

УДК 550.3 + 551.24 (571.6+94)

## НЕТРАДИЦИОННЫЕ СПОСОБЫ ОЦЕНКИ РЕОЛОГИЧЕСКИХ СОСТОЯНИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СРЕД В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

©2017 А.М. Петрищевский<sup>1,2</sup>, М.А. Васильева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Учреждение РАН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,  
Биробиджан, 679016

<sup>2</sup>Томский национальный исследовательский политехнический университет, Томск, 634050;  
e-mail: petris2010@mail.ru

По пяти геофизическим признакам анализируются результаты диагностики и пространственного описания реологических неоднородностей в земной коре и верхней мантии, Приамурья, Охотоморского региона, Северо-Восточного Китая и Австралии. Доказываются устойчивые связи плотностной контрастности сред и магнитуд землетрясений с распределениями скорости сейсмических волн, удельных электрических сопротивлений и температуры. По распределениям этих параметров в разных районах Западно-Тихоокеанской континентальной окраины одинаково диагностируются мощные зоны пониженной вязкости на границах жестких коровых и литосферных сегментов и в центрах тектономагматических структур плюмовой природы. Вертикальные разрезы тектоносферы Северо-Восточной Азии и Австралии характеризуется одинаковой реологической расслоенностью на три вязких (вулканогенно-осадочный, подкоровый, астеносферный) и три жестких (консолидированная метаморфическая кора, нижняя литосфера и подастеносферная верхняя мантия) слоя.

*Ключевые слова:* гравитационные модели, магнитуды землетрясений, реология, Северо-Восточная Азия, Австралия.

### ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Реологические свойства геологических сред характеризуются степенью их вязкости, которая связана с механическими свойствами трех главных состояний сред: твердостью-упругостью, пластичностью и текучестью. В недрах Земли, в условиях высоких температур и давлений, существует множество промежуточных вариантов реологических состояний. Даже приблизительные, или сравнительные, оценки степени вязкости геологических сред имеют важное значение для выяснения структурных взаимоотношений и механизмов перемещения геологических тел (плит, пластин, слоев), выяснения тектонических причин землетрясений и определения глубинных источников приповерхностной рудной минерализации. Реологические свойства геологических сред отражаются в их физических параметрах, в том числе — плотности, скорости сейсмических волн, электрическом сопротивлении и температуре. В земной коре реологические

свойства сред зависят от их литологических, тектонических (динамо-метаморфических) характеристик и степени гидротермальной проработки сред.

В первом случае эти свойства определяются степенью диагенеза, а во втором — степенью тектонической нарушенности среды, обусловленной дроблением, трещиноватостью и меланжированием пород на границах более вязких (жестких) сред при относительном перемещении последних. В третьем случае реологические свойства сред определяются степенью их флюидонасыщенности (Ваньян, 2002; Павленкова, 2006; Эпов и др., 2012) и величиной флюидного давления (Николаевский, 1966), что подтверждается результатами экспериментальных исследований на образцах горных пород (Лебедев, 2006). Ширина и вертикальная мощность холодных реологически ослабленных зон в земной коре бывает достаточной для их обнаружения в поле сейсмических волн (Павленкова, 1995; Lin, Wang, 2005; Zorin et al., 2002) и электрических

сопротивлений (Каплун, 2006; Эпов и др., 2012; Brown, 1994; Constable, 1985). Иногда внутрикоровые зоны пониженной вязкости сопровождаются повышенным и высоким тепловым потоком (Constable, 1984; Wei et al., 2010), что предполагает насыщение зон тектонического дробления магмами или горячими флюидами. Такие зоны нередко являются рудоконтролирующими (Петришевский, Юшманов, 2014; Heinson et al., 2006).

В верхней мантии хорошо выражены два слоя пониженной вязкости. Существование вязкого слоя в основании земной коры является глобальной закономерностью строения тектоносферы Земли, одинаково проявляющейся в разных регионах Земли (Белявский и др., 2007; Павленкова, 1995, 2006; Петришевский, 2008; Wang et al., 1997; Constable et al., 1984; Clitheroe et al., 2000). Второй слой соответствует астеносфере. Оба слоя регистрируются по уменьшению скорости, затуханию и поглощению сейсмических волн, резкому понижению электрических сопротивлений. Определяющим признаком астеносферы является температура, рассчитываемая по измерениям теплового потока. С верхней границей астеносферы отождествляется изотерма 1200°C, или 1300°C, соответствующая температуре солидуса — началу плавления пород нижнего слоя литосферы.

В настоящей статье рассматриваются результаты диагностики и пространственной локали-

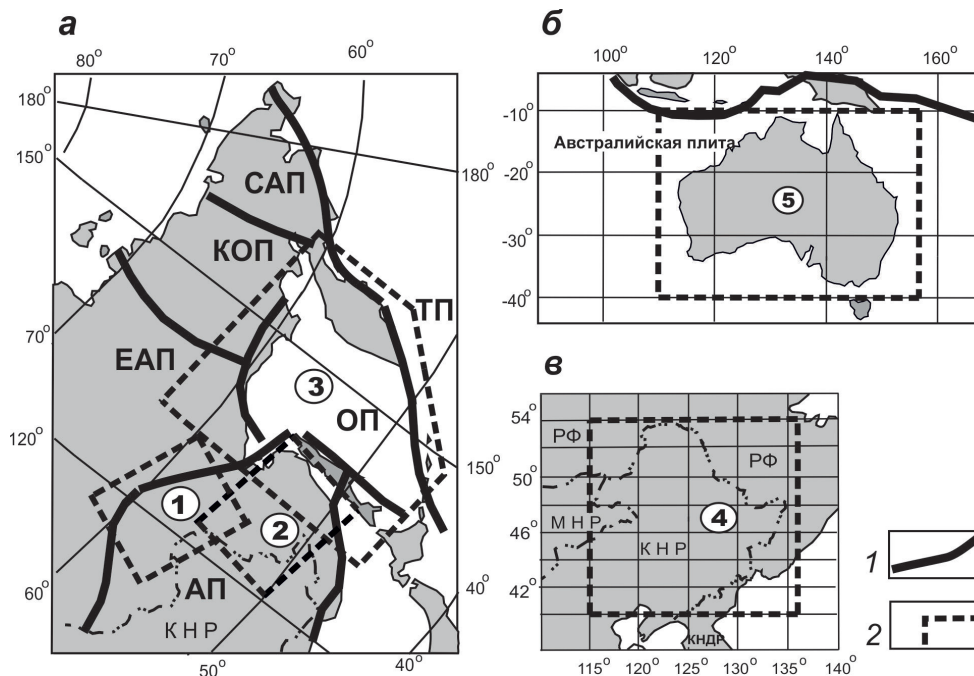
зации реологических неоднородностей в земной коре и верхней мантии, отражаемых в распределениях плотностной контрастности сред и магнитуд землетрясений в Приамурье, Охотоморском регионе, Северо-Восточном Китае и Австралии, располагающихся в переходных зонах «континент-океан» на западе Тихого океана (рис. 1). Они сопоставляются с результатами традиционных (сейсмического, геоэлектрического и теплофизического) методов изучения реологических состояний тектоносферы.

### МЕТОДИКА НЕТРАДИЦИОННЫХ СПОСОБОВ ОЦЕНКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОСТОЯНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД

**Гравитационный метод** сравнительной (качественной) диагностики реологических состояний геологических сред основывается на вычислении плотностной контрастности сред на отрезках между центрами плотностных неоднородностей компактного класса и поверхностями эквивалентных сфер (Петришевский, 2013а). Носителем информации о плотностной контрастности является параметр:

$$\mu_z = \frac{VzmZ_0}{4\pi K(Z_0 - Hc)^2}, \quad (1)$$

где:  $Z_0$  — кажущаяся глубина залегания центра масс, определяемая в случайном пересечении поля источника,  $Vzm$  — амплитуда локального



**Рис. 1.** Обзорная схема районов исследования в Северо-Восточной Азии (а), Австралии (б) и Северо-Восточном Китае (в): 1 — границы литосферных плит (Геодинамика ..., 2006; Тектоника ..., 2001; Ханчук, Петришевский, 2007); 2 — границы районов исследования. Литосферные плиты: САП — Северо-Американская, КОП — Колымо-Омолонская, ЕАП — Евразийская, АП — Амурская, ОП — Охотоморская, ТП — Тихоокеанская. Районы исследования (цифры в кружках): 1 — Верхне-Амурский, 2 — Средне-Амурский, 3 — Охотоморский, 4 — Северо-Восточно-Китайский, 5 — Австралийский.

симметричного гравитационного возмущения,  $Hc$  — глубина залегания поверхности, на которую выметаются, по Пункаре (Сретенский, 1946; Evans, 1933), аномальные массы источников гравитационных аномалий,  $K$  — гравитационная постоянная. Вычисление этого параметра является математически однозначной операцией, поскольку:

— глубина залегания центра масс ( $Z_0$ ) тела с изометричным сечением однозначно определяется по симметричной гравитационной аномалии множеством способов без априорной информации (Петрищевский, 1981);

— избыточная масса ( $M$ ) изометричного тела, при вычисленной глубине залегания центра масс ( $Z_0$ ), однозначно вычисляется по формуле:

$$M = \frac{VzmZ_0^2}{K}$$

— если площадь сферы  $S = 4\pi r^2$  и  $Hc = Z_0 - r$ , где  $r$  — радиус сферы, то поверхностная плотность эквивалентной сферы определится выражением:

$$\mu = \frac{M}{S} = \frac{VzmZ_0^2}{4\pi K(Z_0 - Hc)^2}$$

$\mu_z$ -параметр (1), таким образом, представляет собой нормализованную по глубине  $Z_0$  поверхностную плотность эквивалентной сферы ( $\mu/z_0$ ), которая является показателем степени плотностной контрастности среды на отрезке между центром масс и поверхностью  $Hc$ .

Расчеты выполнены по графикам аномалий Буге на параллельных профилях, на которых по единому алгоритму интерпретированы все видимые квази-симметричные гравитационные возмущения. Аномалии низкого порядка выделялись после осреднения наблюдаемых аномалий. Результаты интерпретации накапливались в массиве  $Z_0, Vzm(x, y)$ , где:  $x, y$  — горизонтальные координаты центров масс.

