

ПЛОТНОСТНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

А.М. Петрищевский

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
679016, Биробиджан, ул. Шолом Алейхема, 4, Россия*

Анализируются пространственные распределения плотностных неоднородностей тектоносферы в классах объемных и поверхностных (сферических) источников гравитационных аномалий до глубины 120 км от поверхности геоида и их связь с деформациями приповерхностных тектонических комплексов и палеогеодинамическими обстановками в архее, раннем палеозое и позднем мезозое. В разрезе тектоносферы Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья выявлены два слоя с низкими значениями градиента плотности, сопровождаемые понижением скорости сейсмических волн и электрического сопротивления. Нижний слой на глубинах 80—120 км связывается с астеносферной линзой, простирающейся под Северо-Азиатский кратон со стороны вулканического пояса Эмуэршань и впадины Суньялю. Концентрически-зональное распределение плотностных неоднородностей в среднем и нижнем слоях земной коры Верхнего Приамурья объясняется существованием Алдано-Зейского плюма, пространственные параметры которого коррелируются с выступом астеносферной линзы, полем сейсмичности региона, аномалиями магнитного поля и теплового потока, векторами тектонических напряжений, вызванных сильными землетрясениями, и современными вертикальными движениями земной поверхности. Во взаимоотношениях приповерхностных структур с глубинными неоднородностями земной коры и верхней мантии проявлены признаки горизонтального смещения (поддвигания) нижнего слоя земной коры Байкало-Витимского и Амурского супертеррейнов под Северо-Азиатский кратон.

Гравитационное моделирование, тектоносфера, юго-восток России.

DENSITY INHOMOGENEITY OF LITHOSPHERE IN THE SOUTHEASTERN PERIPHERY OF THE NORTH ASIAN CRATON

A.M. Petrishchevsky

The study addresses the space distribution of lithospheric density contrasts in 3D and surface (spherical) sources of gravity anomalies to depths of 120 km below the geoid surface and their relationship with shallow deformation and Archean, Early Paleozoic, and Late Mesozoic geodynamic environments. The lithospheric section in northeastern Transbaikalia and the Upper Amur region includes two layers of low density gradients attendant with low seismic velocities and low electrical resistivity. The lower layer at depths of 80–120 km is attributed to an asthenospheric lens that extends beneath the North Asian craton from the Emuershanshan volcanic belt and the Songliao basin. The concentric pattern of density contrasts in the middle and lower crust beneath the Upper Amur region may be produced by the activity of the Aldan-Zeya plume, which spatially correlates with the geometry of the asthenospheric lens as well as with the regional seismicity field, magnetic and heat flow anomalies, and stresses caused by large earthquakes and recent vertical crustal movements. The relationship between shallow and deep structures in the crust and upper mantle bears signature of horizontal displacement (subduction) of the lower crust of the Baikal-Vitim and Amur superterrane beneath the North-Asian craton.

Gravity modeling, lithosphere, southeastern Russia

ВВЕДЕНИЕ

Юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона, от Байкала на западе до побережья Охотского моря на востоке, характеризуется исключительно сложным геологическим строением. Формирование архейских и протерозойских субкристаллических комплексов, доминирующих в земной коре этого региона, происходило в несколько (3—4) различающихся по содержанию и интенсивности тектономагматических этапов (циклов) на протяжении 1.5 млрд лет [Эволюция..., 1987; Ларин и др., 2002]. В последующее время, в палеозое и мезозое, эти комплексы были неоднократно подвергнуты тектоническим и магматическим перестройкам [Геология..., 1984; Геологическая карта..., 1986; Менакер, 1986; Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1996; Геологическая карта..., 1999], а в настоящее время здесь продолжают активные геодинамические процессы, сопровождающиеся горообразованием [Карта..., 1983; Горкуша и др., 1999], высокой сейсмичностью [Сейсмотектоника..., 1982; Горкуша и др., 1999; Николаев, Семенов, 2004], аномалиями теплового потока [Никулин, Барышев, 1977; Геология..., 1984; Атлас..., 1988] и электропроводности [Никулин, Барышев, 1977; Геология..., 1984; Каплун, 2002; Поспеев, 2004]. Палеогеодинамические реконструкции тектоносферы Забайкалья и Верхнего Приамурья [Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1996, 1999; Суворов, 1999] предполагают высокую подвижность древних тектонических

блоков (террейнов) в палеозое и мезозое, в обстановке многократных коллизий Амурского и Байкало-Витимского супертеррейнов с Северо-Азиатским кратоном. По геологическим наблюдениям здесь выявлены многочисленные аккреционные и надвиговые структуры, сопровождающиеся признаками разнонаправленной (в разное время) субдукции палеоокеанической коры [Гусев, Хаин, 1995; Сорокин, 2001]. Тесная структурная сопряженность (перемежаемость) разновозрастных тектонических и весьма разнообразных по составу (от ультрамафитов до плагиогранитов) магматических комплексов, сочетающаяся с проявлениями современной геодинамической активности, является сильным осложняющим фактором при гравитационном моделировании глубинных структур, которое, за редкими исключениями [Зорин и др., 1990; Малышев, 1998], ограничивается в этом регионе земной корой.

Основным методом гравитационного моделирования плотностных границ (в первую очередь — подошвы земной коры) в этом регионе является построение корреляционных зависимостей между „региональными“ составляющими аномалий Буге и глубиной залегания скоростных границ [Менакер, 1986; Туезов и др., 1993] либо высотами рельефа дневной поверхности [Геология..., 1984; Зорин и др., 1990], которые на территории Забайкалья корректируются с учетом плотности промежуточного слоя. Гравитационный вклад плотностных неоднородностей верхней мантии в наблюдаемые аномалии Буге оценивается противоречиво. По одним расчетам [Зорин и др., 1990], он может достигать значительной величины (60 % вместе с неоднородностями нижнего слоя земной коры), по другим [Любалин, 1990; Брянский, 1995] — верхняя мантия, над которой формируются, трансформируются и перемещаются блоки и пластины земной коры, слабо дифференцирована по плотности, а подавляющая часть плотностных неоднородностей заключена в земной коре. Второму предположению, однако, противоречат измерения скорости сейсмических волн [Никулин, Барышев, 1977; Геология..., 1984; Менакер, 1986; Глубинное строение..., 1991; Суворов и др., 1999], электрической проводимости [Геология..., 1984; Каплун, 2002; Поспеев, 2004] и теплового потока [Никулин, Барышев, 1977; Атлас..., 1988; Глубинное строение..., 1991], свидетельствующие о высокой тектонической и реологической расслоенности верхней мантии и ее значительной латеральной изменчивости. Недостаточная глубинность сейсмических зондирований (ГСЗ), а также редкая сеть сейсмологических, магнитотеллурических и термометрических наблюдений препятствуют построению трехмерных моделей глубинных структур в нижней части коры и в верхней мантии, и по этой причине пространственные параметры, глубинные взаимоотношения и палеогеодинамика крупных литосферных сегментов (супертеррейнов), а также слагающих их тектонических блоков, пластин и структур в этом регионе в значительной степени остаются неясными. В описанных условиях методы традиционного плотностного моделирования (прямая итерационная задача с опорой на скоростные границы) весьма неоднозначны при изучении нижнекоровых и мантийных структур.

Новые данные о строении земной коры и верхней мантии Забайкалья и Приамурья получены автором в результате аппроксимационного моделирования плотностных неоднородностей тектоносферы до глубины 120 км. Преимуществами аппроксимационного подхода, с которым В.Н. Страхов [2002] связывает будущее гравитационного моделирования, являются: возможность изучения глубинных структур геологического пространства без решения прямых задач и значительно меньшее по сравнению с методами подбора плотностных неоднородностей априорное обоснование моделей. Опыт подобных исследований [Петрищевский, 1988, 2004а,б, 2006; Юшманов, Петрищевский, 2004; Петрищевский, Злобин, 2004] доказывает, что аппроксимационное моделирование глубинных структур земной коры и верхней мантии может осуществляться без петрофизического и предварительного концептуального тектонического обоснования моделей, более того — оно способно оценивать достоверность геологоструктурных и палеогеодинамических гипотез, основывающихся на приповерхностных геологических наблюдениях.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В рассматриваемых ниже моделях анализируются пространственные распределения квазиизометричных, или „компактных“, источников гравитационных аномалий, удовлетворяющих условию: $Z_1 > 0.5D$, где Z_1 — расстояние до поверхности тела над его центром тяжести, D — его горизонтальные размеры в исследуемом пересечении. При соблюдении этого условия геометрический центр однородной по плотности возмущающей массы определяется с погрешностью, не превышающей 30 % его истинного положения [Петрищевский, 2004б]. В случае тела с переменной плотностью, с той же погрешностью вычисляется центр тяжести источника (Z_0). Как следует из теории гравитационного потенциала, аппроксимация геологического пространства квазиизометричными телами применима и в случае многосвязных систем плотностных неоднородностей, для которых однозначно определяется положение центра эквивалентной односвязной звездной массы [Зидаров, 1968; Прилепко, 1970; Никонова, 1979], а условием однозначности определения параметров (глубина центра, избыточная масса) элементарных тел, обладающих классом единственности (например, шара или горизонтального цилиндра) в сложных системах плотностных неоднородностей является непересекаемость их поверхностей [Гравиразведка..., 1990]. Такое свойство гравитационного потенциала позволяет выявлять общие (сопряженные в пространстве) особенности размещения элементарных тел и структур, имеющих разную геологическую природу (интрузивную, метаморфическую, пликативную и др.), но общую тектоническую причину.

