а в переходном слое «корамантия» выявлен мощный наклонный слой пониженной вязкости (рис. 4 а) и плотности (рис. 4 б), разделяющий кратон и Амурскую плиту в интервале глубин 20–60 км. Поднятие астеносферного слоя здесь наблюдается не под рифтовой зоной, как в большинстве континентальных рифтов, а за пределами последней, под Ангаро-Витимским батолитом (горизонтальный интервал разреза 600–900 км). Зона пониженной скорости сейсмических волн, как и зона низких значений  $m_z$ -параметра, тоже далеко продвинута на юго-восток за пределы БРЗ [9]. Ретроспективный анализ полученной нами модели (рис. 4) привел к выводу [19], что Байкальский рифт не является результатом новейшего раздвига литосферных плит (как считалось долгое время), а повторяет один из эпизодов мезозойской и раннекайнозойской истории Забайкальской горной страны, характеризующихся многократным отщеплением от кратона коровых тектонических пластин и смещением их в зону Забайкальского (Ангаро-Витимского) астенолита. Этот вывод находит подтверждение в циклическом характере процессов сжатия-растяжения при формировании рифтогенных впадин Забайкалья на протяжении 130–140 млн. лет [11] и резко асимметричном рельефе их бортов, отсутствии базальтов в осевой зоне рифта и значительном смещении астеносферного поднятия далеко за пределы Байкальской рифтовой зоны, выраженном в изостатических гравитационных аномалиях [33], региональной составляющей теплового потока [8, 31] и понижении скорости сейсмических волн [33]. Таким образом, формализованная «реологическая» гравитационная модель независимо от внешних данных



**Рис. 2. Астеносфера и плиты Охотоморского региона:**

1 – изолинии нормированной поверхностной плотности слоя ( $m_z$ -параметра); 2, 3 – астеносфера в разрезах (2) и на схемах (3); 4 – контуры астенотермальной линзы в горизонтальных и вертикальных сечениях тепловой модели [25]; 5, 6 – границы плит на схеме «б» (5) и над разрезами (6); 7, 8 – землетрясения [27] с магнитудой 5,5–6 (7) и > 6 (8); 9 – шкала раскраски разреза.  $H_c$  – глубина поверхности среза, км

подтверждает представления тех исследователей, которые предполагают пассивный характер Байкальского рифтогенеза, дополняя их новым содержанием.

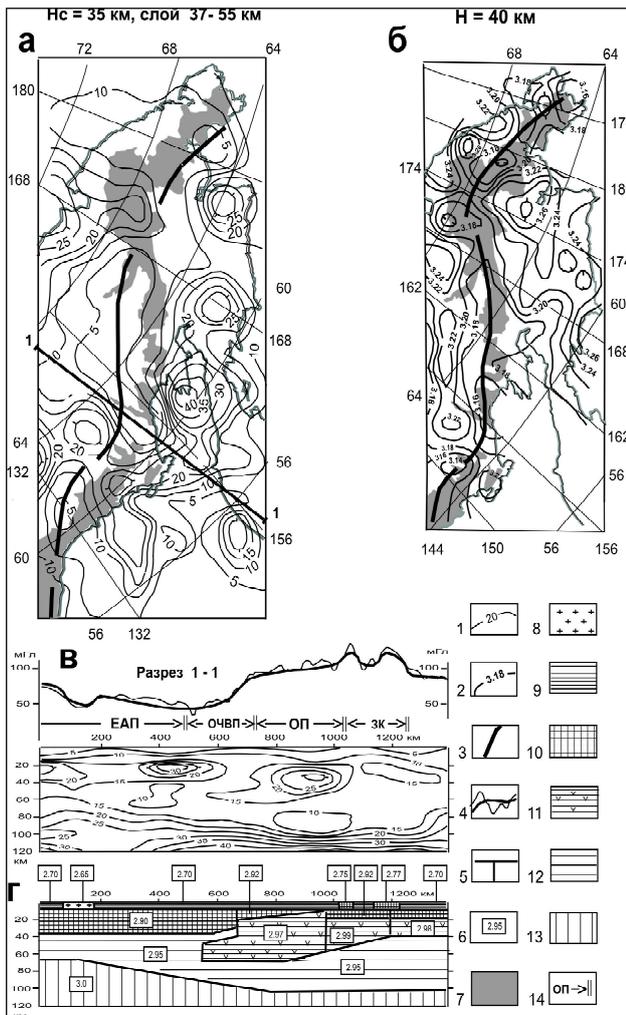
Пространственные взаимоотношения жестких тектонических пластин с окружающими их вязкими средами открывают новые особенности глубинного строения прибрежно-материковых складчато-надвиговых систем (Камчатка, Сихотэ-Алинь), формирование которых большинство геофизиков до сих пор связывают с прогибами земной коры, хотя новейшие геологические данные [5, 23] противоречат такому предположению. В реологических моделях глубинное строение Сихотэ-Алиня характеризуется пространственными взаимоотношениями двух жестких тектонических пластин (максимумов  $m_z$ -параметра в плане и разрезах): кристаллическим метаморфическим слоем Амурской плиты, картируемым, кроме того, сейсмическими наблюдениями, и надвинутыми на него клиноформными пластинами океанической коры (рис. 5 а, в).