На втором этапе интерпретационного процесса исследуемое 3D-геологическое пространство до глубины 150–200 км разбивалось на условные слои. Толщина слоев варьировала исходя из поставленных задач и особенностей исследуемой среды. При детальном исследовании в масштабе  $M 1:200\ 000$  земная кора разбивалась на 14 слоев до глубины 50 км (Петрищевский, 2011), а при региональных исследованиях в масштабе  $M 1:2\ 500\ 000$  — на 25 слоев до глубины 200 км (Петрищевский, 2016а, 2016б). Аномальные массы плотностных неоднородностей каждого слоя выметались на поверхности  $Hc$ , отстоящие выше на 1–2 км от поверхностей слоев, чтобы знаменатель в формуле (1) не обращался в ноль. Пиковые значения  $\mu_z$ -параметра принудительно сглаживались. В результате вычислений форми-

ровались массивы  $\mu_z(x, y, Hc)$ , которые являлись цифровой основой построения карт-срезов и разрезов объемных  $\mu_z$ -моделей. Рассматриваемые в статье  $\mu_z$ -модели представляют собой статистические отображения плотностной неоднородности (контрастности) геологического пространства, поскольку каждое элементарное вычисление является случайным, а геологическая природа соответствующего единичного гравитационного возмущения не рассматривается.

Опыт проведенных исследований (Петрищевский, 2008, 2011, 2013а, 2013б, 2016а, 2016б) доказывает, что высоким и повышенным значениям  $\mu_z$ -параметра соответствуют древние жесткие метаморфические блоки кратонов и террейнов кратонного типа, а низким и пониженным значениям — зоны дробления и трещиноватости, аккреционные призмы и турбидитовые террейны, а также зоны флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальных частях структур центрального типа разного ранга (Петрищевский, 2011, 2013а; Петрищевский, Юшманов, 2014). В верхней мантии высоким значениям  $\mu_z$ -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в астеносфере (Петрищевский, 2013а, 2013б, 2016а).

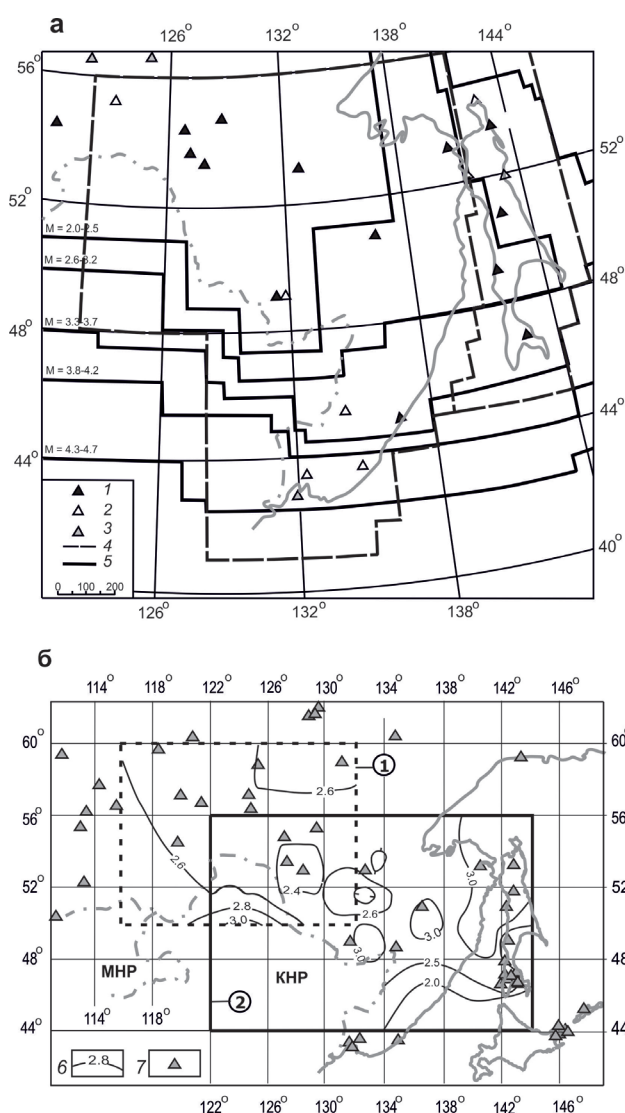
**Сейсмологический метод** сравнительной диагностики реологических состояний геологических сред основывается на анализе пространственных распределений магнитуд ( $M$ ) землетрясений. Его реализация на Востоке России стала возможной после 2000 г., когда точность определения глубин гипоцентров здесь была резко повышена, сеть сейсмических станций стала плотнее, а результаты региональных сейсмических служб стали обобщаться в ежегодных каталогах Геофизической службы РАН (ГС РАН, г. Обнинск). Средняя точность определения глубин гипоцентров землетрясений в верхнекоровом слое (0–20 км), по данным ежегодных сводных каталогов ГС РАН (Землетрясения ..., 2003–2014), составляет  $\pm 3.5$  км, в нижнекоровом слое  $\pm 4.1$  км, а в верхней мантии (100–300 км)  $\pm 15$  км. Эти оценки получены в результате анализа 4430 землетрясений в Приамурье и 6100 — в Охотоморском регионе. Приводимым оценкам точности удовлетворяет 85–90% точек в каталогах ГС РАН по Приамурью и 95% — по Охотоморскому региону. Землетрясения, для которых точность определения гипоцентров превышает 50% их глубины, из расчетов были исключены. Приводимые оценки дают основание осуществлять построение 3D-моделей распределения средних (в скользящем окне  $100 \times 100$  км) магнитуд, начиная с глубины 5–6 км.

Второй задачей, необходимой при анализе пространственных распределений магнитуд

землетрясений, в земной коре и верхней мантии, была оценка представительности магнитуд. Авторы настоящей статьи оценили представительность магнитуд землетрясений в исследуемых районах по двум критериям.

На схеме распределений представительных магнитуд в Приамурье, опубликованной в статье Б.В. Левина с соавторами (Левин и др., 2008) представительными являются магнитуды более 2.5–3.0 (рис. 2а). Как будет показано далее, на приводимых в статье схемах более 90% магнитуд превышают пороговое значение  $M = 3.5$ .

Для сравнения, мы выполнили оценку представительности сейсмических каталогов



**Рис. 2.** Представительность магнитуд землетрясений в Приамурье и Приморье по данным (Левин и др., 2008) (а) и авторов (б): 1–3 — сейсмические станции; 1 — действующие, 2 — закрытые, 3 — данные отсутствуют; 4 — границы регионов; 5 — границы представительности землетрясений соответствующих магнитуд; 6 — изолинии представительных магнитуд; 7 — сейсмические станции (Землетрясения ... 2016). Обозначения районов (цифры в кружках) представлены на рис. 1.

по программе MagUnif.ver2, составленной И.Б. Смирновым (Смирнов, 2009). На территории Приамурья полученные оценки (рис. 2б) принципиально согласуются с данными Б.В. Левина с соавторами (рис. 2а). Вследствие увеличения количества сейсмических станций в последние годы, наши оценки характеризуются большей детальностью.

Таким образом, представительность магнитуд и точность определения глубин гипоцентров в использованных сейсмических каталогах, мы полагаем, является достаточной для изучения связи сейсмичности с глубинным строением южных районов Дальнего Востока России.

По каталогам землетрясений были сформированы массивы  $M(x,y,z)$ , которые были переведены в условные прямоугольные координаты (для каждого региона свои), а затем обработаны по такой же схеме, как и массивы  $\mu_z(x, y, H_c)$ . Земная кора и верхняя мантия разбивалась на слои так, чтобы в каждом слое количество и равномерность пространственного распределения землетрясений позволяли строить схемы-срезы и разрезы  $M(x,y,z)$ -модели. Глубина каждого горизонтального среза модели отнесена к средней глубине соответствующего слоя. При построении разрезов использовались средние (в пределах окна (100×100 км) магнитуды, вычисляемые в каждом из горизонтальных срезов.

Теоретическими предпосылками этого метода являются следующие положения:

1. Интенсивность, в том числе — магнитуда сейсмических событий, в первую очередь зависит от структурной неоднородности среды, в которой протекают сейсмические процессы (Ребецкий, 2007а). При этом уровень структурной неоднородности среды, связанный с ее реологическими свойствами, прямо влияет на неоднородность напряженного состояния (Ребецкий, 2007б; Ребецкий, Маринин, 2004). И если считать поле регионального напряжения стационарным, то магнитуды землетрясений будут преимущественно зависеть от свойств геологических сред, в том числе — от степени их вязкости.

2. Более вязкие (жесткие) среды способны длительное время накапливать тектонические напряжения и, при достижении предела прочности, мгновенно их разряжать, возбуждая сейсмические волны (Кузнецов, 2011). Менее вязкие (пластичные и текучие) среды в большей степени реагируют на тектонические напряжения изменениями объема, либо могут плавно перемещаться под их влиянием, поэтому магнитуды землетрясений в таких средах понижены.

Понятно, что этот метод может быть реализован только в сейсмически активных районах и наилучшие результаты его применения

получены, по нашему мнению, в Байкало-Охотском сейсмическом поясе (Петрищевский, Васильева, 2015).

Ранее исследователи (Левин и др., 2010; Николаевский, 1982; Шерман, 2016) неоднократно обращали внимание на связь сейсмических событий со степенью вязкости (прочностью) геологических сред, однако впервые мы оцениваем эту связь с помощью 3D-распределений магнитуд землетрясений. Эти распределения мы сопоставляем там, где это возможно, с распределениями плотностной контрастности, скорости сейсмических волн, удельных электрических сопротивлений и температуры.

Настоящая статья содержит новые результаты исследований, дополняющие полученные ранее данные (Петрищевский, 2008, 2011, 2013а, 2013б, 2016б; Петрищевский, Васильева, 2015), которые в совокупности дают развернутое представление о возможности использования нетрадиционных способов диагностики и пространственной параметризации реологических неоднородностей при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии континентов.