Автоматизированное вычисление Z_0 по графикам аномалий силы тяжести возможно любым из множества способов [Петрищевский, 1981; Гравиразведка..., 1990], поддающихся формализации, без априорной информации о плотности и размерах возмущающей массы.

Результаты имитационного моделирования [Петрищевский, 2004б] доказывают, что распределения „компактных“ источников могут быть описаны распределения горизонтальных и вертикальных плотностных неоднородностей в широком пространственном диапазоне: $5 > \Delta H/D > 0.1$, где ΔH — вертикальная мощность тела. При построении условных геологических границ 2-го класса*, проводимых через центры кажущихся „компактных“ масс, представляется возможным исследовать особенности глубинного строения структурно-вещественных комплексов земной коры и верхней мантии без априорной информации, ориентируясь на особенности группирования плотностных неоднородностей и ориентировки изолиний Z_0 в разных глубинных диапазонах геологического пространства. Осложняющим фактором при реализации такого подхода к моделированию глубинных структур являются приповерхностные впадины и синеклизы ($Z_1 < 0.2D$), а также автохтонные палингенные массивы [Петрищевский, 1985], обработка и интерпретация гравитационных аномалий от которых приводит к значительному завышению глубин. На рассматриваемой территории (рис. 1) однако отсутствуют крупные синеклизы, а горизонтальные размеры большей части наложенных впадин и гранитоидных тел (в поперечных сечениях) значительно меньше размеров исследуемых региональных гравитационных аномалий. Наиболее обширные мезозойско-кайнозойские впадины смещены относительно гравитационных минимумов (Верхнезейская, Токинская, Чульманская), либо располагаются в пределах максимумов аномалий силы тяжести (Удская, Амуро-Зейская). К зонам максимумов и пограничным (градиентным) зонам аномалий Буге приурочено также большинство домезозойских гранитоидных интрузивных и интрузивно-метаморфогенных массивов (см. рис. 1).

На территории Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья изучены распределения центров масс кажущихся компактных плотностных неоднородностей в интервалах глубин: 0—10, 5—15, 10—20, 15—30, 25—40, 30—50, 40—60, 50—70, 60—80, 70—90, 75—100 и 80—120 км от поверхности

Таблица 1. Структурные особенности пространственных распределений плотностных неоднородностей в тектоносфере Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья

Толщина слоя Z_1-Z_2 , км	Число расчетных точек	Преобладающее простирание изолиний Z_0	Связь с тектоническими структурами
0—10	28	Ш, М	Увеличение глубины залегания плотностных неоднородностей под Алданским щитом и Амурским террейном
5—15	124	М	Отсутствует
10—20	208	СЗ, СВ	Корреляция градиентов изолиний Z_0 с северо-западными разломами Алдано-Станового террейна
15—30	219	М	Увеличение глубины залегания плотностных неоднородностей под Алданским щитом и сокращение — под Амурским террейном
25—40	72	СЗ	Корреляция градиентов изолиний Z_0 с северо-западными разломами; торцевое сочленение Байкало-Витимского террейна с Алдано-Становым
30—50	53	Ш, М	Увеличение глубины неоднородностей под Байкало-Витимским террейном, сокращение — под Алданским и Амурским террейнами
40—60	51	М, СЗ	Утолщение слоя под Байкало-Витимским, Амурским, Алданским террейнами и северо-восточными районами Становика
50—70	47	М, СЗ, СВ	Воздымание плотностных неоднородностей в поперечном блоке северо-западного простирания под Алданским щитом
60—80	38	М, СВ	Отсутствует
70—90	31	М — на севере и западе, СВ — на юго-востоке	Торцевое сочленение глубинных структур Станового и Монголо-Охотского террейнов с Байкало-Витимским террейном
75—100	21	СВ, М	Торцевое сочленение глубинных структур Северо-Азиатского кратона со структурами Становой и Монголо-Охотской складчатых систем
80—120	24	СВ	Линейное поднятие нижнего слоя литосферы северо-восточного простирания, отделяющее глубинные структуры Алданского и Байкало-Витимского террейнов от Амурского террейна

Примечание. М — субмеридиональное, Ш — субширотное, СВ — северо-восточное, СЗ — северо-западное.

* Под геологическими (тектоническими) границами 2-го класса в тектонике понимаются [Косыгин, 1983] условные поверхности, соединяющие особые точки геологического пространства, например, замки складок непрерывающегося стратиграфического горизонта (зеркало складчатости).

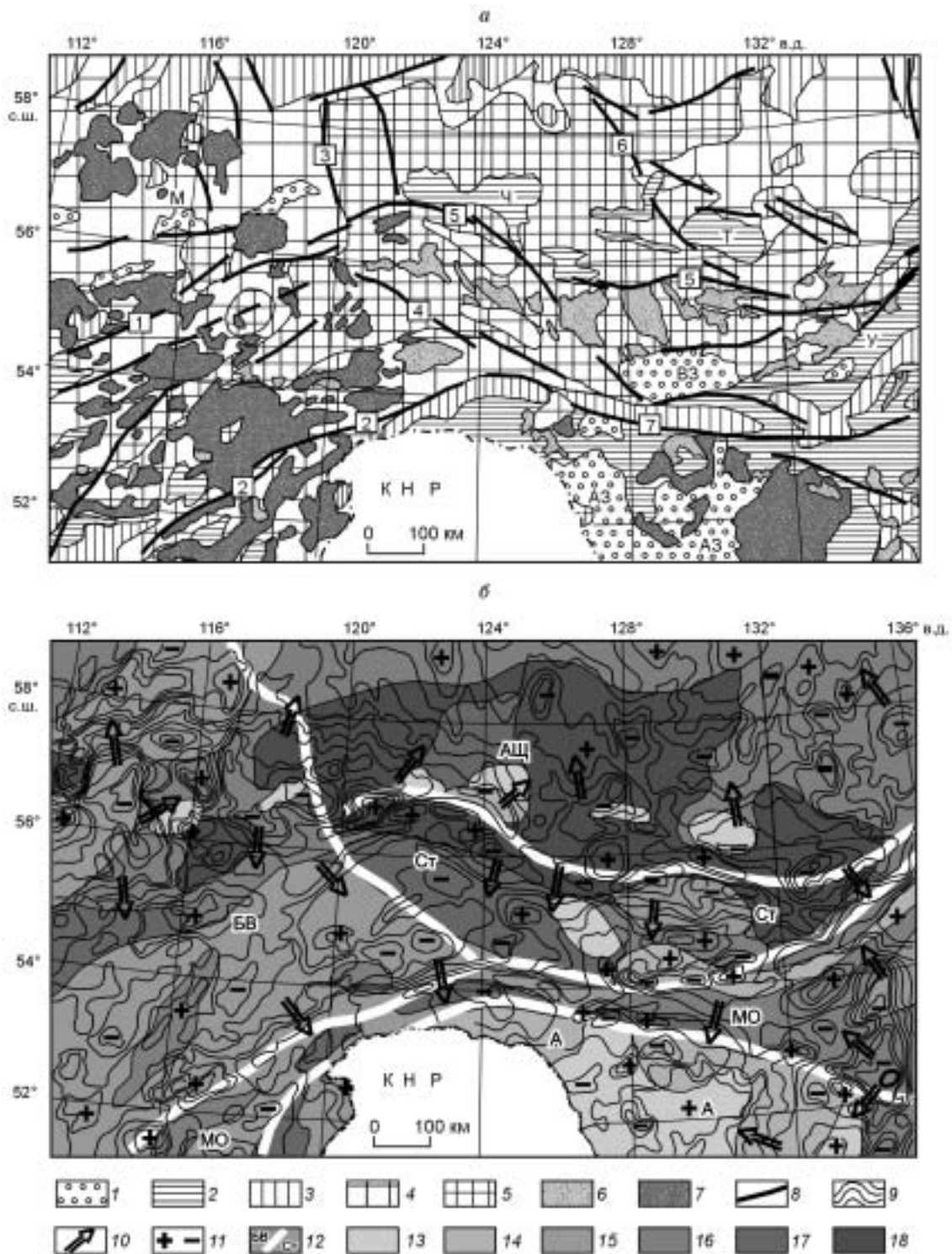


Рис. 1. Геолого-структурная схема (а) [Геологическая карта..., 1986, 1999; Гусев, Хаин, 1995] и гравитационные аномалии (б) южного обрамления Северо-Азиатского кратона.