Полученные нами модели независимо от существующих геолого-геофизических данных подтвердили аллохтонную природу прибрежно-материковых террейнов (Самаркинского, Журавлевского, Кемского и Таухинского), которые структурно не связаны с архейскими и протерозойскими комплексами Амурской плиты, а представляют собой сложный коллаж перемещенных терригенных, турбидитовых и олистостромовых комплексов различного состава и возраста с включениями океанической коры [5]. Юрская аккреционная призма (Самаркинский террейн), пронизанная позднемиоценовыми вулканита-

ми и гранитоидами, отобразилась зоной низких градиентов плотности в коровых срезах (рис. 5 б). Прояснился и механизм формирования аккреционных призм и тектонических покровов в Центральном Сихотэ-Алине: вязкие турбидитовые и меланжевые толщи соскабливались жесткими пластинами океанической (или субокеанической) коры с подножия и континентального склона и аккретировались к мезозойской окраине Амурской плиты, а более жесткие вулканогенно-кремнистые пластины (комплексы палеоостровных дуг) переносились на северо-восток в виде тектонических покровов.

Еще одним важным результатом моделирования глубинных структур земной коры и литосферы по аномалиям нормированной плотности эквивалентных сфер ( $m_z$ ) в Дальневосточном регионе является обнаружение и трехмерная параметризация плюмов. Строение Охотоморского плюма охарактеризовано выше (рис. 2), а аналогичные по размерам и внутреннему строению структуры центрального типа были выявлены в Верхнем (рис. 6) и Среднем (рис. 7) Приамурье.

Алдано-Зейский плюм был обнаружен [20] при анализе 3D-модели  $m_z$ -параметра (рис. 6), которая характеризуется концентрическим расположением верхнекоровых  $m_z$ -максимумов относительно минимума в центре, расширяющегося в верхней мантии (рис. 6 а–в). Коровая часть головы плюма сопровождается признаками инверсии (прогибания) свода структуры (рис. 6 д, е), подтверждаемой долговременными геодезическими наблюдениями [20], и имеет грибообразную форму. Такое прогибание увязывается с расположением гигантского



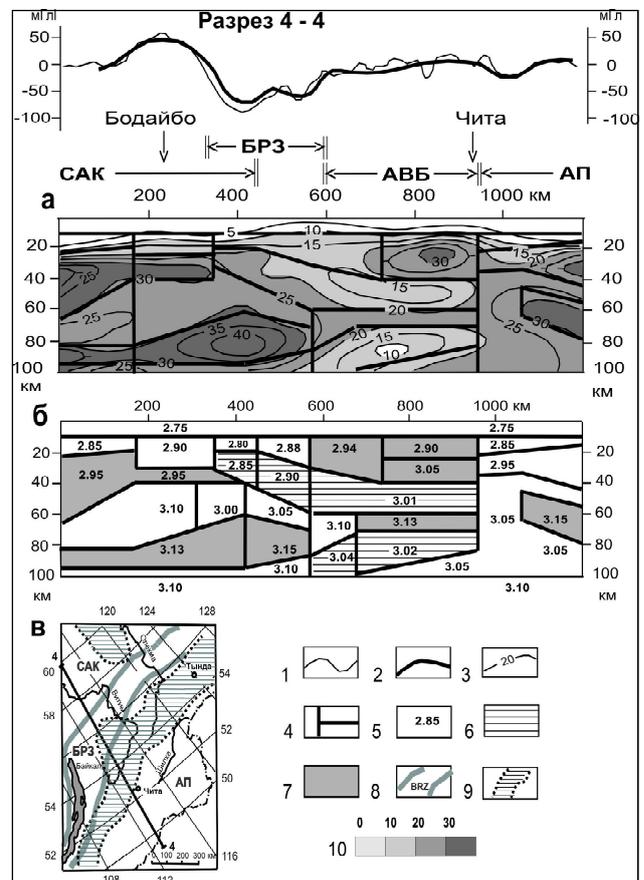
**Рис. 3. Аномалии нормированной сферической плотности (а) и плотности (б) в основании Охотско-Чукотского вулканического пояса; формализованный по  $\mu_z$ -параметру (в) и плотностной (г) разрезы:**

1 – изолинии  $\mu_z$ -параметра; 2 – изолинии плотности,  $\text{г см}^{-3}$  [4]; 3 – оси зон реологического разуплотнения в основании пояса; 4 – графики аномалий силы тяжести наблюдаемый (тонкая линия) и расчетная (толстая); 5, 6 – границы (4) и расчетная плотность (5) тектонических сред,  $\text{г см}^{-3}$ ; 7 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 8 – меловые гранитоиды; 9 – вулканогенно-осадочный слой; 10 – жесткий слой континентальной коры; 11 – океаническая кора; 12 – разуплотненная верхняя мантия; 13 – нормальная мантия; 14 – границы тектонических структур над разрезом

(110 x 30 км) шлихового ореола золота [24], накопившегося в центральной зоне плюма. При сравнении коровых контуров плюма в разных глубинных срезах (рис. 6 а, б) и в разрезе (рис. 6 д, е) можно увидеть слабые признаки горизонтального смещения головы плюма над его стволом в восточном направлении, обусловленного перемещением Амурской плиты [5].