#### ПРИМЕРЫ ДИАГНОСТИКИ И ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ РЕОЛОГИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

На территории Северо-Восточной Азии (рис. 1а) гравитационные реологические модели раскрывают особенности глубинного строения и сочленения Евразийской, Амурской и Тихоокеанской литосферных плит. На территории Приамурья и Охотоморского региона сопоставляются результаты гравитационного, сейсмологического и термометрического методов оценки реологических состояний земной коры и верхней мантии. На территории Австралии (рис. 1б), хорошо изученной сейсмическими и электромагнитными методами, представилось возможность сравнить распределения плотностной контрастности с распределениями скорости сейсмических волн и удельного электрического сопротивления в 3D-пространстве. На территории Северо-Восточного Китая сравниваются результаты реализации всех пяти методов диагностики реологических состояний геологических сред.

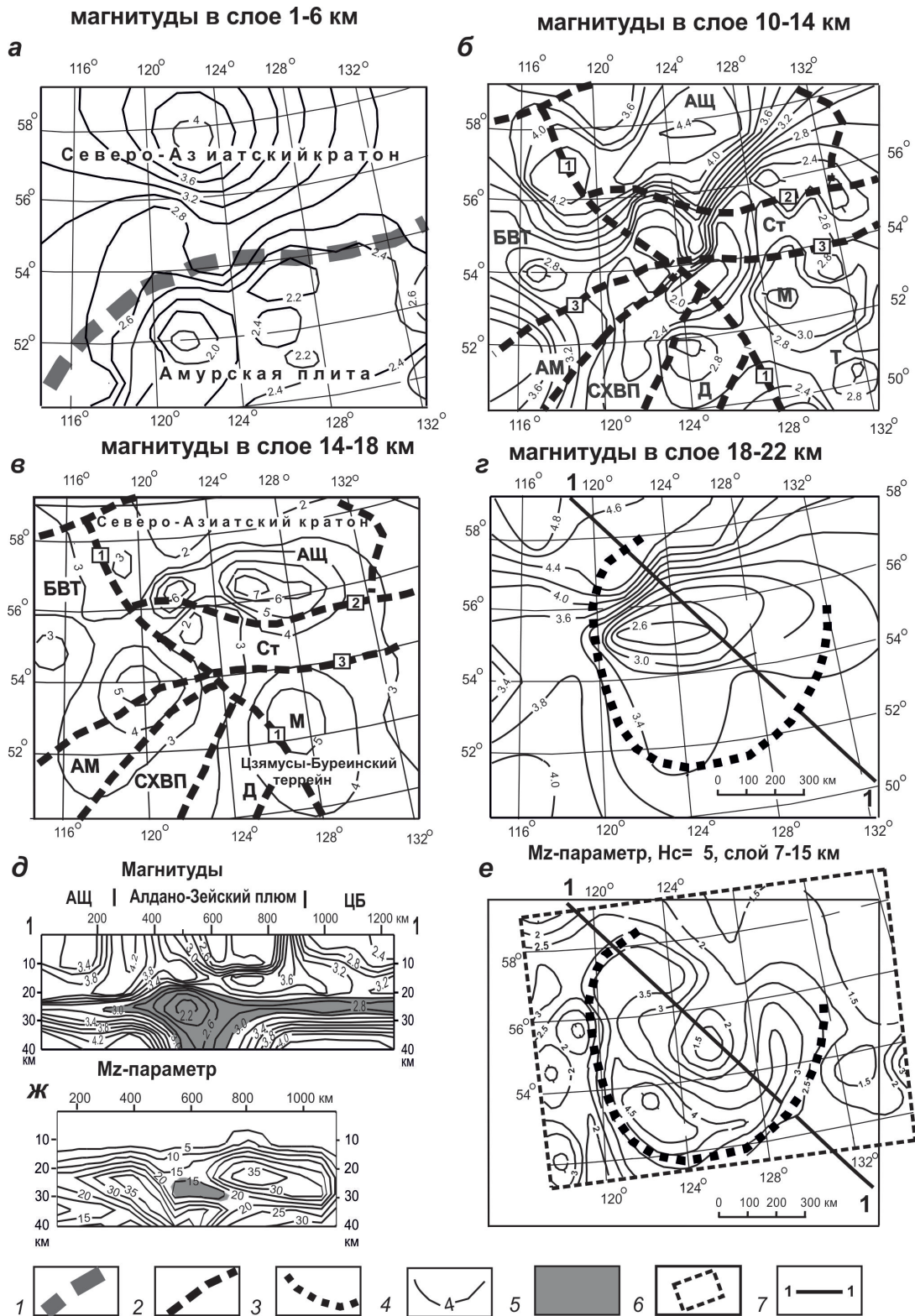
**Верхнее Приамурье.** Известных сейсмических (Диденко и др., 2010, 2013; Носырев, 2005) и магнитотеллурических (Каплун, 2006) профилей в этом районе не достаточно для получения объемного представления о реологических свойствах земной коры. Однако он характеризуется широким полем сейсмичности (Имаев и др., 2002), что позволило сравнить результаты гравитационного

и сейсмологического методов диагностики и параметризации реологических неоднородностей в 3D-геологическом пространстве (рис. 3), при поддержке сейсмических и геоэлектрических разрезов.

Магнитотеллурическим методом (Каплун, 2006) здесь отчетливо картируется высокоомная земная кора (500–3000 Ом·м), залегающая на низкоомном подкоровом слое верхней мантии (20–200 Ом·м). Подошва высокоомного слоя приблизительно совпадает с подошвой сейсмической земной коры. В районе, центр которого имеет координаты 54° с.ш., 126° в.д., в интервале глубин 35–110 км, выявлена изометричная область пониженного электрического сопротивления в коре и подкоровой мантии (Каплун, 2006), которая совпадает с реологическим разуплотнением центральной части Алдано-Зейского плюма (Петрищевский, Юшманов, 2014). На этом же участке в нижнем слое земной коры отмечено понижение скоростей поперечных сейсмических волн и повышение Vp/Vs-отношений (Носырев, 2005).

Распределения магнитуд землетрясений в Верхнем Приамурье отчетливо связаны с вещественными свойствами тектонических структур разного генезиса и ранга (рис. 3). В приповерхностном слое (рис. 3а) средними уровнями магнитуд различаются южный фланг Северо-Азиатского кратона (Алданский щит) и Амурская плита, а тектоническая граница между этими структурами совпадает с зоной наиболее резкого изменения значений магнитуд. Это объясняется тем, что на щите древние метаморфические комплексы занимают обширную территорию, а на северо-западном фланге Амурской плиты они перекрыты палеозойскими и мезозойскими комплексами чехла, среди которого древние комплексы обнажаются только в поднятиях фундамента (Мамыньском, Туранском, Дягдагачинском и Аргуно-Мамыньском (Диденко и др., 2010).

С увеличением глубины среза M(x,y,z)-модели до 10–14 км (рис. 3б) интенсивность землетрясений в пределах Алданского щита резко возрастает, а выступы фундамента в Амурской плите сопровождаются локальными максимумами магнитуд. Вместе с этим, в распределении максимумов магнитуд проявляется концентрическая зональность: они размещаются по периферии минимума магнитуд, расположенного в районе с координатами центра 124° в.д., 54° с.ш. Такая зональность характерна для структур центрального типа (Петрищевский, 2013а; Петрищевский, Юшманов, 2014). В следующем срезе, на глубине 14–18 км (рис. 3в) повышенные магнитуды сохраняют связь с кристаллическим фундаментом в пределах Алданского щита, Мамыньского и Аргуно-Мамыньского выступов, а разделяющие их зоны пониженных магнитуд —



**Рис. 3.** Распределения магнитуд землетрясений (а-г, д) и  $\mu_z$ -параметра (е, ж) в земной коре Верхнего Приамурья: 1–2 — границы литосферных плит (1) и тектонических структур (2); 3 — контур Алдано-Зейского плюма (Петрищевский, Юшманов, 2014); 4 — изолинии равных магнитуд (схемы «а-г», разрез «д») и значений  $\mu_z$ -параметра (схема «е» и разрез «ж»); 5 — зоны пониженной вязкости в разрезах: б — контур гравитационной модели на схеме «е»; 7 — расположение разреза на схемах. Структуры (Гусев, Хаин, 1995; Диденко и др., 2010): блоки с дорифейским основанием: АЩ — Алданский, Ст — Становой, БВТ — Байкало-Витимский, АМ — Аргуно-Мамынский, Д — Дягдагачинский, ЦБ — Цзямусы-Буреинский; локальные выступы дорифейского фундамента: М — Мамынский, Т — Туранский; СХВП — Северо-Хинганский вулканический пояс Глубинные разломы (цифры в квадратах): 1 — Желтулакский, 2 — Становой (Южно-Якутский), 3 — Северо-Тукурингринский.

с Северо-Хинганским вулканическим и Становым гранитоидным поясами. В интервале глубин 18–22 км (рис. 3з), соответствующем границе гранитно-метаморфического и нижнекорового мафического слоев, регистрируется обширный минимум магнитуд, центр которого совпадает с минимумом  $\mu_z$ -параметра (рис. 3е) в стволовой зоне Алдано-Зейского плюма (Петрищевский, Юшманов, 2014).

В разрезах объемных сейсмологической (рис. 3д) и гравитационной (рис. 3ж) моделей похожим образом диагностируется зона пониженной вязкости в центральной части Алдано-Зейского плюма. В гравитационной модели, кроме того, проявлены признаки надвигания северо-восточного фланга Амурской плиты на плюм (рис. 3ж), что согласуется с геологическими признаками надвигания Станового террейна на Алданский щит (Гусев, Хаин, 1995) и «монголо-охотских» палеозойских террейнов — на Становик (Сорокин, 2001). Судя по этим признакам, процесс надвигания был достаточно длительным и охватывал период с позднего протерозоя до мезозоя.

Таким образом, в Верхне-Амурском районе выявлена связь между четырьмя геофизическими параметрами (плотностная контрастность, магнитуды землетрясений, удельное электрическое сопротивление и скорость сейсмических волн), характеризующими относительную вязкость тектонических сред.