1—5 — структурно-вещественные комплексы: 1 — кайнозойские, 2 — мезозойские, 3 — палеозойские, 4 — позднеархейские и протерозойские, 5 — раннеархейские; 6, 7 — гранитоиды на геолого-структурной схеме; 6 — палеозойские, 7 — мезозойские; 8 — крупнейшие разломы; 9—11 — элементы описания гравитационных аномалий: 9 — градации поля разной интенсивности, 10 — направление возрастания региональной составляющей гравитационных аномалий, 11 — знаки локальных гравитационных возмущений; 12 — границы террейнов и их обозначения (БВ — Байкало-Витимский, Ст — Становой, МО — Монголо-Охотский, А — Амурский, АЦ — Алданский щит); 13—18 — шкала плотности приповерхностного слоя горных пород на схеме гравитационных аномалий, g/cm^3 [Атлас карт..., 1988] (13 — менее 2.50, 14 — 2.50—2.60, 15 — 2.60—2.65, 16 — 2.65—2.70, 17 — 2.70—2.80, 18 — более 2.80).

Наименования крупнейших разломов на геолого-структурной схеме (цифры в квадратах): 1 — Удино-Витимский, 2 — Монголо-Охотский, 3 — Жуинский, 4 — Джелтулакский, 5 — Становой, 6 — Сутамский, 7 — Южно-Турурингринский. Впадины: М — Муйская, Ч — Чульманская, Т — Токинская, ВЗ — Верхнезейская, У — Удская, АЗ — Амуро-Зейская.

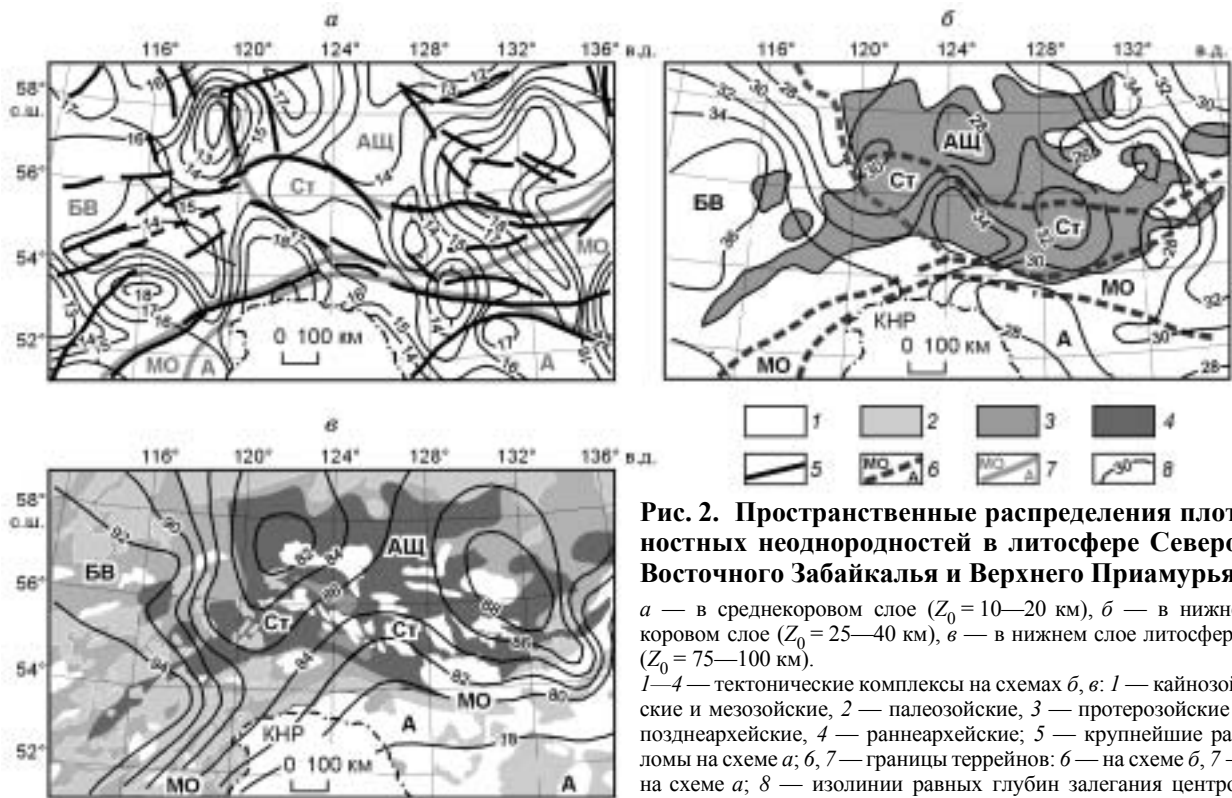


Рис. 2. Пространственные распределения плотностных неоднородностей в литосфере Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья.

a — в среднекорковом слое ($Z_0 = 10\text{—}20$ км), *б* — в нижнекорковом слое ($Z_0 = 25\text{—}40$ км), *в* — в нижнем слое литосферы ($Z_0 = 75\text{—}100$ км).
 1–4 — тектонические комплексы на схемах *б*, *в*: 1 — кайнозойские и мезозойские, 2 — палеозойские, 3 — протерозойские и позднеархейские, 4 — раннеархейские; 5 — крупнейшие разломы на схеме *а*; 6, 7 — границы террейнов: 6 — на схеме *б*, 7 — на схеме *а*; 8 — изолинии равных глубин залегания центров плотностных неоднородностей (Z_0), км. Обозначения террейнов см. на рис. 1.

геоида (табл. 1, рис. 2). Направление расчетных профилей меридиональное. Расстояние между профилями составляет 50 км, шаг регистрации поля — 5 км. Модельные построения основываются на 510 единичных определениях Z_0 , полученных в результате множественной автоматизированной интерпретации квазисимметричных гравитационных аномалий обоого знака. Количественная интерпретация каждой единичной аномалии осуществлялась без выяснения геологической природы конкретного источника. Принимается, что любая аномалия является результатом множества источников и имеет только физико-математический смысл, адекватный определению первых гармонических моментов возмущающих масс (M , $M \times Z_0$), случайное распределение которых в формализованном геологическом пространстве содержит объективную и однозначную (в рамках расчетной процедуры) информацию о глубинном строении тектоносферы.

С методическими и техническими особенностями вычислительной процедуры подробнее можно ознакомиться в работах [Петрищевский, 1981, 1988, 2004б]. Принципы и примеры геологической интерпретации пространственных распределений центров масс плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии различных по геологическому строению районов Дальнего Востока России описаны в работах [Петрищевский, 1987, 1988, 2004а,б, 2006; Петрищевский, Злобин, 2004; Юшманов, Петрищевский, 2004].

Гравитационным эквивалентом объемного источника (в идеальном случае — шара) является сфера, на поверхности которой рассредоточена масса (M) этого источника. Над центром источника масса однозначно и без априорной информации вычисляется из выражения [Гравиразведка..., 1990, с. 258]

$$M = \frac{V_{zm} Z_0^2}{K},$$

где V_{zm} — амплитуда гравитационной аномалии; K — гравитационная постоянная ($6.673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/(\text{кг} \cdot \text{с}^2)$).

Тождественность поверхностного и объемного гравитационных потенциалов (теорема Пуанкаре) позволяет описать поверхностную плотность (μ) эквивалентной сферы выражением

$$\mu = \frac{M}{S} = \frac{V_{zm} Z_0^2}{4\pi K r^2},$$

где $S = 4\pi r^2$ — площадь сферы; r — радиус сферы.