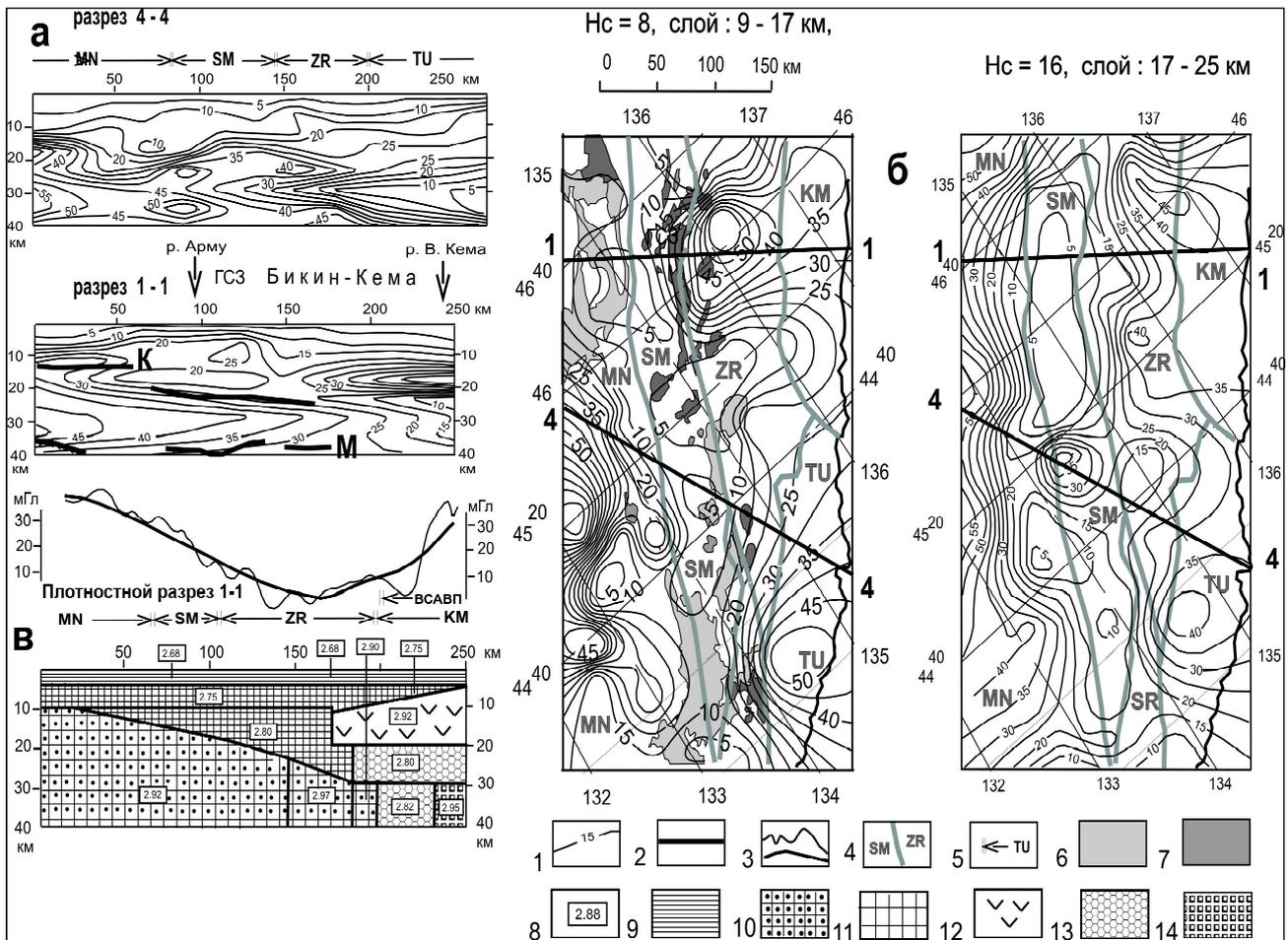
Полученные модели (рис. 6) прояснили ключевые моменты геологической истории плюма и механизмы взаимодействия составляющих его коровых структур. Как и в большинстве других структур центрального типа с инверсированным сводом, термическая и флюидно-маг-

матическая проработка литосферы над астеносферным поднятием, приблизившимся до глубины 40–50 км от поверхности Земли в активной фазе своего развития, привела к обрушению жесткого (и относительно более плотного) блока земной коры над стволовой частью плюма (рис. 6 д, е), а расплавленная астеносфера под давлением этого блока стала расплзаться в стороны от главного магматического ствола, будучи перекрыта высокоплотными пластинами нижнего мафического слоя древней (архейской) коры (рис. 6 ж). Поэтому наиболее проницаемыми для рудогенных флюидов были центральная стволовая часть плюма и его фланги. В центральной зоне расположены Верхне-Алданский, Верхне-Амурский (Покровский) и Бомнакский рудные районы с золото-серебряным, молибденовым и медным оруденением, а на периферии плюма – Центрально-Алданский, Маймакано-Киранский, Верхне-Селемджинский и Березитовый золоторудные районы. Промежуточная зона плюма



**Рис. 4. Глубинное строение Байкальской рифтовой зоны в разрезе 4-4; распределение  $\mu_z$ -параметра (а), плотностной разрез (б) и структурная схема (в):**

1, 2 – наблюдаемая (1) и расчетная (2) аномалии силы тяжести; 3 – изолинии  $\mu_z$ -параметра (1 ед. =  $10^{-2} \text{ кг / м}^2 / \text{км}$ ); 4, 5 – границы (4) и расчетная плотность (5) тектонических сред,  $\text{г см}^{-3}$ ; 6 – среды пониженной вязкости; 7 – среды повышенной жесткости; 8 – Байкальская рифтовая зона; 9 – зона пониженной вязкости подкорового слоя в горизонтальном срезе на глубине 25 км; 10 – шкала градиентов плотности в разрезе (а). Обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон, БРЗ – Байкальская рифтовая зона, АП – Амурская плита, АВБ – Ангаро-Витимский батолит



**Рис. 5. Формализованный «реологический» (а) и плотностной (в) разрезы земной коры Сихотэ-Алиния; карты-срезы 3D-модели  $m_z$ -параметра (б):**

1 – изолинии  $m_z$ - параметра (1 ед. =  $10^{-2}$  кг/м<sup>2</sup>/км); 2 – сейсмические границы [21]: Конрада (К) и Мохоровичича (М); 3 – графики аномалий силы тяжести наблюдаемый (тонкая линия) и расчетный (толстая); 4, 5 – границы террейнов на схемах (4) и над разрезами (5); 6, 7 – позднемиоценовые вулканиды (6) и гранитоиды (7) в Центральной зоне Сихотэ-Алиния; 8 – расчетная плотность сред; 9 – вулканогенно-осадочный слой; 10 – гранитно-метаморфический слой; 11 – нижний слой континентальной коры; 12 – океаническая кора; 13 – реологически нарушенная (вязкая) верхняя мантия; 14 – нормальная мантия. Обозначения террейнов [5]: MN – Матвеевско-Нахимовский, SM – Самаркинский, ZR – Журавлевский, TU – Таухинский, KM – Кемский. Hc – глубина залегания поверхности среза, км