**Среднее Приамурье.** В этом районе сопоставляются 3D-распределения  $\mu_z$ -параметра с распределениями магнитуд землетрясений, дополненные элементами теплофизической модели (Тектоносфера ..., 1992) и сейсмического разреза по профилю глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) «Свободный-Комсомольск» (Потапьев, 1980). В переходном слое «кора-мантия», в интервале глубин 30–60 км, по распределениям  $\mu_z$ -параметра и магнитуд землетрясений картируется изометричная область пониженной вязкости в голове Мая-Селемджинского плюма (рис. 4а, 4б). Существование этой зоны подтверждают теплофизическая модель (рис. 4г) и зона пониженных скоростей сейсмических волн (рис. 4е). В первой модели изотерма 1000°C приближается до глубины 45–50 км, что предполагает (Тектоносфера ..., 1992) частичное плавление переходного слоя «кора-мантия», а пластовая скорость сейсмических волн в этой зоне понижается до 7.2 км с<sup>-1</sup> на фоне 8–8.2 с<sup>-1</sup> в нормальной мантии (Потапьев, 1980).

В распределении магнитуд землетрясений в верхнем слое земной коры (рис. 4д) ясно просматривается резкое различие морфологии изолиний средних магнитуд в западной и восточной половинах этого района. На западе изолинии

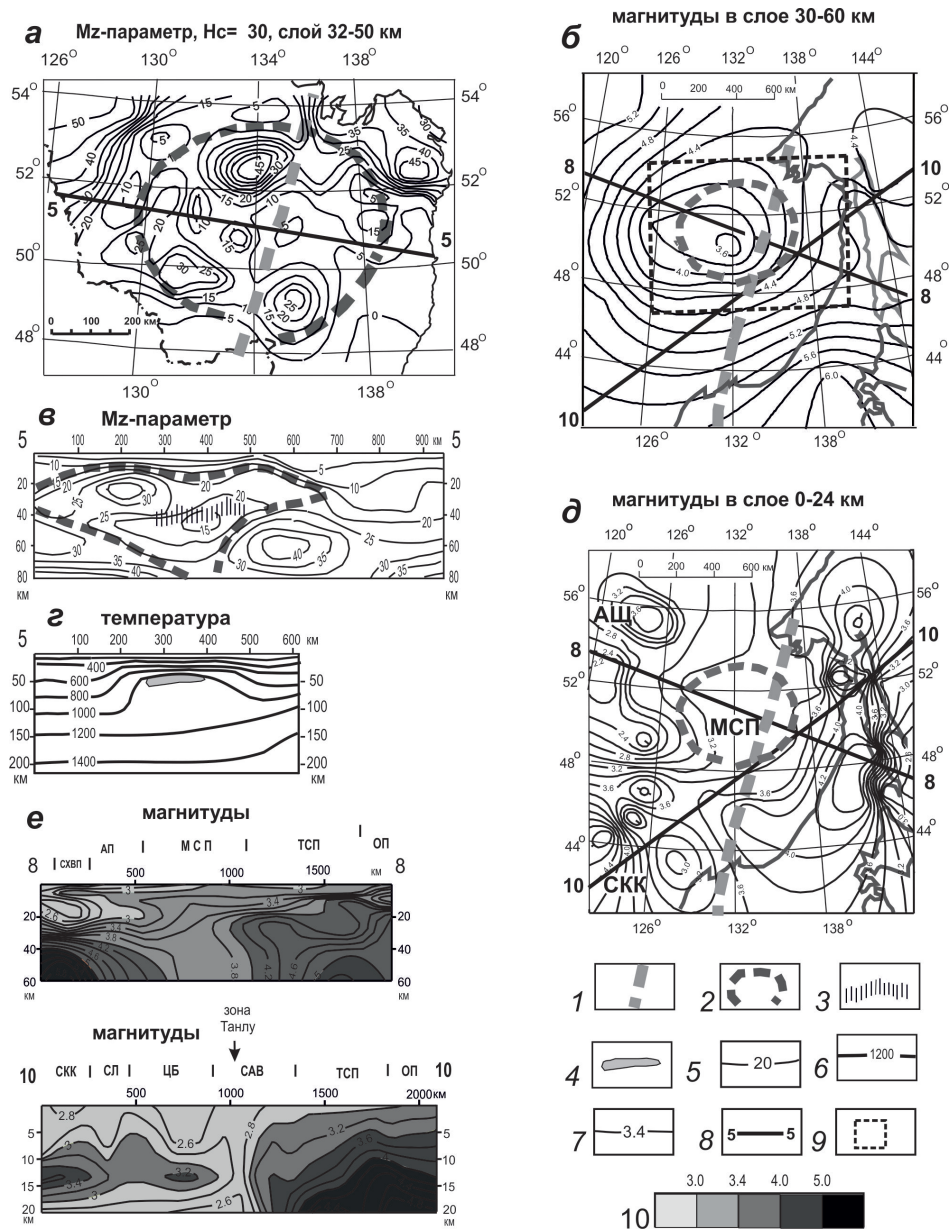
ориентированы в северо-западном направлении, а на востоке — в субмеридиональном. Границей областей с различным рисунком средних магнитуд землетрясений является сдвиго-раздвиговая зона Танлу (Геодинамика ..., 2006; Teng et al., 2016). Разные распределения магнитуд по обе стороны от зоны Танлу объясняются, по-видимому, различным типом глубинного строения земной коры. На западе распределения магнитуд повторяют деформации и дислокации Урало-Монгольского складчатого пояса, которые обусловлены конвергенцией Индийской (Индокитайской) и Амурской плит (Зоненшайн и др., 1990; Kusky et al., 2017), а на востоке — структуры Тихоокеанского складчатого пояса, образовавшиеся в результате конвергенции Тихоокеанской и Амурской плит (Парфенов и др., 2003; Kusky et al., 2017). Такое распределение магнитуд землетрясений согласуется также с распределением глобальных векторов мантийной конвекции и современными движениями литосферных плит (Niu, 2014).

В разрезах M(x,y,z)-модели зона Танлу выражена резким понижением магнитуд (рис. 4е, разрез 10–10), область которого расширяется в зоне Мая-Селемджинского плюма (рис. 4е, разрез 8–8). В тепловой (Горнов, 2010) и геоэлектрической (Диденко и др., 2010) моделях зона Танлу выражена поднятием астеносферы до глубины 75 км.

Распределение магнитуд землетрясений в вертикальных разрезах (рис. 4е) связано с тектоническими структурами более высокого порядка. В западной части разреза 8–8 минимум магнитуд совпадает с мезозойским Северо-Хинганским вулканическим поясом (Диденко и др., 2010), что предполагает существование в его основании вязких магм. В разрезе 10–10 максимум магнитуд коррелируется с жестким гранитно-метаморфическим слоем Северо-Китайского кратона, который продолжается на северо-восток вплоть до зоны Танлу. Совершенно другое распределение магнитуд и, соответственно — тип коры — наблюдается под Тихоокеанским складчатым поясом, в котором гранитно-метаморфический слой испытывает сильное давление со стороны Охотоморской плиты.

Таким образом, в Среднем Приамурье реологические характеристики земной коры и переходного слоя «кора-мантия» отображаются в гравитационной, сейсмической (ГСЗ), температурной и сейсмологической моделях и они согласуются с тектоническими структурами этого района.

**Северо-Восточный Китай.** Построение модели плотностной контрастности для территории Северо-Восточного Китая осуществлено с использованием мирового каталога гравиметрических данных (Land Gravity Data.bgi.omp.obs-mip.fr / модель: EGM08\_CBA\_global\_2190\_2.5m),



**Рис. 4.** Распределения  $\mu_z$ -параметра (а, в), магнитуд землетрясений (б, д, е) и температуры (г) в земной коре Среднего Приамурья: 1 — ось зоны растяжения-сдвига Танлу; 2 — контуры Мая-Селемджинского плюма (Петрищевский, 2013а); 3 — зона пониженных скоростей сейсмических волн (Потапьев, 1980); 4 — зона частичного плавления в подкоровом слое (Тектоносфера ..., 1992); 5–7 — изолинии  $\mu_z$ -параметра (5), температур (6) и магнитуд землетрясений (7); 8 — расположение разрезов на схемах; 9 — контур гравитационной модели; 10 — шкала средних магнитуд. Литосферные плиты: АП — Амурская, ОП — Охотоморская; впадины: СЛ — Суньяло, САВ — Средне-Амурская; ТСП — Тихоокеанский складчатый пояс, СКК — Северо-Китайский кратон, ЦБ — Цзямусы-Буреинский террейн, АЩ — Алданский щит; МСП — Мая-Селемджинский плюм.