Таблица 2. Структурно-вещественная неоднородность тектоносферы Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья

H_c , км	Толщина слоя Z_1-Z_2 , км	Число расчетных точек	Преобладающие ориентировки изолиний μ_z	Связь с тектоническими структурами
5	7—15	119	Не выражены	Кольцевая мегаструктура (700 × 700 км) с центром в междуречье верховий рек Зeya и Тимптон
10	12—25	244	СВ, СЗ	Северо-восточные аномалии μ_z под амагматическими блоками Байкало-Витимского террейна и северо-западные — в восточных районах Алданского щита
15	17—30	175	СВ, СЗ	Обширные (500 × 500 км) области высоких значений μ_z под Байкало-Витимским и Амурским террейнами
20	22—40	107	Не выражены	Кольцевая мегаструктура (700 × 700 км) с центром в междуречье верховий рек Зeya и Тимптон
25	27—45	68	СЗ, М, Ш	Ступенчатое повышение градиента поверхностной плотности слоя в восточном направлении
30	32—50	46	СЗ, М, Ш	Максимумы μ_z под Алданским, Амурским и юго-восточной частью Байкало-Витимского террейнов
35	37—55	43	Не выражены	Концентрическое расположение гранитных массивов на северо-востоке Байкало-Витимского террейна относительно максимума μ_z
40	42—60	44	М, Ш, СШ	Максимум μ_z под Становиком; торцевое сочленение глубинных структур Становой складчатой системы и Алданского щита с Байкало-Витимским террейном
50	52—70	41	М	Меридиональные зоны низких градиентов плотности на западной и восточной границах Алданского щита
60	62—80	23	СВ, Ш	Не выражена
70	72—90	22	М, Ш	Обширная область пониженных значений градиентов плотности, разделяющая Байкало-Витимский и Алдано-Становой террейны
80	82—120	16	СВ	Низкие значения градиентов плотности под Алдано-Становым и Амурским супертеррейнами
90	100—150	9	Ш	Плавное нарастание градиента плотности к югу от Северо-Азиатского кратона

Вертикальный градиент поверхностной плотности сферической массы в точках $H_c = Z_0 - r$ над центром сферы будет соответствовать выражению

$$\mu_z = \frac{V_{zm} Z_0}{4\pi K (Z_0 - H_c)^2}. \quad (1)$$

Использование параметра μ_z расширяет возможности аппроксимационного моделирования глубинных структур, поскольку он учитывает вещественную характеристику исследуемых плотностных неоднородностей (V_{zm} , M). В результате несложной автоматизированной процедуры по алгоритму (1), ранее вычисленный массив значений $Z_0(x, y)$ трансформируется в объемную модель $\mu_z(x, y, H_c = 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90$ и 100 км). При построении этой модели в рассматриваемом регионе разрывы функции $\mu_z(x, y, H_c)$ в точках: $Z_0 \approx H_c$ блокировались условием $(Z_0 - H_c) > 2$ км, т. е. поверхности „конденсации“ масс объемных источников всегда располагались на 2 км выше слоя, для которого вычислялись значения μ_z (табл. 2). Пиковые значения (μ_z) сглаживались до уровня $10\mu_z$ (мин.).

Физический смысл градиентных моделей тектоносферы, отображаемых вертикальными разрезами $\mu_z(x, H_c)$ (рис. 3) и горизонтальными срезами $\mu_z(x, y, H_c)$ (рис. 4), отличается от традиционного понимания градиента плотности [Косыгин, Исаев, 1985; Гравиразведка..., 1990; Брянский, 1995; и др.], однако, так же как и градиент объемной массы ($\text{кг/м}^3/\text{км}$), параметр μ_z ($\text{кг/м}^2/\text{км}$) является индикатором меры присутствия (либо отсутствия), в том или ином глубинном дипазоне тектоносферы, источников интенсивных гравитационных аномалий, а в более общем смысле — отражает степень контрастности геологического пространства.

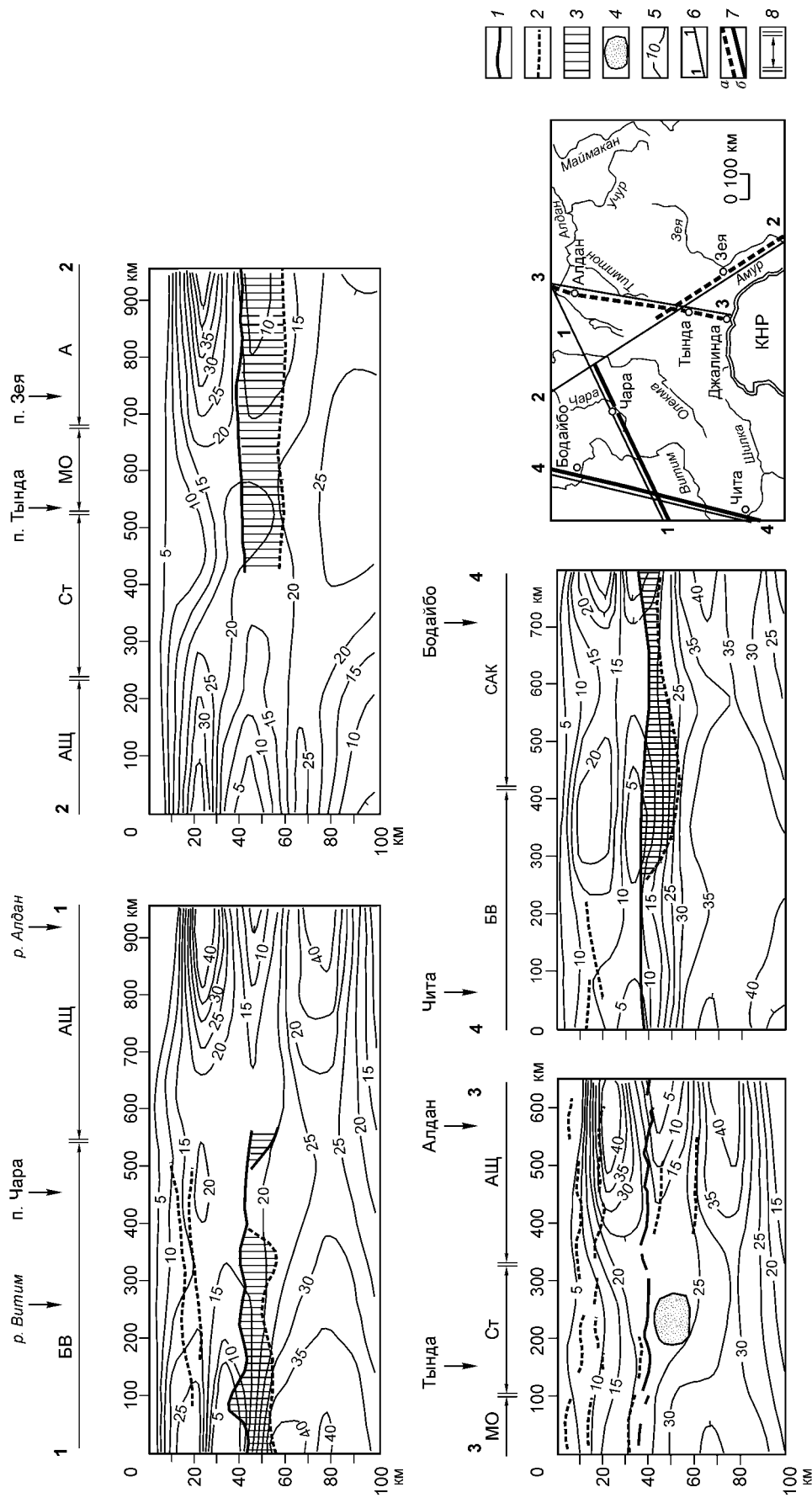


Рис. 3. Распределение градиентов плотности (μ_z) в разрезах земной коры и верхней мантии по профилям сейсмических наблюдений.

1, 2 — контрастные скоростные границы [Булин и др., 1972; Геология..., 1984; Золотов, Ракитов, 2000], в том числе подошва земной коры (1); 3 — зоны пониженной скорости (волноводы) [Геология..., 1984; Золотов, Ракитов, 2000]; 4 — область частичного плавления в верхней мантии [Тектонофера..., 1992]; 5 — изолинии градиента плотности (10^{-2} кг/м²/км); 6 — расположение профилей на схеме; 7 — сейсмические профили ГСЗ (а) и МОВЗ (б); 8 — границы тектонических структур на разрезе. Обозначения структур: САК — Северо-Азиатский кратон, АЦЦ — Алданский щит, террейны: БВ — Байкало-Витимский, А — Амурский, Ст — Становой, МО — Монголо-Охотский.