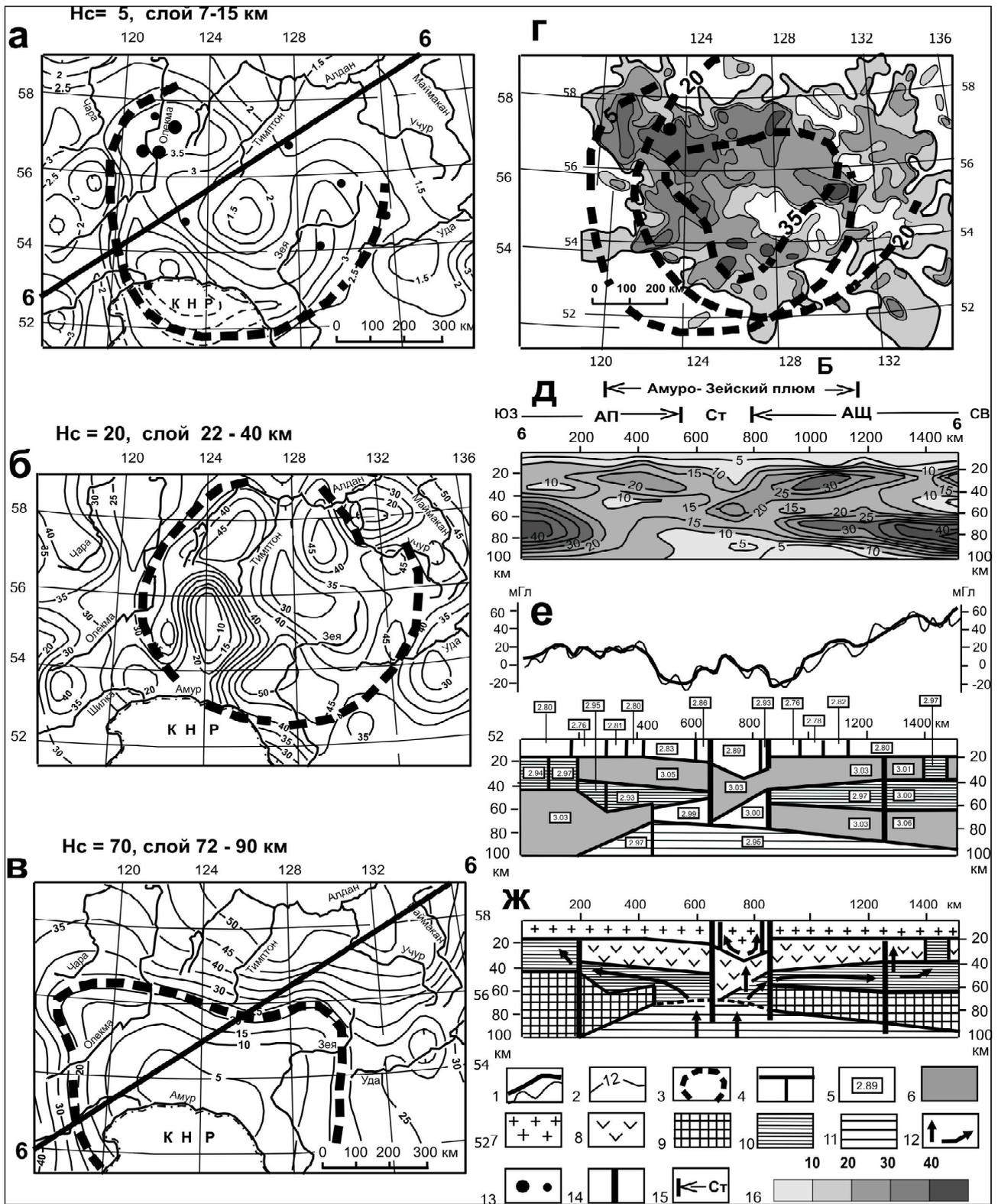
относительно безрудна. Подобное зональное размещение проявлений рудной минерализации является обычным в структурах центрального типа различных рангов: от вулканических аппаратов размерами 200–300 м в сечении до крупных кальдер размерами в десятки километров.

Похожие особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии обнаружены в зоне влияния Мая-Селемджинского плюма (рис. 7), где концентрическая зональность аномалий  $m_z$ -параметра начинает проявляться с глубины 10 км, голова плюма в разрезе имеет такую же грибообразную форму (рис. 7 е), а поднятие астеносферы в его центральной зоне приближается до глубины 50–60 км (рис. 7 г). Однако признаки горизонтального смещения головы плюма над его мантийным стволом здесь проявлены более отчетливо (сравните контуры плюма в срезах 10, 25 и 30 км (рис. 7 а, б, в). Существование плюма подтверждается концентрическим расположением разломов (рис. 7 д), магнитных аномалий (рис. 7 г) и

распределением температур (рис. 7 ж). К внешнему контуру стволочной зоны плюма приурочены термальные источники Кульдур и Быссинский (рис. 7 г).