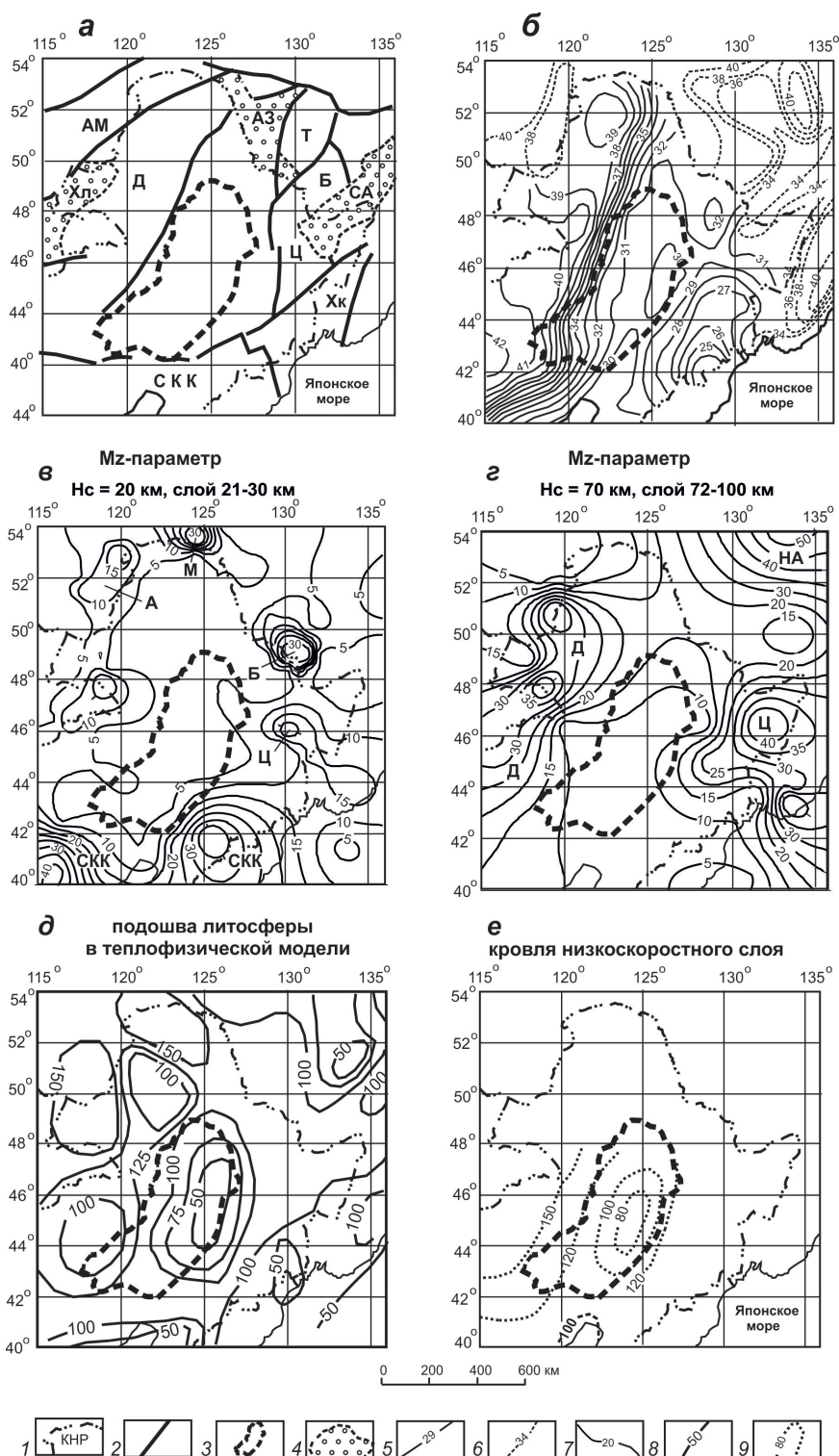
содержащего цифровой массив значений аномалий Буге по сети  $0.42' \times 0.42'$  или  $2.87 \times 2.87$  км на (рис. 5) на территорию Северо-Восточного Китая и прилегающих морей. Центральное место в этом регионе занимает рифтогенная впадина Суньяло в окружении блоков кратонного типа: Дягдагачинского на западе, Цзямусы-Буреинского на востоке и Северо-Китайского — на юге (рис. 5а). Впадина сопровождается сокращением мощности земной коры (рис. 5б) и мощности литосферы, подошва которой диагностируется

по распределениям температуры (рис. 5д) и скорости сейсмических волн (рис. 5е). Сокращение мощности литосферы под впадиной Суньяло регистрируется так же в геоэлектрических разрезах (Диденко и др., 2010).

3D-модель плотностной контрастности тектоносферы Северо-Восточного Китая согласуется с сейсмической, теплофизической и геоэлектрической моделями. В среднекоровом срезе (рис. 5в) впадина Суньяло располагается в области минимума  $\mu_z$ -параметра, предполагаю-



## НЕТРАДИЦИОННЫЕ СПОСОБЫ ОЦЕНКИ



**Рис. 5.** Тектоническая схема (Диденко и др., 2010; Zhang et al., 2007) (а); мощность земной коры (Диденко, 2010; Nao et al., 1998) (б); плотностная контрастность нижней коры (в) и верхней мантии (з); теплофизическая (Горнов, 2010) (д) и сейсмическая (Zhay et al., 2007) (е) модели подошвы литосферы в Северо-Восточном Китае: 1 — государственная граница КНР; 2 — крупнейшие разломы; 3 — впадина Суньяло; 4 — осадочные бассейны второго порядка: Хл — Хайларский, АЗ — Амуро-Зейский, СА — Средне-Амурский; 5–6 — изопахиты мощности земной коры для территорий КНР (Nao et al., 1998) и РФ (Диденко, 2010); 7 — изолинии плотностной контрастности (1 ед. = 10–2 кг/м<sup>2</sup>/км); 8 — изопахиты мощности литосферы в теплофизической модели на схеме «д», км (Горнов, 2010); 9 — глубина кровли низкоскоростного слоя, отождествляемого с астеносферой, км (Zhay et al., 2007). Выступы архейско-протерозойского фундамента: фундамента: СКК — Северо-Китайский, АМ — Аргуно-Мамынский, Д — Дягдагачинский, А — Аргунский, М — Мамынский, Т — Туранский, Б — Буреинский, Хк — Ханкайский, Ц — Цзямусинский. НА — Нижне-Амурский блок с фундаментом кратонного типа.

шего пониженную вязкость нижнекорового слоя. Максимум плотностной контрастности на юге рассматриваемого региона соответствует Северо-Китайскому кратону, разделяемому на два блока Бохайваньским осадочным бассейном (Teng et al., 2016). На севере и западе локальные максимумы плотностной контрастности ( $\mu_z$ -параметра) совпадают с выступами архейско-протерозойского фундамента: Амгуньским, Мамынским, Буреинским и Цзямусинским.

В срезе на глубине 70 км (рис. 5з) впадина Суньяля вписывается в региональный минимум плотностной контрастности, маркирующий зону раздвига литосферы, в которой астеносфера воздымается до глубины 75–80 км (рис. 5д, 5е). Эта зона разделяет литосферу Дягдагачинского блока (по другим классификациям — Аргуно-Хинганского (Zhang et al., 2007), или блока Большого Хингана (Deng et al., 2003)) и Цзямусы-Буреинского. На северо-восточном фланге региона максимум плотностной контрастности соответствует Нижне-Амурскому блоку, который характеризуется увеличенной мощностью земной коры (рис. 5б).

Таким образом, рассматриваемая реологическая гравитационная модель тектоносферы Северо-Восточного Китая (рис. 5в, з) подтвердила существующие данные (Lee, 1986; Teng et al., 2016; Wei et al., 2009) о рифтогенной природе впадины Суньяля и обнаружила пространственную связь минимума плотностной контрастности под этой впадиной с минимумами плотностной контрастности верхней мантии под Амуро-Зейской и Бохайваньской впадинами, расположенными, соответственно, северо-восточнее и юго-западнее впадины Суньяля. По полученным данным все три впадины приурочены к одной рифтовой системе — раздвигу в литосфере Амурской плиты. Поднятие астеносферы, отражаемое в распределении плотностной контрастности (рис. 5з), регистрируется всем комплексом геофизических данных в тепловых (рис. 5д), геоэлектрических (Диденко, 2010) и скоростных (рис. 5е) аномалиях. Понижение вязкости земной коры под северным флангом бассейна Суньяля отражается так же в распределениях магнитуд землетрясений (рис. 4д, е).

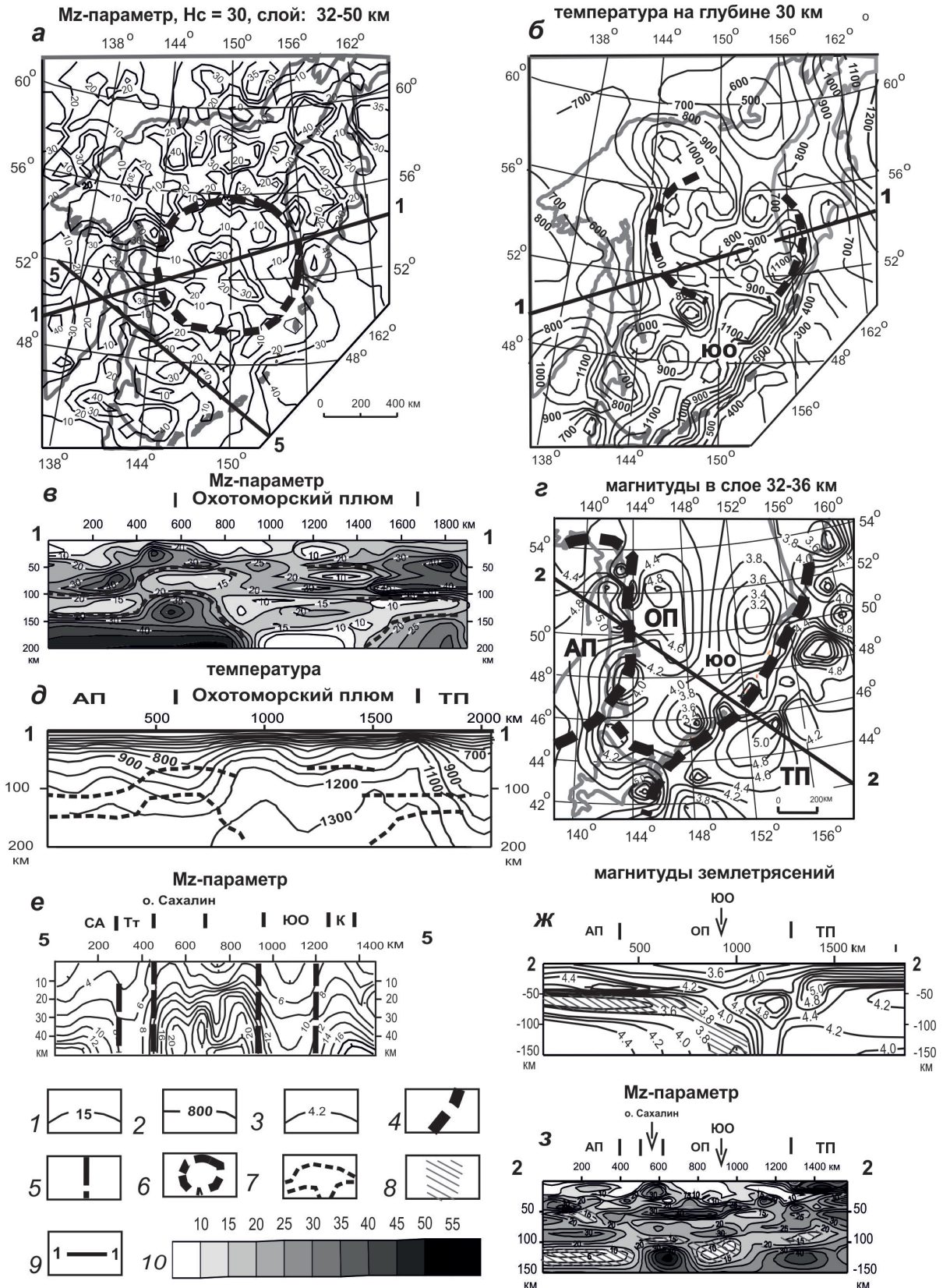
**Охотоморский регион.** В Охотоморском регионе представляется возможным сравнить 3D-модели распределений  $\mu_z$ -параметра (рис. 6а), температур (рис. 6б) и магнитуд землетрясений (рис. 6з) в переходном слое «кора-мантия». В распределениях первых двух параметров проявлены черты структур двух классов: Охотоморского плюма (Петрищевский, 2013а), выраженного зонально-концентрическими аномалиями обоих параметров, и Южно-Охотского рифта (Уткин, 2017), выраженного линейным максимумом