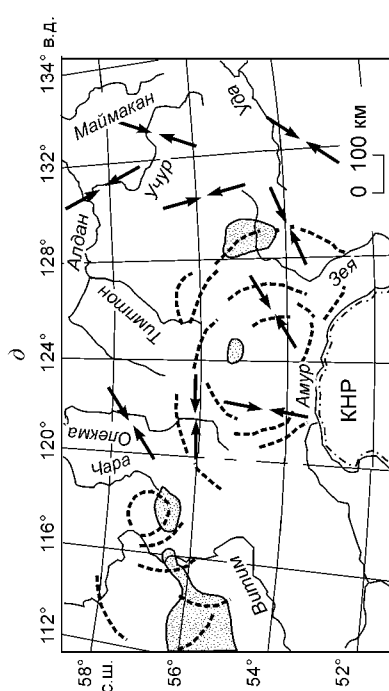
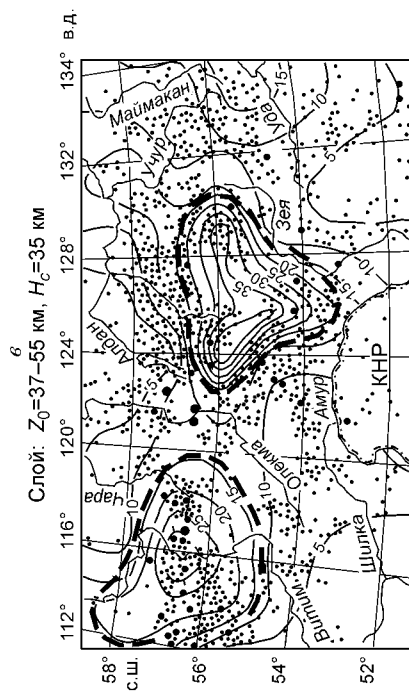
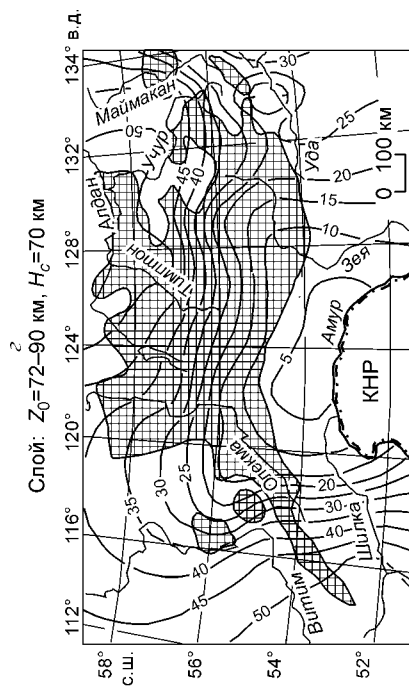
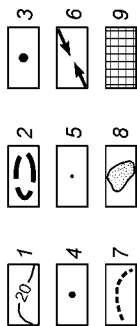
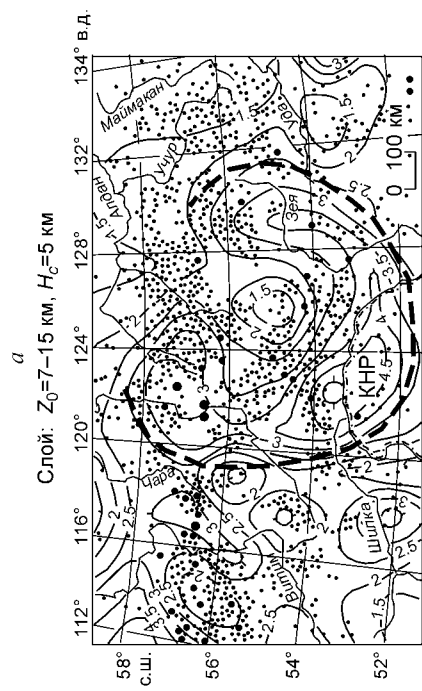
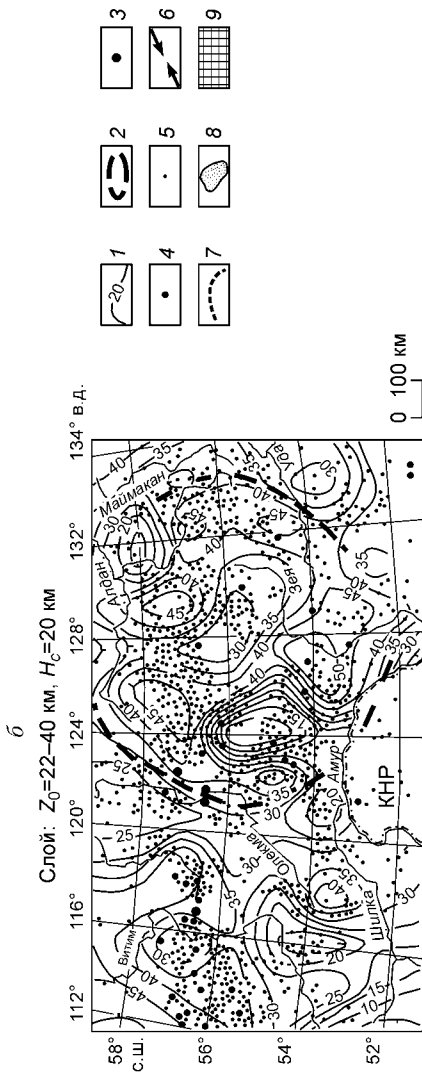


Рис. 4. Карты-срезы объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$ на разных глубинах; векторы тектонических напряжений, магнитные и тепловые аномалии (схема δ).

1 — изолинии градиента поверхностной плотности условных слоев (10^{-2} кг/м²/км); 2 — контуры структур центрального типа на схемах ($\alpha-\epsilon$); 3—5 — эллипсы землетрясений [Тектоника..., 2001] с магнитудами: >6 (3), 4—6 (4), <4 (5); 6 — векторы напряжений сжатия в поле сильных землетрясений [Сейсмотектоника..., 1982; Николаев, Семенов, 2004]; 7 — оси дуговых отрицательных магнитных аномалий [Атлас..., 1988]; 8 — аномалии теплового потока интенсивностью 50 мВт/м² и более [Атлас..., 1988]; 9 — раннеархейские кристаллические комплексы.

Внутренняя однозначность охарактеризованных выше расчетных процедур означает, что по одному распределению гравитационных аномалий (шаг наблюдений и направление расчетных профилей) с их помощью можно построить только одно распределение расчетных параметров (см. рис. 2—4), однако полученные результаты не претендуют на геологическую однозначность построений (она ограничена условием $Z_1 > 0.5D$). Как и в случае с любыми другими гравитационными моделями сложных геологических сред, „абсолютная“ точность построения аппроксимационных моделей (в нашем случае она априорно закладывается на уровне 30 %) может быть оценена только средствами внешнего контроля при сопоставлении полученных распределений возмущающих масс с известными геолого-геофизическими данными (в идеальном случае — проверкой расчетных границ с помощью бурения). Приводимые в статье сопоставления свидетельствуют об удовлетворительной корреляции рассматриваемых инаприорных формализованных распределений плотностей неоднородностей в геологическом пространстве с аномалиями скорости сейсмических волн, тепловыми (см. рис. 3, разрез 3-3; рис. 4, *г*), магнитными и геоэлектрическими [Поспеев, 2004] аномалиями, а значит — плотностные неоднородности могут иметь общую с перечисленными аномалиями геологическую причину. Задача интерпретатора формализованных гравитационных моделей — найти и объяснить эту причину (или причины) с помощью комплексного анализа геолого-геофизической информации.

Примеры геологической интерпретации моделей $\mu_z(x, y, H_c)$ можно найти в работах [Петрищевский, 2003, 2004а, 2006; Петрищевский, Злобин, 2004].

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

На протяжении последних трех миллиардов лет тектоноформационные комплексы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона неоднократно подвергались дроблению, скупиванию, разнонаправленным перемещениям, интенсивной магматической и метаморфической переработке [Эволюция..., 1987; Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1996, 1999; Геологическая карта..., 1999; Сорокин, 2001; Ларин и др., 2002], вследствие чего гравитационные аномалии в этом регионе неоднозначно коррелируются с границами докембрийских структур и плотностью приповерхностных комплексов. Слабая связь региональных гравитационных минимумов с палеозойскими интрузивами наблюдается только в северо-западной, южной и крайней восточной частях Байкало-Витимского террейна (см. рис. 1), большинство же крупных докембрийских интрузивных и интрузивно-метаморфогенных массивов на рассматриваемой территории располагаются в пределах максимумов или в пограничных (градиентных) зонах аномалий Буге. Линейные зоны интенсивных градиентов силы тяжести, в свою очередь, лишь эпизодически совпадают с положением региональных структурных швов — границами террейнов (см. рис. 1, *б*), а чаще смещены от последних на расстояние до 60—80 км (Монголо-Охотский, Желтулакский и Становой структурные швы) и более (Жуинский), что является признаком горизонтальных перемещений приповерхностных комплексов. Так, в гравитационных аномалиях хорошо проявлено предполагаемое по геологическим наблюдениям [Гусев, Хаин, 1995] надвигание протерозойских комплексов Становика на Алданский щит: глубинная граница щита, выраженная гравитационной ступенью (см. рис. 1, *б*), смещена к югу на 120—150 км от приповерхностного положения Станового разлома (см. рис. 1, *а*). Близкие оценки получены автором этой статьи с помощью автокорреляционного гравитационного зондирования земной коры этого района [Петрищевский, 2004в]. Судя по характеру гравитационных аномалий (см. рис. 1, *б*), восточная часть Байкало-Витимского террейна также надвинута на (или инъецирована в) Алданский щит и Становую складчатую систему.