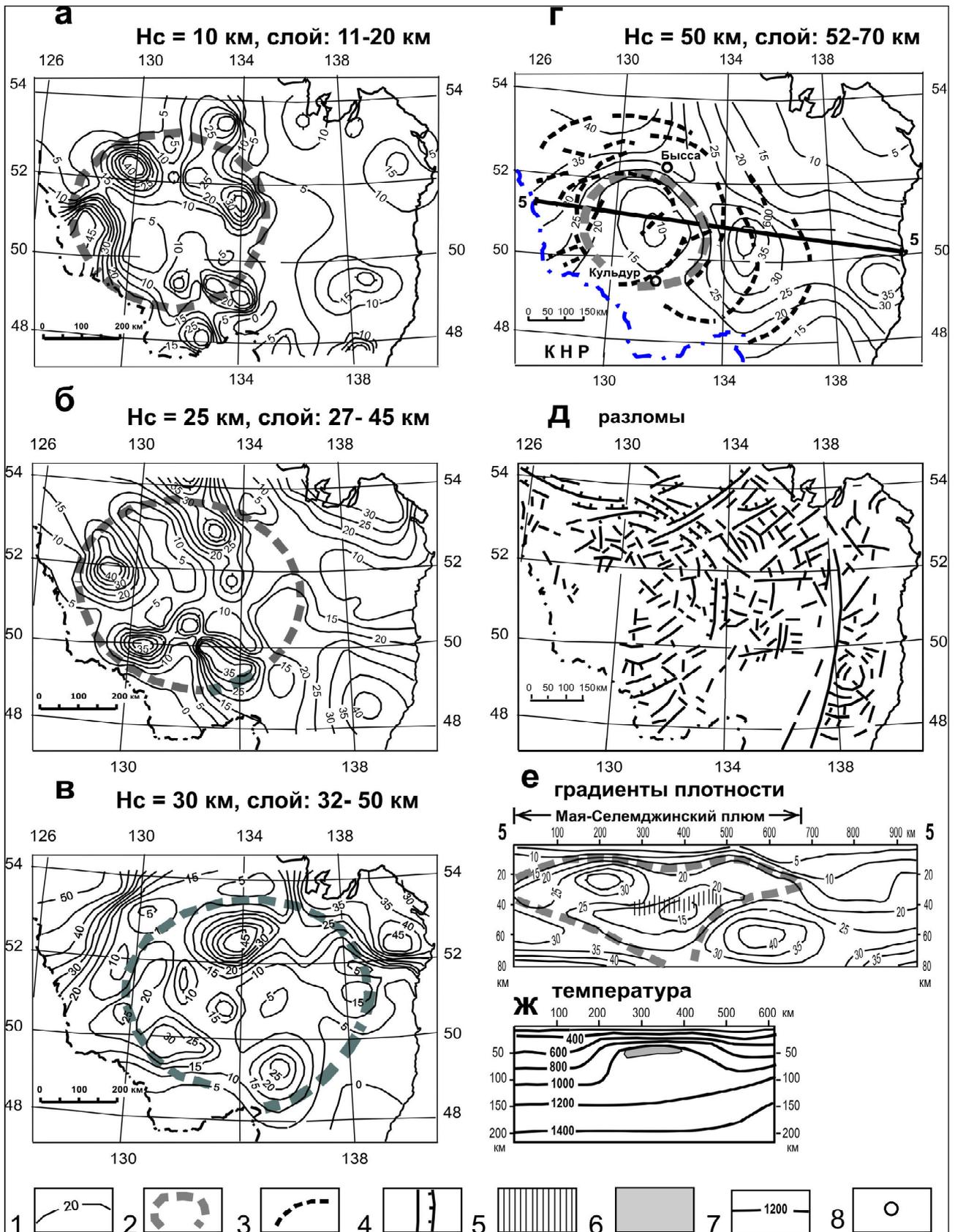
#### **Связь жестких блоков земной коры с сейсмичностью**

Известно, что жесткие и хрупкие кристаллические тектонические блоки и пластины являются местом накопления упругих напряжений, быстрой разрядке которых (в форме землетрясений) способствуют вмещающие их вязкие среды, способные обеспечить проблему пространства при мгновенных смещениях сейсмогенных пластин, или блоков, земной коры. Совершенно поэтому не случайно к максимумам  $m_z$ -параметра приурочены сейсмические пояса, зоны и сильнейшие (разрушительные) землетрясения на Северо-Востоке Азии [17]. На рис. 2 а интенсивные максимумы  $m_z$ -параметра в подкоровом срезе сопровождают Сахалинскую, Восточно-Камчатскую, Примагданскую сейсмические зоны и северный фланг Японской сейсмической зоны. В Сахалинской



**Рис. 6. Глубинная структура Алдано-Зейского плюма: карты-срезы объемной модели  $\mu_z$ -параметра (а-в), поле сейсмичности (г) [17], «реологический» (д), плотностной (е) и палеогеодинамический (ж) разрезы:**

1 – наблюдаемая (тонкая линия) и расчетная (толстая линия) аномалии Буге; 2 – изолинии  $\mu_z$ -параметра; 3 – контуры головы плюма в горизонтальных сечениях; 4, 5 – границы (4) и расчетная плотность (5) тектонических сред; 6 – среды повышенной жесткости в разрезе (е); 7 – гранитно-метаморфический слой; 8 – нижний (мафический) слой земной коры; 9 – нижний жесткий слой литосферы; 10 – подкоровый слой пониженной вязкости; 11 – астеносфера; 12 – вероятные направления перемещений астеносферных магм и флюидов; 13 – эпицентры землетрясений:  $M=5,5-6$  (мелкий значок) и  $M > 6$  (крупный значок); 14 – глубинные разломы; 15 – границы плит и террейнов; 16 – шкала расцветки разреза (д).  $H_c$  – глубина среза 3D-модели  $\mu_z$ -параметра, км. Обозначения структур над разрезами: АП – Амурская плита, Ст – Становой террейн, АЦ – Алданский шит.  
\* Густота потемнения в расцветке схемы (г) соответствует увеличению числа землетрясений



**Рис. 7.** Глубинная структура Мая-Селемджинского плюма: карты-срезы объемной модели  $\mu_z$ -параметра (а-г), разломы (д), градиентный (е) и температурный (ж) разрезы