температур (рис. 6б) и цепочкой локальных минимумов  $\mu_z$ -параметра (рис. 6а), ориентированных параллельно Курильской островной дуге. В распределении магнитуд землетрясений на той же глубине (рис. 6з) рифт проявлен линейным минимумом магнитуд. Таким образом, реологическая характеристика Южно-Охотского рифта характеризуется тремя сходящимися признаками: минимумами плотностной контрастности ( $\mu_z$ -параметра) и магнитуд землетрясений, температурным максимумом. Последний дает основание предположить, что на глубине порядка 30 км под рифтом существуют горячие (1000–1100°C) пластичные магмы, близкие к состоянию плавления.

В разрезах гравитационной (рис. 6е) и сейсмологической (рис. 6ж) моделей в зоне Южно-Охотского рифта виден разрыв земной коры и утолщение приповерхностного вязкого слоя, а в верхней мантии в интервале глубин 100–150 км по обоим признакам регистрируется зона пониженной вязкости. Такой же разрыв земной коры наблюдается в зоне Татарского рифта (рис. 6е). Распределения магнитуд землетрясений (рис. 6з, 6ж) и плотностной контрастности (рис. 6а, 6в, 6е, 6з) характеризуют разные интервалы времени геологических процессов. Первые относятся к новейшему периоду протяженностью 10 лет и зависят не только от вязкости сред, но и от характера сейсмических процессов в данный отрезок времени. На одних участках в жестких средах сеймотектонические напряжения только накапливаются, на других — они разряжаются в форме землетрясений, а на третьих — уже разрядились. Плотностная модель характеризует гораздо больший отрезок времени (несколько миллионов, или десятков миллионов лет) и отражает только вязкость сред. По этим причинам полное совпадение гравитационных и сейсмологических моделей — редкое явление. Однако общие закономерности и частные детали в распределениях магнитуд землетрясений и плотностной контрастности находятся (рис. 3, 4, 6).

В разрезе 2–2 (рис. 6 ж, 6з) похожим образом диагностируются: утолщение верхнекорового слоя пониженной вязкости, астеносферная линза в зоне Южно-Охотского рифта и пододвигание тихоокеанской литосферы под Охотоморскую плиту. В гравитационной модели, кроме того, картируется тонкая жесткая пластина в основании Охотоморской плиты, надвинутая на нижнюю литосферу Амурской плиты. Восточная часть этой пластины выражена и в распределении магнитуд землетрясений.

Апикальная часть головы Охотоморского плюма характеризуется концентрическим расположением температурных максимумов и  $\mu_z$ -минимумов по периферии стволочной зоны



**Рис. 6.** Распределения  $\mu_z$ -параметра (а, в, е, з) температуры (б, д) и магнитуд землетрясений (г, ж) в литосфере Охотского моря: 1-3 — изолинии:  $\mu_z$ -параметра (1), температуры (2) (Петрищевский, 2016б) и равных магнитуд землетрясений (3); 4 — границы литосферных плит; 5 — разломы: 6-7 — контуры Охотоморского пюма на плане (б) и в разрезе (7); 8 — зоны пониженной вязкости в разрезе 2-2; 9 — расположение разрезов на схемах; 10 — шкала  $\mu_z$ -параметра в разрезах 1-1 и 2-2. Литосферные плиты: АП — Амурская, ОП — Охотоморская, ТП — Тихоокеанская; рифты: ЮО — Южно-Охотский; Тт — Татарский; К — Курильская островная дуга.

плюма относительно температурного минимума и  $\mu_z$ -максимума в центре. То есть здесь, как и в Среднем Приамурье (рис. 4в, 4з), температура и гравитационный показатель вязкости среды связаны обратной корреляцией.

В разрезе гравитационной модели (рис. 6в) голова Охотоморского плюма имеет грибообразную форму, характерную для структур подобного типа, и к кровле его астеносферной части приурочена изотерма 1200°C (рис. 6д). Такой же формой характеризуются головы Амуро-Зейского (рис. 3д, 3ж) и Мая-Селемджинского (рис. 4в) плюмов.

Таким образом, из пяти вышерассмотренных признаков относительной вязкости тектонических сред в Охотоморском регионе взаимосвязаны плотностная контрастность, температура и магнитуды землетрясений.

**Австралия.** Австралийские и американские геофизики называют Австралию лабораторией геофизических методов и авторы обратились к этому континенту, чтобы сопоставить гравитационный метод диагностики и тектонического анализа реологических неоднородностей тектоносферы с сейсмическими и геоэлектрическими моделями в 3D-постановке, что пока невозможно в континентальной части Российского Дальнего Востока. 3D-сейсмологическая модель тектоносферы Австралии: AuSREM (Australian Seismological Reference Model) (Kennet et al., 2013; Salmon et al., 2013) описывает мощность осадочного слоя, рельеф подошвы земной коры, подошвы литосферы и скорости распространения сейсмических волн: продольных ( $V_p$ ), поперечных ( $V_s$ ), отношений  $V_p/V_s$ , преобразованных объемных (SV) (body waves) и горизонтальных (SH) (plane waves) волн от землетрясений (receiver function studies) до глубины 300 км. Многолетние наблюдения на геомагнитных станциях (Australia-wide Array of Geomagnetic Stations) и магнито-теллурические зондирования были аккумулированы в 3D-R/C-модели (R — удельное электрическое сопротивление, C — проводимость) тектоносферы Австралии до глубины 250 км (Wang et al., 2014). Перечисленные данные дают развернутое представление о глубинном строении земной коры и верхней мантии, а также о латеральных вариациях ее скоростных и геоэлектрических свойств.

Для построения модели плотностной контрастности тектоносферы Австралийского континента использован Мировой каталог гравиметрических данных, модель: GM08\_CBA\_global\_2190\_2.5m (Land Gravity Data, bgi.omp.obs-mip.fr), содержащий цифровой массив значений аномалий Буге по сети  $2.5 \times 2.5'$  или  $3.96 \times 3.96$  км. По этой модели через  $1^\circ$  по широте с шагом 5 км были построены графики аномалий

Буге, которые обработаны по описанной выше методике.

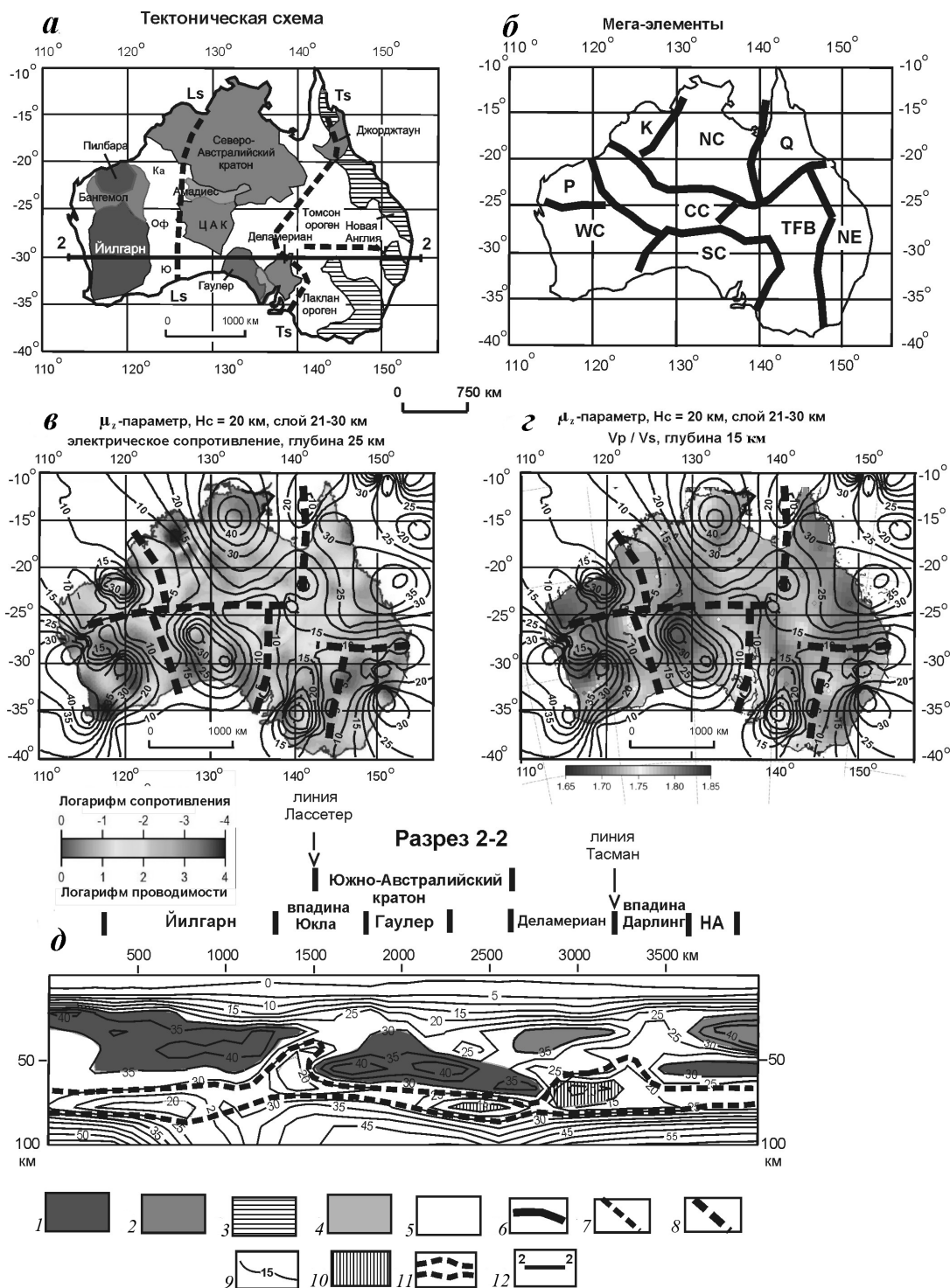
В «реологической» гравитационной модели древние метаморфические коровые сегменты Австралии (рис. 7а), подобно сегментам Северо-Восточной Азии (Петрищевский, 2013б, 2016а), совпадают с максимумами  $\mu_z$ -параметра в среднекоровом срезе (рис. 7в, 7д). По полученным данным, обособляются семь жестких коровых сегментов Австралийского материка: кратонные сегменты Йилгарн, Пилбара, Северо-Австралийский, Южно-Австралийский, неопротерозойский ороген Деламериан (ранее известный как Аделаида), палеозойские орогены Лаклан (на юго-востоке Австралии) и Томсон (на северо-востоке). Эти сегменты приблизительно соответствуют главным геофизическим районам (доменам), районированным по гравитационным и магнитным аномалиям (рис. 6б).