Среди мезозойских структур наиболее однозначно проявлена пространственная связь субширотного гравитационного минимума с гранитоидными интрузивами Становика, поперечное (к простиранию минимума) кулисообразное расположение которых указывает на образование их в обстановке растяжения, связанной со сдвиговыми деформациями в зонах Станового, Желтулакского и Южно-Тукурингринского структурных швов, сопровождающимися „косую коллизией террейнов“ [Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1996, 1999; Сорокин, 2001]. Очень похожие взаимоотношения гранитоидных тел и вулканических структур со сдвиговыми деформациями детально рассмотрены В.П. Уткиным [1989] в зонах Центрального и Восточного (Прибрежного) сдвигов в Сихотэ-Алине.

Крупнейшие (50 × 100, 100 × 300 км) межгорные мезозойские и кайнозойские наложенные впадины Алданского щита и Станового террейна (Чульманская, Верхнезейская, Токинская) сопровождаются резко асимметричными минимумами Буге (с амплитудами 15—30 мГл), смещенными к южным бортам депрессий (см. рис. 1, *б*). Позднемезозойские и кайнозойские комплексы Байкало-Витимского, Амурского террейнов и Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы не имеют ясных связей с гравитационными аномалиями (см. рис. 1) вследствие небольшой мощности и неоднородного состава этих комплексов. Приуроченность ряда мезозойско-кайнозойских впадин (Удская, Амуро-Зейская, Муйская) к максимумам Буге, сопровождаемых сокращением мощности земной коры, является признаком связи этих депрессий с новейшими рифтогенными процессами и мантийным диапиризмом.

Таким образом, за исключением межгорных впадин Алданского щита, мезозойских гранитоидов Становика и офиолитовых комплексов Монголо-Охотского структурного шва, на рассматриваемой территории отсутствует однозначная связь гравитационных аномалий с плотностью приповерхностных комплексов (см. рис. 1, б). Так, крупнейший гравитационный минимум на северо-востоке Забайкалья, который часть исследователей [Геология..., 1984] связывают с палеозойским ареал-плутоном (Баргузинским, или Ангаро-Витимским, батолитом), восточнее 116-го меридиана совмещается с контуром блока пород повышенной плотности, кроме того, он коррелируется здесь с аномалиями сейсмичности и теплового потока [Никулин, Барышев, 1977; Геология..., 1985; Атлас..., 1988], а это уже признаки не палеозойских, а позднекайнозойских тектономагматических процессов. Обширный ареал ультраметаморфических комплексов Алданского щита с плотностью 2.80—2.85 г/см³ характеризуется мозаичным рисунком гравитационных аномалий (см. рис. 1, б), среди которых преобладают минимумы, а северный край щита под крутыми углами пересекают гравитационные аномалии внутренних районов Северо-Азиатского кратона. Уровень региональной составляющей аномального гравитационного поля повышается в обе стороны от Станового и Байкало-Витимского региональных минимумов. Обширный максимум силы тяжести, совпадающий с местоположением Амурского террейна, размещается в поле пород с пониженной плотностью (см. рис. 1, б).

Рассмотренные данные свидетельствуют об ограниченных возможностях интерпретации гравитационных аномалий южного обрамления Северо-Азиатского кратона с целью изучения структур глубоких слоев земной коры и верхней мантии методами подбора плотностных неоднородностей, а основными препятствиями для решения прямых задач гравитационного потенциала здесь являются:

- недостаточность априорной информации, в первую очередь — редкая сеть сейсмических зондирований;
- плохая совместимость границ тектонических комплексов и структур с гравитационными аномалиями, тектоническая раздробленность древних комплексов и их разновозрастная магматическая проработка; обратный тип взаимоотношений плотностных характеристик приповерхностного слоя горных пород со знаком региональных гравитационных аномалий (северо-восточные районы Байкало-Витимского террейна, Алданский щит и Амурский террейн);
- трудности разделения гравитационных эффектов домезозойских глубинных структур и кайнозойских геодинамических воздействий на земную кору и верхнюю мантию.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Пространственное распределение центров масс плотностных неоднородностей, адекватных в поперечных сечениях квазисимметричным гравитационным аномалиям, характеризуется в рассматриваемом регионе тонкослоистой структурой, которая проявляется резкими, однако закономерными, изменениями доминирующих простираний изолиний Z_0 в смежных слоях тектоносферы. Наиболее частыми в рассматриваемом регионе являются субмеридиональные ориентировки изолиний глубин залегания центров плотностных неоднородностей. Эти ориентировки с незначительными перерывами прослеживаются от поверхности до глубины 90 км (см. табл. 1). Северо-западные ориентировки более характерны для среднего и нижнего слоев земной коры ($Z_0 = 15—40$ км) и неоднородностей верхней мантии до глубины 70 км. Северо-восточные наиболее отчетливо начинают проявляться с глубины 60—70 км, а на глубинах более 80 км (нижний слой литосферы) — преобладают. Наблюдаемые вариации пространственных распределений плотностных неоднородностей в разных слоях тектоносферы могут быть связаны с изменениями трендов тектонических напряжений при взаимодействиях (коллизиях) крупных литосферных сегментов (плит, микроплит и супертеррейнов) на востоке Евразийской плиты в архее, раннем протерозое, палеозое и позднем мезозое.

Субмеридиональные ориентировки в распределении центров плотностных неоднородностей субкристаллического сиалического слоя земной коры до глубины 15 км (см. табл. 1) резко дискордантны простиранию приповерхностных тектонических структур на большей части рассматриваемой территории (см. рис. 1, а). На земной поверхности меридиональным ориентировкам изолиний Z_0 соответствуют ориентировки дизъюнктивов, магматических тел, зон мигматизации, рассланцевания и осей складок в западных районах Алданского щита, на площади распространения гранит-зеленокаменных комплексов Олекминской серии (AR_1^3) [Геология СССР..., 1972; Тектоническая карта..., 1978; Эволюция..., 1987; Геологическая карта..., 1999]. В центральных районах Алданского щита фрагменты субмеридиональных структур, нарушенные более поздними северо-западными и северо-восточными структурными элементами, наблюдаются в поле распространения тимптонской серии (AR_1^2), занимающей среднее стратиграфическое положение в архейском разрезе Алданского щита. В других районах восточной окраины Евразийской плиты и ее Тихоокеанского обрамления субмеридиональные ориентировки осей складок и разломов хорошо проявлены в архейских и протерозойских комплексах, обнажающихся в

выступах „гранитно-метаморфического“ слоя земной коры (северный фланг Ханкайского, Охотский, Приколымский и Тас-Хаяхтасский террейны кратонного типа; протерозоицы Сетте-Дабана и Малого Хингана; Срединно-Камчатский метаморфогенный массив [Тектоническая карта..., 1978, Тектоника..., 2001]). Глобальный характер субмеридиональных ориентировок дизъюнктивных и складчатых структур в древнейших комплексах Северо-Восточной Азии приводит к предположению, что меридиональные ориентировки глубинных структур Алдано-Станового составного террейна и граничащих с ним Амурского и Байкало-Витимского террейнов отражают древние (допалеозойские) деформации земной коры и верхней мантии юго-восточных окраин Северо-Азиатского кратона, следы которых сохранились до настоящего времени благодаря приобретенной в раннем архее жесткости. Эти деформации были нарушены или унаследованы (в разных блоках по-разному) при последующих тектонических перестройках („активизациях“) южных окраин кратона, наиболее интенсивные из которых сопровождалась образованием обширных полей гранитоидов в среднем палеозое (Байкало-Витимский и Амурский террейны) и позднем мезозое (Становая складчатая система).

Средний (см. рис. 2, *a*) и нижний (см. рис. 2, *б*) слои земной коры Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья характеризуются преобладанием северо-западных ориентировок изолиний Z_0 , согласующихся с разломами этого направления, западными и восточными границами раннеархейских комплексов Алдано-Станового составного террейна, а также преимущественно северо-западным простиранием разломов, осей складок и зон расланцевания [Геология СССР..., 1972; Тектоническая карта..., 1978] в гранулитогнейсовых комплексах поперечного (Центрально-Алданского [Гусев, Хаин, 1995]) блока Алданского щита. В том же северо-западном направлении ориентированы гранитоидные массивы Становика (см. рис. 1, *a*), использовавшие при внедрении домезозойские структуры дробления и расланцевания. По полученным данным (см. рис. 2, *a*), глубинные структуры поперечного блока простираются к юго-востоку от приповерхностных границ Станового складчатого пояса на расстояние до 300 км. В связи с этим вполне возможно, что палеозойские и раннемезозойские турбидитовые комплексы этого района (Тукуринграджагинский и Унья-Бомский террейны [Сорокин, 2001]), деформированные в структурах того же северо-западного простирания [Тектоническая карта..., 1978], могли быть надвинуты на позднепалеозойскую окраину Северо-Азиатского кратона при коллизии его с Амурским супертеррейном.