1 – изолинии  $\mu_z$ -параметра; 2 – контуры головы плюма в горизонтальных (а-г) и вертикальном (е) сечениях; 3 – дуговые отрицательные магнитные аномалии на схеме (г); 4 – разломы [22]; 5 – зона низких скоростей сейсмических волн [21]; 6 – изотермы, °С [29]; 7 – зона частичного плавления [29]; 8 – термальные источники.  $H_c$  – глубина среза 3D-модели  $\mu_z$ -параметра, км

зоне обособляются четыре наиболее интенсивных  $m_z$ -максимума, в эпицентрах которых в последние 15 лет произошли сильнейшие землетрясения: Нефтегорское (1995,  $M = 7,2$ ), Углегорское (2000,  $M = 7,0$ ) и Невельское (2007,  $M = 6,8$ ), а еще южнее, вблизи южного побережья о. Хоккайдо – Токачи-Оки (2003,  $M = 8$ ).

В сейсмическом поясе Черского таким же образом располагаются Адычанское (1951,  $M = 6,4$ ) и Артыкское (1971,  $M = 7,1$ ) землетрясения, а в Корьякско-Чукотской зоне – Тиличики (2006,  $M = 7,7$ ) [17]. Сосредоточием роя глубокофокусных землетрясений является жесткая пластина Тихоокеанской верхней мантии, субдцированная под Охотоморскую плиту [14, 17]. В Байкальской сейсмической зоне землетрясения приурочены к тонкой (мощностью 20 км) коровой пластине на стыке Амурской плиты с Северо-Азиатским кратоном [19]; в разрезе 4–4 (рис. 4) эта зона располагается в интервале горизонтальных координат разреза 350–550 км.

Во всех упомянутых случаях расположение сейсмических поясов, зон и сильных землетрясений определяется двумя главными факторами, проявляющимися в реологических гравитационных моделях: утонением жестких пластин, способствующим повышению их хрупкости, и неглубоким (25–50 км) залеганием подстилающих их вязких слоев. По этим признакам представляется возможным осуществлять долгосрочный (20–30 лет) прогноз сейсмической опасности при проектировании крупных промышленных сооружений.

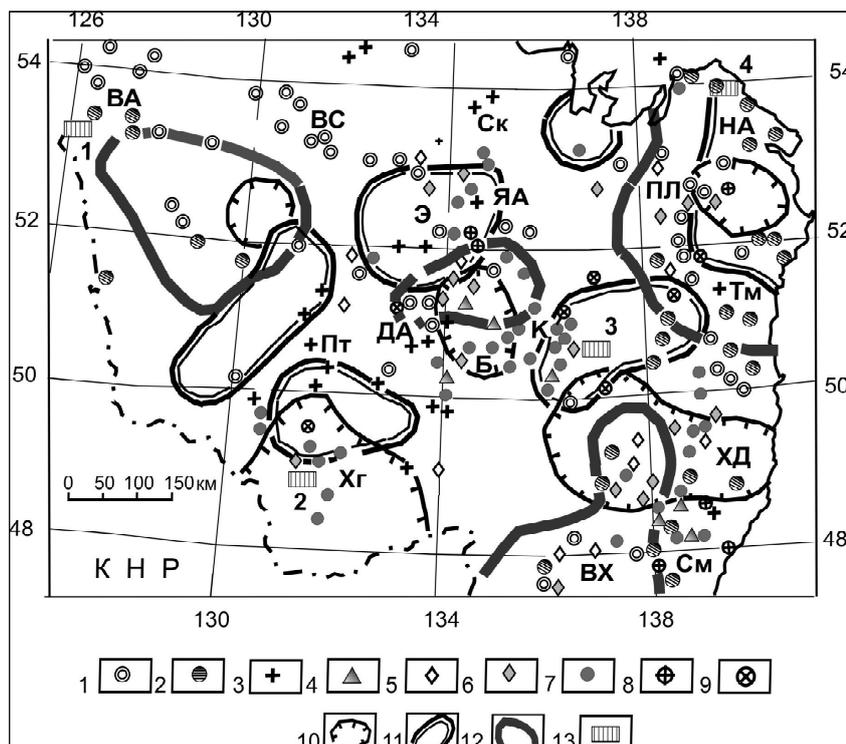
Одним из таких примеров является анализ совмещения полей  $m_z$ -параметра и сейсмичности в Олекмо-Становой сейсмической зоне (рис. 6 а, г). Здесь концентрически зональное распределение землетрясений (рис. 6 г) укладывается в кольцевой максимум градиентов плотности (рис. 4 а), в пределах которого в последние 45 лет происходили землетрясения с магнитудой более 5,5, в

том числе сильнейшие – Южно-Якутское (1989,  $M = 6,6$ ) и Тас-Юряхское (1967,  $M = 7$ ) землетрясения. По полученным данным [16, 17], к районам повышенной сейсмической опасности в этой зоне относятся: участок Транссибирской железнодорожной магистрали от ст. Талдан до ст. Уруша и верховье р. Зеи, где расположена Зейская ГЭС. Однако расчетная сейсмостойкость последнего сооружения (до 9 баллов по шкале Рихтера) позволяет надеяться, что предстоящие здесь землетрясения не вызовут катастрофических разрушений.

#### Металлогеническая интерпретация реологических моделей и региональный прогноз рудоперспективных площадей

Сопоставление распределений  $m_z$ -параметра в разных срезах земной коры и верхней мантии с размещением приповерхностных рудных месторождений [12] открывает возможность для выявления структурных и магматических факторов локализации рудных месторождений, оценок вероятной вертикальной протяженности рудно-магматических систем и районирования территорий по перспективам поисков новых месторождений рудного сырья разной специализации. На территории Среднего Приамурья (рис. 8) обнаружена дискретная связь районов концентрированной оловорудной минерализации с плотностными неоднородностями на глубинах 5–15 км, олово-вольфрамовой, молибденовой и полиметаллической – на глубинах 30–60 км, а золоторудной – до глубины 100 км. На основании установленных связей составлена схема металлогенического районирования этой территории (рис. 8), которая может найти применение для ориентировки поисковых работ.