Две субмеридиональные зоны пониженной вязкости, пересекающие континент, близки к положению зон растяжения-сдвига Лассетер (на западе) и Тасман (на востоке), аналогом которых в Северо-Восточном Китае и Приамурье является зона Танлу (Петрищевский, 2016а). Еще одна субмеридиональная зона пониженной вязкости, почти полностью перекрытая бассейном Маррей, разделяет области протерозойской и палеозойской коры на юго-востоке Австралии (рис. 6в, 6д). Она разделяет неопротерозойский ороген Деламериан и палеозойскую складчатую систему Лаклан. Субмеридиональные минимумы  $\mu_z$ -параметра, обрамляющие Северо-Австралийский и Южно-Австралийский кратоны с запада и востока, совпадают с зонами электрической проводимости (рис. 6в) и максимумами отношений  $V_p/V_s$  (рис. 6з).

Реологические свойства земной коры и верхней мантии Австралии связаны с их тепловыми характеристиками, при этом зоны пониженной вязкости, регистрируемые по минимумам  $\mu_z$ -параметра, коррелируются с максимумами теплового потока (Петрищевский, 2016а).

В разрезе 2–2  $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 6д) высокими значениям  $\mu_z$ -параметра ( $>30$  ед.) в нижнекоровом диапазоне глубин картируются древнейшие кратонные блоки Йилгарн, Гаулер, Центральное-Австралийский, неопротерозойский ороген Деламериан и палеозойский ороген Новая Англия (рис. 7а, в). Границы кратонных блоков, так же как в моделях Приамурья (рис. 3б, 3ж), Северо-Восточного Китая (рис. 5в) и Охотоморского региона (рис. 6в, 6е), сопровождаются разрывами нижнекорового слоя (рис. 7д). Коровые структуры Южной Австралии подстилаются слоем пониженной вязкости ( $\mu_z < 20$  ед.) мощностью от 8 до 20 км, который утолщается до 40 км в зонах разрыва кратонных сегментов,

## НЕТРАДИЦИОННЫЕ СПОСОБЫ ОЦЕНКИ



**Рис. 7.** Тектоническая схема Австралии (а) по (Betts et al., 20002; Green, 2010; Kennet et al., 2013); схемы: главных коровых сегментов (б) по (Wellman, 1998), электрической проводимости (в) по (Wang et al., 2014),  $V_p/V_s$ -отношений (г) по (Salmon et al., 2013) и  $\mu_z$ -параметра (в, г) в среднем слое земной коры; разрез  $\mu_z$ -модели (д): 1–3 — метаморфический фундамент: архейский (1), протерозойский (2), палеозойский (3); 4–5 — осадочные бассейны: протерозойские и палеозойские (4), мезозойские и кайнозойские (5); 6 — границы мега-элементов; 7 — зоны растяжения-сдвига на поверхности (Clitheroe, 2000; Dereen, Crawford, 2003): Ls — Лассетер; Ts — Тасман; 8 — оси зон пониженной вязкости в земной коре; 9 — изолинии  $\mu_z$ -параметра ( $10^{-2}$  кг / м<sup>2</sup> / км); 10 — зоны пониженной вязкости в разрезе 2–2; 11 — подкоровый вязкий слой в разрезе 2–2; 12 — расположение разреза на тектонической схеме. Мега-элементы: WC — Западно-Австралийский, NC — Северо-Австралийский, CC — Центрально-Австралийский, SC — Южно-Австралийский; блоки кратонного типа: P — Пилбара, K — Кимберли; палеозойско-мезозойские складчатые пояса (орогены): TFB — Тасман, NE — Новая Англия; Q — Квинсленд, блок со сложным строением; западно-австралийские осадочные бассейны: Ка — Каннинг, Оф — Оффисер, Ю — Юкла; ЦАК — Центрально-Австралийский кратон.

соответствующих положению тектонических линий Лассетер и Тасман (рис. 7а), которые, кроме минимумов  $\mu_z$ -параметра, выражены максимумами  $V_p/V_s$  (рис. 7б) и минимумами электрических сопротивлений (рис. 7в).

### ВЫВОДЫ

Реологические свойства тектоносферы западно-тихоокеанских континентальных окраин, отображаемые 3D-распределениями  $\mu_z$ -параметра и магнитуд землетрясений, согласуются с ее традиционными реологическими характеристиками (скоростью сейсмических волн, удельным электрическим сопротивлением и температурой) и дополняют их новыми количественными оценками. Важнейшим результатом проведенных исследований являются доказательства реологической расслоенности континентальной тектоносферы на три вязких (осадочно-вулканогенный, подкоровый и астеносферный) и три жестких (нижний коровый, нижний литосферный и подастеносферный) слоя. В кратонах коровый слой распадается на два слоя (гранитно-метаморфический и мафический), разделяемые тонким слоем пониженной вязкости.

Совпадения минимумов  $\mu_z$ -параметра и областей пониженных магнитуд землетрясений в подкоровом слое пониженной вязкости с тепловыми аномалиями указывают на существование горячих магм и флюидов в переходной зоне «кора-мантия».

Повторяя сейсмические и электромагнитные данные, линейные минимумы  $\mu_z$ -параметра и средних магнитуд землетрясений сопровождают рифтогенные структуры глубокого заложения на границах кратонов (Северо-Азиатского, Западно-Австралийского, Центрально-Австралийского) и литосферных плит 2-го порядка (Амурской, Охотоморской).

Рассмотренные модели не претендуют на однозначное объяснение строения и палеогеодинамики коровых и мантийных структур, тем более — на точное объемное описание тектонических элементов (кратонов, орогенов, складчатых систем, разновозрастных осадочных бассейнов), дизъюнктивных структур и рельефа глубинных границ в земной коре и верхней мантии. Они всего лишь являются статистическими образами сложных распределений реологических неоднородностей. Тем не менее, нетрадиционные реологические модели доказывают возможность их использования при изучении и схематическом описании глубинных тектонических структур совместно с сейсмическими и геоэлектрическими данными там, где сети сейсмических и электромагнитных (индукционных и магнитотеллурических) наблюдений недостаточны для

построения объемных моделей земной коры и верхней мантии.

### Список литературы

- Белявский В.В., Егоркин А.Н., Золотов Е.Е. и др.* Сейсмоэлектрические параметры тектоносферы Евразийского складчатого пояса // *Фундаментальные проблемы тектоники. Материалы XL тектонического совещания.* Т. I. М.: Геос, 2007. С. 79–81.
- Ваньян Л.Л.* О природе электропроводности активизированной земной коры // *Известия РАН. Физика Земли.* 1996. № 6. С. 93–95.
- Васильева М.А.* Трехмерный анализ сейсмичности литосферы Японских островов и прилегающих акваторий // *Региональные проблемы.* 2017. Т. 20. № 2. С. 34–44.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1 / Под ред. А.И. Ханчука.* Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Горнов П.Ю.* Тепловое поле области сопряжения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов и смежных окраин Сибирской и Северо-Китайской платформ. Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. Хабаровск, 2010. 28 с.
- Гравиразведка. Справочник геофизика.* М., Недра, 1981. 397 с.
- Гусев Г.С., Хаин В.Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // *Геотектоника.* 1995. № 5. С. 68–82.
- Диденко А.Н., Каплун В.Б., Мальшев Ю.Ф. и др.* Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
- Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А. и др.* Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино-Томмот // *Геология и геофизика.* 2013. Т. 54. № 10. С. 1583–1599.
- Землетрясения России в 2003 году.* Обнинск: ГС РАН, 2006. 112 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2004 году.* Обнинск: ГС РАН, 2007. 140 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2005 году.* Обнинск: ГС РАН, 2007. 180 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2006 году.* Обнинск: ГС РАН, 2009. 216 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2007 году.* Обнинск: ГС РАН, 2009. 220 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).