С северо-восточным (и встречным юго-западным) вектором палеотектонических напряжений на обширной территории северо-востока Азии связаны северо-западные ориентировки структурных элементов в палеозойских комплексах Ханкайского супертеррейна (южный блок), Монголо-Охотской (на юго-востоке) и Верхояно-Колымской аккреционно-складчатых систем [Тектоническая карта..., 1978]. По полученным данным можно предположить, что глубинная перестройка поперечного блока Алданского щита (северо-западное простирание структур) завершилась в более позднее время (в позднем палеозое или мезозое), чем это предполагается по приповерхностным геологическим наблюдениям (поздний протерозой—ранний палеозой [Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1996, 1999]). Отражением глубинных деформаций этого блока в приповерхностном слое земной коры является надвигание древних гранулитогнейсовых комплексов Центрально-Алданского блока (AR_1^{-2}) на зеленокаменные комплексы его обрамления (AR_3) [Эволюция..., 1987; Гусев, Хаин, 1995], а еще позднее (в мезозое) — западных флангов Станового террейна на Алданский щит. Согласно ранее выполненным расчетам [Петрищевский, 2004в], горизонтальная амплитуда шарьяжа на южной границе щита составляет 120—140 км, а вертикальная мощность аллохтона — около 10 км. На глубине, приблизительно соответствующей подошве аллохтона (10—15 км), наблюдается резкая смена доминирующих простираний изолиний Z_0 с субмеридионального на северо-западное (см. табл. 1, рис. 2, *a*), что во многих других районах [Петрищевский, 1987, 1988, 2004б] является признаком глубинного структурного несогласия.

Глубинные структуры Байкало-Витимского террейна резко дискордантны структурам Алдано-Станового террейна в широком диапазоне глубин: от 15 до 100 км (см. табл. 1, рис. 2) и характеризуются торцевым сочленением с последним, что также хорошо просматривается в приповерхностных структурах (см. рис. 1, *a*) и непосредственно в гравитационных аномалиях (см. рис. 1, *б*). Таким образом, Западно-Становой [Геологическая карта..., 1986] или Селенгино-Становой [Геологическая карта..., 1999] геоблок на территории Северо-Восточного Забайкалья правильнее относить не к Становому, а к Байкало-Витимскому террейну [Гусев, Хаин, 1995], восточной границей которого являются Жуинский и Желтулакский разломы (см. рис. 1, *a*). Продолжение гравитационных аномалий (см. рис. 1, *б*) и соответствующих глубинных структур Байкало-Витимского террейна к северо-востоку от Жуинского (см. рис. 2, *a*) и Желтулакского (см. рис. 2, *б*) разломов является признаком субгоризонтального инъецирования Алдано-Станового композитного террейна магматическими структурами Ангаро-Витимского батолита. По некоторым данным [Гусев, Хаин, 1995], это инъецирование сопровождалось надвиганием приповерхностных комплексов.

Поперечные, северо-западные, ориентировки глубинных структур Алданского щита прослеживаются до глубины 70 км (см. табл. 1), а на глубинах 80—90 км (см. рис. 2, *в*) изолиниями Z_0 четко

очерчиваются границы древнего (архейского) литосферного сегмента с позднепротерозойско-раннепалеозойскими Байкало-Витимским и Амурским супертеррейнами. В нижнем слое литосферы (см. рис. 2, в) отчетливо проявлена коллизионная природа Монголо-Охотской аккреционно-складчатой системы — сутуры, приуроченной к глубинным границам Амурского террейна с Байкало-Витимским и Становым.

Таким образом, рассмотренные выше структурные особенности распределений глубинных плотностных неоднородностей Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья связаны с палеогеодинамикой крупных литосферных сегментов (Северо-Азиатского кратона и примыкающих к нему микроконтинентов 2-го порядка). По мнению одного из рецензентов этой статьи, ориентировки глубинных плотностных неоднородностей, так же как и деформации приповерхностных тектоноформационных комплексов, могут повторять (наследовать) очертания границ взаимодействующих литосферных плит (микроплит, микроконтинентов) при их коллизиях.

Наиболее древними в рассматриваемом регионе являются меридиональные и сопряженные с ними широтные ориентировки архейско-раннепротерозойских структур в кристаллическом основании Северо-Азиатского кратона, наблюдаемые в широком глубинном диапазоне тектоносферы (0—100 км) внутри и за его пределами, вне зависимости от границ, примыкающих к кратону супертеррейнов. Северо-западные ориентировки глубинных структур, лучше всего проявленные в среднем и нижнем слоях земной коры Алдано-Станового составного террейна, обусловлены, по-видимому, раннепалеозойской коллизией Байкало-Витимского террейна (активная роль) с Северо-Азиатским кратоном [Парфенов и др., 1996, 1999], при которой преобладали северо-восточные тектонические напряжения. Северо-восточные ориентировки плотностных неоднородностей, доминирующие в нижних слоях литосферы и астеносфере (на глубинах 80—120 км), по-видимому, связаны с позднепалеозойской и мезозойской геодинамикой региона [Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 1999], когда к юго-восточному обрамлению Северо-Азиатского кратона присоединился Амурский супертеррейн.

Структурно-вещественные характеристики тектоносферы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона рассматриваются на основе объемной модели градиентов плотности эквивалентных сферических источников $\mu_z(x, y, H_c = 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90$ и 100 км), которая учитывает интенсивность (V_{zm}), а следовательно — плотностные свойства (M, σ) элементарных гравитационных возмущений. В срезях до глубины 25 км доминируют северо-восточные и северо-западные ориентировки изолиний μ_z , в интервале глубин 25—40 км комбинируются северо-западные, северо-восточные и широтно-меридиональные ориентировки, а в срезях на глубинах более 50 км преобладают северо-восточные, широтные и меридиональные (см. табл. 2). По сравнению с распределениями центров масс (см. табл. 1, рис. 2) распределения градиентов плотности характеризуются рядом новых особенностей, связанных с палеомагматическими структурами и реологическими свойствами тектоносферы.

По полученным данным (см. рис. 3), разрез тектоносферы Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья характеризуется 5-слойным строением. Приповерхностный слой до глубины 10—15 км, сложенный разновозрастными метаморфогенными, осадочно-вулканогенными и интрузивными комплексами, характеризуется низкими значениями градиентов плотности ($\mu_z < 10^{-2}$ кг/м²/км). Второй слой с высокими значениями градиентов плотности ($\mu_z = (20 \div 50) \cdot 10^{-2}$ кг/м²/км) располагается на глубинах от 10—15 до 35—40 км и соответствует нижнекоровому (мафическому) кристаллическому слою земной коры. Нижняя граница этого слоя в разрезах сейсмического зондирования часто совпадает с подошвой земной коры (см. рис. 3, разрезы 2-2 и 3-3). Наиболее высокие значения градиентов плотности второго слоя наблюдаются под Алданским щитом и Амурским террейном. Под Байкало-Витимским террейном мощность высокоградиентного слоя сокращена до 10—15 км (разрезы 1-1, 4-4), что может быть связано с современными геодинамическими процессами на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны [Никулин, Барышев, 1977; Геология..., 1984, 1985; Зорин и др., 1990; Николаев, Семенов, 2004]. На границах террейнов нередко происходит выклинивание второго слоя (см. рис. 3, разрезы 1-1, 2-2, 3-3). Третий слой с низкими значениями градиентов плотности ($\mu_z = (5 \div 15) \cdot 10^{-2}$ кг/м²/км) располагается в верхней мантии, реже в основании коры, где сопоставляется с сейсмическими волноводами (разрезы 1-1, 2-2 и 4-4), признаками частичного плавления (разрез 3-3), по термометрическим данным [Тектоносфера..., 1992], и слоем низкого электрического сопротивления, по данным МТЗ [Поспеев, 2004]. Четвертый слой с высокими и повышенными значениями градиентов плотности располагается на глубинах 50—90 км и соответствует нижнему (жесткому) слою литосферы. В основании изученного разреза тектоносферы, на глубинах более 80 км, располагается пятый слой с низкими значениями градиентов плотности, который совпадает с астеносферой, диагностируемой здесь по магнитотеллурическим, термометрическим и сейсмическим данным [Никулин, Барышев, 1977; Геология..., 1984; Глубинное строение..., 1991; Каплун, 2002]. Существование реологически ослабленного слоя на глубинах 80—100 км, выявляемое по сейсмическим данным во многих других районах мира, является глобальной особенностью верхней мантии Земли

[Павленкова, 1995] и в тектонически активных районах этот слой, как правило, приурочен к подошве литосферы.

В тектоносфере рассматриваемого региона низкими значениями градиентов плотности проявляются два слоя с пониженными реологическими свойствами (пониженной вязкостью или повышенной текучестью), относительно которых могли происходить, и происходят в настоящее время, горизонтальные перемещения блоков и пластин в выше- и нижележащих слоях. Аномалии скорости сейсмических волн и электрической проводимости подкорового слоя на территории Забайкалья [Геология..., 1984; Поспеев, 2004] и в других районах [Павленкова, 1995] объясняются надкритическим фазовым состоянием вещества верхней мантии (увеличением содержания свободного флюида), а астеносферный слой обычно понимается как слой частичного плавления.