В свете реологических гравитационных моделей становится ясно, почему на территории Комсомольского оловорудного района в качестве сопутствующих рудных элементов широко распространена вольфрамовая, вис-



**Рис. 8. Прогнозирование рудоносных площадей в Среднем Приамурье по аномалиям  $m_z$ -параметра:**  
 1–9 – месторождения и крупные рудопроявления [12]: золота (1), золото-серебряные (2), молибдена (3), меди (4), вольфрама (5), олова с вольфрамом (6), 7 – олова, 8 – полиметаллов, 9 – сурьмы; 10–12 – районы, перспективные для поисков: олова (10), вольфрама и полиметаллов (11), золота (12); 13 – горно-добывающие предприятия. Обозначения рудных районов: ВА – Верхне-Амурский, ВС – Верхне-Селемджинский, Ск – Селитканский, НА – Нижне-Амурский, ПЛ – Пильда-Лимурийский, ЯА – Ям-Алинский, Э – Эзопский, ДА – Дусе-Алинский, Б – Баджалский, Пт – Притуранский, Хг – Хинганский, К – Комсомольский, Тм – Тумнинский, ХД – Хуту-Джаурский, ВХ – Верхне-Хорский, См – Самаргинский. Обозначения добывающих предприятий: 1 – Покровское, 2 – Хинганское, 3 – Комсомольское, 4 – Многовершинное

мутовая, медная и полиметаллическая минерализация, возможный промышленный ареал которой смещен к северо-востоку от этого района (рис. 8). Северный фланг Хинганского оловорудного района может оказаться перспективным в отношении вольфрамовой, молибденовой и золоторудной минерализации, единичные признаки которой установлены здесь геологическими наблюдениями. Месторождения Баджалского, Дусе-Алинского и Эзопского рудных районов, будучи приурочены к центральной зоне Мая-Селемджинского плюма (рис. 7 в), характеризуются наиболее широким спектром разновозрастной рудной минерализации (Sn, W, Mo, Cu, Pb-Zn, Au), обусловленной длительным поступлением магм и рудогенных флюидов из мантии и смешивании их с коровыми магматическими очагами. Верхне-Хорский преимущественно вольфрамово-оловорудный район имеет перспективы в отношении золоторудной минерализации.

Ярким примером полиформационных рудно-магматических систем является Нижне-Амурский рудный ареал, включающий Пильда-Лимурийский и Тумнинский районы (рис. 8). Этот ареал характеризуется признаками очаговой тектоно-магматической структуры, на периферии которой концентрируются золоторудные, золотосеребряные и вольфрамовые месторождения, в промежуточной зоне – олово-вольфрамовые и полиметаллические, а в центральной – преимущественно золотосеребряные. Центральная зона этой структуры, которую еще предстоит исследовать более детально, может быть перспективна на олово.

Рудная минерализация Верхнего Приамурья в значительной степени определяется строением и эволюцией Алдано-Зейского плюма (рис. 6). Здесь выявлен направленный пространственный ряд рудно-магматических систем с разной специализацией, различающихся вертикальной протяженностью. Наиболее глубоким источником позднемезозойской рудной минерализации (преимущественно золотой, медной и молибденовой) является астеносферная линза на глубине порядка 70 км, до сих пор находящаяся в полурасплавленном состоянии. Второй слой вязких рудогенерирующих сред располагается здесь в верхней мантии на глубине порядка 50 км. Ориентируясь на пространственные связи месторождений с плотностными неоднородностями, можно предположить, что на этом уровне первично концентрировались, а затем многократно перераспределялись рудные концентрации Au, Mo, Pb, Zn и Cu. Третий уровень на глубинах 20–35 км характеризуется наиболее сложным строением и разнообразной рудной минерализацией. Основание этого уровня (слоя) на глубине 35 км частично расплавлено, или тектонически нарушено (раздроблено, или расслоено), а выше по разрезу на глубине порядка 20 км концентрируются застывшие коровые магматические очаги, гидротермальные производные которых являлись в позднем мезозое источниками известных на поверхности месторождений. Четвертый, близповерхностный, уровень на глубине 10 км является вероятным источником месторождений Sn, Sn-Au, Sn-Pb-Zn, Au-Ag, Au-Sb, Au-Pb-Zn и W-Mo. Месторождения этого уровня генетически связаны с вулканическими или вулкано-

плутоническими комплексами.

Установленные закономерности хорошо объясняются концепцией вертикальной зональности астеносферных флюидных систем [1, 10], в соответствии с которой отделяющиеся от головы плюма магмы и флюиды явились источниками профилирующей рудной минерализации Верхнего Приамурья (Au, Mo), а образование комплексных месторождений золота с молибденом, полиметаллами, сурьмой и серебром связано с обогащением мантийных флюидов на путях миграции их к поверхности.

Пространственное размещение рудных месторождений в контурах плюма укладывается в направленный (от центра к флангам) ряд: Au, Mo → Au, Ag, Pb, Zn → Au, Pb, Zn → Au, W → Au, Sb → W, Sn → Sn, обнаруживающий сходство с металлогенической зональностью других северо-азиатских корово-мантийных структур центрального типа [2]. По полученным данным, золото является «сквозным» элементом в вертикальных и латеральных рядах рудных формаций Верхнего Приамурья, и поэтому месторождения этого металла встречаются во всех зонах Алдано-Зейского плюма. Заметим, однако, что по направлению от центра к флангам плюма экстенсивность золотого оруденения ослабевает, а число рудопроявлений и месторождений полиметаллов, вольфрама, олова и сурьмы возрастает.