- Землетрясения России в 2008 году. Обнинск: ГС РАН, 2010. 224 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2009 году. Обнинск: ГС РАН, 2011. 208 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2010 году. Обнинск: ГС РАН, 2012. 208 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2011 году. Обнинск: ГС РАН, 2013. 208 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2012 году. Обнинск: ГС РАН, 2014. 224 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2013 году. Обнинск: ГС РАН, 2015. 224 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Землетрясения России в 2014 году. Обнинск: ГС РАН, 2016. 204 с. + 1 электронный оптический диск (CD-ROM).
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмоструктура Олекмо-Становой сейсмической зоны (Южная Якутия) // Литосфера. 2002. № 2. С. 21–40.
- Зоненшайн Н.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Каплун В.Б.* Геоэлектрическое строение Верхне-амурского района по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 1. С. 33–53.
- Кузнецов В.В.* К вопросу о физике землетрясений // Сборник докл. Всерос. науч. конф., посвящ. 95-летию акад. Н.П. Пузырева, Новосибирск, Академгородок, 23–25 ноября. 2009 г. / под ред.: М.И. Эпова. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. 301 с.
- Лебедев Е.Б.* Влияние флюидов на геофизические свойства пород литосферы: экспериментальные исследования // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 165–181.
- Левин Б.В., Ким Чун Ун, Нагорных Т.В.* Сейсмичность Приморья и Приамурья в 1888–2008 гг. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 6. С. 16–22.
- Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.* Особенности сейсмического ежима литосферы — проявления воздействия глубинного водного флюида // Физика Земли. 2010. № 5. С. 88–96.
- Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
- Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения // Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С.133–215.
- Носырев М.Ю.* Аномалии скоростей в земной коре Приамурья и размещение золоторудной минерализации // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 53–61.
- Павленкова Н.И.* О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии // Физика Земли. 1995. № 2. С. 58–71.
- Павленкова Н.И.* Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 201–218.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Петрищевский А.М.* Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек (Вознесенский рудный район Приморья) // Геология и геофизика, 1981. № 5. С. 105–115.
- Петрищевский А.М.* Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
- Петрищевский А.М.* Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 7–17.
- Петрищевский А.М.* Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013а, 192 с.
- Петрищевский А.М.* Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013б. № 6. С. 60–83.
- Петрищевский А.М.* Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016а. № 6. С. 87–104.
- Петрищевский А.М.* Реологическая и геотермическая характеристики Охотоморского плюма // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016б. Т. 327. № 2. С. 65–76.
- Петрищевский А.М., Васильева М.А.* 3D-тектонический анализ полей сейсмичности в южных районах Дальнего Востока России // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 3. С. 25–39.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Геофизические, магматические и металлогенические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568–593.
- Потаньев С.В.* Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры При-

- амурия и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона / Под ред. В.В. Онихимовского Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 43–53.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ Академкнига, 2007а. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007б. Т. 29. № 6. С. 92–110.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.* Поле тектонических напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1192–1206.
- Смирнов В.Б.* Опыт оценки представительности данных каталогов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 93–105.
- Сорокин А.А.* Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 6. С. 31–36.
- Сретенский Л.Н.* Теория ньютоновского потенциала. М.-Л.: 1946. 332 с.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
- Уткин В.П.* Структурообразующее течение коровых масс (на примере формирования Японского и Охотского морей // ДАН. 2017. Т. 473. № 5. С. 556–571.
- Ханчук А.И., Петрищевский А.М.* Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // ДАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 689–693.
- Шерман С.И.* Тектонофизические признаки формирования очагов сильных землетрясений в сейсмических зонах Центральной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 4. С. 495–512.
- Энов М.И., Поснеева Е.В., Вумте Л.В.* Особенности состава и строения земной коры краевой части Сибирского кратона (в зоне влияния рифтогенных процессов) по данным магнитотеллурических зондирований // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 380–398.
- Betts P.G., Giles D., Lister G.S., Frick L.R.* Evolution of the Australian lithosphere // Australian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 49. № 4. P. 661–695.
- Brown C.* Tectonic interpretation of regional conductivity anomalies // Surveys in geophysics. 1994. V. 15. № 2. P. 123–157.
- Clitheroe G., Gudminsson O., Kennet B.L.N.* The crustal thickness of Australia // JGR. 2000. V. 105 (B6). P. 13.697–13.713.
- Collins C.D.N.* The nature of the crust-mantle boundary under Australia from seismic evidence // The Australian Lithosphere, Geological Society of Australia. Special Publication. 1991. V. 17. P. 67–80.
- Constable S.C., McElhinny M.W., McFadden P.L.* Deep Schlumberger sounding and the crustal resistivity structure of central Australia // Geophysical Journal International. 1984. V. 79. № 3. P. 893–910.
- Direen N.G., Crawford, A.J.* The Tasman Line: where is it, what is it, and is it Australia's Rodinian breakup boundary? // Australian Journal of Earth Sciences. 2003. V. 50. № 4. P. 491–502.
- Deng Q., Zhang P., Ran Y. et al.* Basic characteristics of active tectonics of China // Science in China (Series D). 2003. V. 46. № 4. P. 356–372.
- Evans G.C.* Application of Poincare's sweeping-out process // Mathematic. 1933. V. 19. P. 457–461.
- Greene D.C.* Neoproterozoic rifting in the southern Georgina Basin, central Australia: Implications for reconstructing Australia in Rodinia // Tectonics. 2010. V. 29. P. 1–20. TC5010. doi:10.1029/2009TC002543.
- Heinson G.S., Direen N.G., Gill R.M.* Magnetotelluric evidence for a deep-crustal mineralizing system beneath the Olympic Dam iron oxide copper-gold deposit, southern Australia // Geological Society of America // Geology. 2006. V. 34. № 7. P. 573–576.
- Kennett B.L.N., Salmon M.* AuSREM; Australian Seismological Reference Model (AuSREM) // Summary in Research School of Earth Sciences, the Australian National University, Canberra, ACT 0200, 2012. 23 p. (rses.anu.edu.au/seismology/AuSREM).
- Kennett B.L.N., Fichtner A., Fishwick S. et al.* Australian Seismological Reference Model (AuSREM): mantle component // Geophysical Journal International. 2013. V. 192. № 2. P. 871–887.
- Kusky T.M., Windley B.F., Zhai M.G.* Tectonic evolution of the North China Block: from orogen to craton to orogen // National Electronic Information Consortium of Russia on June 2017. Downloaded from <http://sp.lyellcollection.org>.
- Lee K.Y.* Petroleum geology of the Songliao basin, Northeast China // United States Department of the interior geological survey. 1986. Open-File Report. P. 86–502.
- Lilley F.E.M., Wang L.J., Chamalaun F.H. et al.* Carpentaria Electrical Conductivity Anomaly, Queensland, as a major structure in the Australian Plate // Geological Society of Australia. Special Publication. 2003. V. 22. P.141–156.



- Lin G., Wang Ya.* The P-wave velocity structure of the crust-mantle transition zone in the continent of China // *Journal of Geophysics and Engineering*. 2005. № 2. P. 268–276.
- Niu J.* Geological understanding of plate tectonics: Basic concepts, illustrations, examples and new perspectives // *Global Tectonics and Metallogeny*. 2014. V. 10. № 1. P. 23–46.
- Salmon M., Kennett B.L.N., Saygin E.* Australian Seismological Reference Model (AuSREM): crustal component // *Geophysical Journal International*. 2013. V. 192. № 1. P. 190–206.
- Teng C., Hao F., Zou H., Zhou X. and Xu C.* Tan-Lu fault system and its significance in oil accumulation in the central Liaodong Bay subbasin, Bohai Bay Basin, China // *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*. 2016. V. 100. № 2. P. 289–314.
- Wang C.Y., Zhang X.K., Lin Z.Y. et al.* Crustal structure beneath the Xingtai earthquakes area of North China and its tectonic implications // *Tectonophysics*. 1997. V. 274. № 4. P. 307–319.
- Wang L., Hitchman A.P., Ogawa Ya. et al.* D conductivity model of the Australian continent using observatory and magnetometer array data // *Geophysical Journal International*. 2014. V. 198. № 2. P. 1171–1186.
- Wei H.H., Liu J.L., Meng Q.R.* Structural and sedimentary evolution of the southern Songliao Basin, northeast China, and implications for hydrocarbon prospectivity // *AAPG Bulletin*. 2009. V. 94. № 4. P. 533–566.
- Wei W.B., Jin S., Ye G.F. et al.* Conductivity structure and rheological property of lithosphere in Southern Tibet inferred from super-broadband magnetotelluric sounding // *Science China. Earth Sciences*. 2010. V. 53. № 2. P. 189–202.
- Wellman P.* Mapping of Geophysical Domains in the Australian Continental Crust Using Gravity and Magnetic Anomalies // *Structure and Evolution of the Australian Continent. Geodynamics*. 1998. V. 26. № P. 59–71.
- Zhang X., Yang B., Wu F., Liu G.* The lithosphere structure of Northeast China // *Frontiers of Earth Science in China*. 2007. V. 1. № 2. P. 165–171.
- Zhay M.G., Windley B.F., Kusky T.M. et al.* Mesozoic sub-continental lithospheric thinning under Eastern Asia // *Geological Society, London. Special Publications*. 2007. № 280. P. 1–34.
- 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. V. 359. № 3–4. P. 307–327.

## ALTERNATIVE METHODS FOR ESTIMATION OF RHEOLOGICAL CONDITIONS OF TECTONIC MEDIA IN THE CRUST AND UPPER MANTLE OF THE WESTERN PACIFIC MARGINS

**A.M. Petrishchevsky<sup>1,2</sup>, M.A. Vasilyeva<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Far East Branch of the RAS, Birobidzhan, 679016*

<sup>2</sup>*National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, 634050*

The article presents the results of diagnostics and spatial description of rheological heterogeneities into the crust and upper mantle in the Amur Area, Sea of Okhotsk, North-East China and Australia analyzed by five geophysical parameters. Stable relations between media density contrast with magnitudes of earthquakes and distributions of seismic velocity, electric resistance and temperature have been proved. Distributions of these parameters in different areas of the Western Pacific margins help to equally reveal wide zones of lowered viscosity on the boundaries of the crustal and lithospheric rigid segments and in the centres of tectonic-magmatic structures of the plume nature. Vertical sections of the tectonosphere in the Northeast Asia and Australia are characterized by identical rheological stratification into three viscous (volcanic-sedimentary, subcrustal, asthenospheric) and three rigid (metamorphic crust, lower lithospheric and subasthenospheric) layers. The thickenings of the subcrustal viscous layer and upwards of the asthenosphere revealed by drops of density contrast correlate with anomalies of a heat flow and high temperatures in the upper mantle.

*Keywords: Gravity modeling, earthquakes magnitudes, rheology, North-Eastern Asia, Australia.*