### Выводы

Перечисленные примеры доказывают эффективность и положительные перспективы реологического подхода к интерпретации формализованных гравитационных моделей, основывающегося на математически однозначных расчетных процедурах, не обремененных предварительной геолого-геофизической информацией. Эта информация в отличие от традиционного подхода к интерпретации гравитационных аномалий (подбор плотности под внешние данные) привлекается в полном объеме не в начале, а после реализации расчетных процедур. При этом руководящим принципом тектонической интерпретации реологических гравитационных моделей является изучение структурных форм и взаимного расположения жестких тектонических блоков и пластин, разделяемых средами пониженной вязкости. Формализованные распределения  $m_z$ -параметра – индикатора реологических состояний геологических сред – легко проверяются решениями прямых задач (рис. 3–6), подтверждающих прямую связь относительной вязкости с вариациями плотности сред в пределах изучаемых объемов (или слоев) земной коры и верхней мантии.

Рассмотренные формализованные гравитационные модели способны раскрывать ключевые моменты геологической истории структур земной коры и верхней мантии: особенности взаимодействия литосферных плит, механизмы формирования аккреционных призм, тектонических покровов, рифтов и концентрически-зональных структур центрального типа. Моделирование пространственных параметров жестких сред, являющихся потенциальным источником накопления сейсмической энергии, является инструментом долгосрочного прогнозирования сейсмической опасности.

Рассмотренные выше модели открывают принципиально новые возможности для металлогенической интерпретации гравитационных аномалий, основывающейся на 3D-отображениях геологических сред разной вязкости. При этом с жесткими средами в земной коре связываются первичные источники (литогенные и метаморфогенные) повышенных содержаний рудных элементов, а с вязкими средами – расплавленные и полужастывшие магматические очаги в нижнем слое земной коры и в верхней мантии, являющиеся источниками высокотемпературных рудогенных флюидов, проникающих по разломам к поверхности Земли.

**Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 10-05-98000-р\_Сибирь\_a и ДВО РАН 09-III-08-437.**

ЛИТЕРАТУРА:

1. Антонов Ю.А. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диаспиризм. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2008. 248 с.
2. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох Ф.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
3. Вашилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Максимов А.Е., Любомудров В.В., Лучинина А.В., Постникова В.В. Полиастеносфера Северо-Востока России – методы изучения, структура, кинематика, динамика // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 135–142.
4. Вашилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 5–19.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
6. Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 5. С. 629–636.
7. Глаголев В.Н., Петрищевский А.М. Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизических данных (Юго-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 3. С. 78–85.
8. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2007. 222 с.
9. Крылов С.В. Сейсмические исследования литосферы Сибири. Избр. тр. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2006. 345 с.
10. Летников Ф.А. Сверхглубинные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
11. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2009. 164 с.
12. Минерагеническая карта Российской Федерации и сопредельных государств (в границах бывшего СССР) м-ба 1:2 500 000 / ред. Д.В. Рундквист. М.: ФГУ НПП «Аэрогеология», 2001.
13. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
14. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
15. Петрищевский А.М. Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 24, № 3. С. 53–61.
16. Петрищевский А.М. Плотностная неоднородность литосферы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 5. С. 566–583.
17. Петрищевский А.М. Глубинные источники сейсмических катастроф в Дальневосточном регионе // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 63–70.
18. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе корамантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
19. Петрищевский А.М. Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // Доклады РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 248–255.
20. Петрищевский А.М., Ханчук А.И. Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // Доклады РАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 116–119.
21. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья. Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона / под ред. В.В. Онихимовского. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 43–53.
22. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.
23. Соколов А.Д. Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
24. Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементенко А.И., Пересторонин А.Е. Приамурская золотоносная провинция. Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2008. 232 с.
25. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / под ред. А.Г. Родникова. М.: РАН, Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.
26. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Земная кора и ее изостатическое состояние в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных территориях по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 304–316.
27. Тараканов Р.З. Оценка максимальных возможных магнитуд землетрясений для Курило-Камчатского региона. Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе / под ред. А.И. Ивашенко.

- Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. Т. 1. С. 28–47.
28. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / под ред. Л.М. Парфенова, М.И.Кузьмина. М.: Наука, Интерпериодика, 2001. 571 с.
29. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
30. Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Доклады РАН, 2007. Т. 412, № 5. С. 689–693.
31. Petit C., Burov E., and Tiberi C. Strength of the lithosphere and strain localization of the Baikal rift. *Earth and Planetary Sci. Letters*. 2008. Vol. 269. Pp. 523–529.
32. Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E. Kh. et al. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics*, 2002. Vol. 359 (3–4). Pp. 307–327.
33. Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskzya T.V., and Treussov A.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure. *Tectonophysics*. 2003. Vol. 371 (1–4). Pp. 153–173.

*Results of gravity modelling of rheological inhomogeneities of tectonic media (a comparative estimation) onto the crust and upper mantle of the Russian Far East are generalised. The tectonosphere of this region up to depth of 150 km from the Earth's surface includes two rigid layers (the crystal crust and lower lithosphere) and three layers of the lowered viscosity (volcanic-sedimentary, viscous subcrustal and astenospheric). Spatial interrelations of rigid tectonic plates and viscous layers dividing them are using at the deep structural mapping and paleodynamic researches of lithospheric plates, fold-thrusted systems, volcanic belts, rifts and structures of the central type of the plume nature. Real applications of the rheological gravity models are illustrated at long-term forecasts of seismic danger and the study of the space arrangement laws of ore deposits.*

**Key words:** gravity models, rheology, tectonics, geodynamics, metallogeny.