Пространственные распределения градиентов плотности в земной коре Верхнего Приамурья (см. рис. 4, *a, б*) характеризуются концентрически-зональной соподчиненностью локальных аномалий и разделяющих их зон градиентов параметра μ_z , что типично для магматогенных структур центрального типа [Петрищевский, 1988, 2003], в частности, плюмов [Petrishchevsky, Zlobin, 2004]. Наиболее четко такая структура проявлена в междуречье верховий рек Алдан, Олекма и Зея. В приповерхностном (см. рис. 4, *a*) и среднекоровом (см. рис. 4, *б*) срезах она характеризуется концентрическим расположением максимумов градиентов плотности относительно минимума в центре, а в срезе: $H_c = 35$ км (см. рис. 4, *в*) интенсивным максимумом μ_z проявлена корневая часть структуры, резко сокращенные размеры которой указывают на преимущественно горизонтальный способ распространения („растекания“) палеомагматических расплавов в среднем слое земной коры и перемещения над ними верхнекоровых тектонических пластин. Очертания центра структуры с небольшим юго-западным смещением повторяют дуговые отрицательные магнитные аномалии, взаимное положение которых характеризуется концентрической зональностью (см. рис. 4, *д*). Такие аномалии обычно сопровождают компенсационные сбросы, образующиеся при обрушении сводов вулканотектонических сооружений.

По совокупности рассмотренных данных, Алдано-Зейская структура соответствует обобщенным параметрам литосферного плюма с инверсированным сводом [Анфилогов, 2005]. Помимо концентрических распределений аномалий градиентов плотности (см. рис. 4, *a, б*), магнитных аномалий и аномалий теплового потока (см. рис. 4, *д*), эта структура выражена интенсивным прогибанием (10 мм/год) земной поверхности [Карта..., 1983], концентрической зональностью векторов сейсмотектонических напряжений (см. рис. 4, *д*) и присутствием на поверхности плиоцен-четвертичных щелочных базальтов [Геологическая карта..., 1999]. К центру структуры приурочен самый крупный и интенсивный в этом регионе шлиховой ореол золота [Вьюнов, Степанов, 2004], образовавшийся в результате длительного и устойчивого сноса золота к центру тектономагматического сооружения.

Опускание (обрушение) свода Алдано-Зейской структуры центрального типа выражено концентрацией максимумов параметра μ_z на флангах структуры (см. рис. 4, *a*) и прогибанием изолиний μ_z над ее центром в разрезах 2—2 и 3—3 (см. рис. 3). Смещение центра и внешнего контура кольцевой аномалии μ_z нижнекорового слоя (см. рис. 4, *б*) относительно верхнекоровых аномалий (см. рис. 4, *a*) может быть результатом перемещения нижнекорового слоя в северо-восточном направлении на расстояние 150—180 км, что было возможным благодаря позднемезозойским и кайнозойским магматическим расплавам. Формальные признаки крупномасштабных горизонтальных перемещений нижнего слоя земной коры Становика и южных районов Алданского щита (см. рис. 4, *б*) согласуются с представлениями [Парфенов и др., 1996, 1999; Сорокин, 2001] о „косом“ (с юго-запада на северо-восток) приращении Амурского микроконтинента к Северо-Азиатскому кратону, при котором могло происходить поддвигание жестких тектонических пластин (структурных клиньев или „инденторов“) под Северо-Азиатский кратон, а в приповерхностном слое — формирование шарьяжей и тектонических покровов. Похожие взаимоотношения верхне- и нижнекоровых структур выявлены в Сихотэ-Алине [Юшманов, Петрищевский, 2004], Примагданье [Мигурский и др., 2005] и на Камчатке [Петрищевский, 2006], где они характеризуют мезозойскую и современную активные окраины литосферных плит.

В среднем течении р. Витим по аномалиями μ_z в срезе: $H_c = 35$ км (см. рис. 4, *в*) предполагается существование еще одной глубинной тектономагматической структуры центрального типа, которая на поверхности (см. рис. 1, *a*) выражена концентрическим расположением палеозойских гранитоидных тел. Структура располагается в области куполообразного утолщения первого высокоградиентного слоя тектоносферы (см. рис. 3, разрез 4—4), согласно с которым воздымаются контрастные скоростные границы вблизи подошвы сиалического слоя (разрезы 1—1 и 4—4). Менее четкая выраженность структуры в разрезе 1—1 обусловлена ориентацией этого профиля по простиранию Байкальской рифтовой зоны [Геология..., 1984, 1985]. Исходя из совокупности рассмотренных данных (см. рис. 1, *a*; 3, 4, *б, в*), Средневитимская структура центрального типа по сравнению с Алдано-Зейской имеет более глубокий эрозийный срез и, очевидно, более древний возраст кристаллизации глубинных магматических расплавов.

Максимум градиентов плотности в подкоровом слое верхней мантии (см. рис. 4, *в*) может соответствовать корневой части древнего (среднепалеозойского?) плюма, надкупольная часть которого полностью деструктурирована позднепалеозойскими коллизионными и кайнозойскими рифтогенными процессами.

Структуры центрального типа находят отражение в поле сейсмичности региона (см. рис. 4, *а—в*). На территории Алдано-Зейского плюма пространственное распределение эпицентров землетрясений, большая часть из которых заключена в среднем и нижнем слоях земной коры [Тектоника..., 2001], согласуется с концентрической зональностью аномалий μ_z : относительно более сейсмичны фланги структуры, а инверсированная надкупольная часть плюма менее сейсмична. Столь же закономерно по круговому контуру, согласно с внешними границами плюма, изменяют ориентировку векторы механических напряжений, измеренные в полях сильных землетрясений этого района (см. рис. 4, *д*). Повышенная концентрация эпицентров землетрясений в пределах и на границах максимумов μ_z (см. рис. 4, *а—в*) может быть результатом взаимодействия жестких субкристаллических блоков и пластин над слоем пониженной вязкости в основании коры (см. рис. 3). Подобным образом в Среднем и Нижнем Приамурье проявлена статистическая связь средне- и высокомагнитудных ($M > 4.5$) землетрясений с максимумами μ_z на глубинах 25—35 км (нижний слой земной коры) [Петрищевский, 2004а], а в восточных районах Охотского моря — на глубинах 80—120 км (подастеносферный слой верхней мантии) [Петрищевский, Злобин, 2004].

В пределах Средневитимской структуры центрального типа, где магматические породы кристаллизовались и приобрели жесткость в более раннее время (палеозой), с распределением эпицентров землетрясений коррелируется только глубокий срез структуры (см. рис. 4, *в*).

Распределения глубинных плотностных неоднородностей в земной коре и подкоровом слое верхней мантии (см. рис. 4, *а—в*) объясняют различную тектоническую природу полей сейсмичности Байкальской и Олекмо-Становой сейсмических зон. На восточном отрезке Байкальской зоны линейный характер полей сейсмичности и аномалий теплового потока отчетливо коррелируется с рифтогенными процессами [Геология..., 1984, 1985; Атлас..., 1988], а те же проявления современной геодинамической активности на территории Южной Якутии и Верхнего Приамурья характеризуются концентрической зональностью (см. рис. 4, *а—в*), связанной со структурами кайнозойского плюма. Продолжение глубинных структур Байкальского рифта в восточном направлении ограничено бассейном р. Чара (120-м меридианом). Это ограничение совпадает с западной границей Алданского щита (см. рис. 1; 4, *з*).

Пространственные распределения градиентов плотности в глубоких слоях тектоносферы позволяют предположить существование в основании плюма обширной астеносферной линзы, простирающейся под Северо-Азиатский кратон (на севере) и Байкало-Витимский террейн (на западе). Представление о пространственных параметрах надкупольной части астеносферной линзы дает карта-срез градиентов плотности на глубине 70 км (см. рис. 4, *з*), на которой отчетливо просматривается пространственная связь выступа (поднятия) астеносферного слоя с Алдано-Зейским плюмом, надкупольная часть которого смещена на 180—200 км от центра астеносферной линзы в северо-восточном направлении. Из сравнения схем распределений градиентов плотности на разных глубинных уровнях (см. рис. 4, *а—з*) можно предположить, что наибольшее перемещение испытал нижнекоровый слой. Южный фланг астеносферной линзы продолжается за пределы изученного региона, где на территории Северо-Восточного Китая коррелируется с вулканическим поясом Эмуэршань и впадиной Суньяля [Геологическая карта..., 1999]. В глубоком срезе тектоносферы ($H_c = 90$ км, $Z_0 = 100—150$ км) субширотное (согласное с южными границами Северо-Азиатского кратона) простираение изолиний градиента плотности и его плавное увеличение в южном направлении, а также характер распределения центров плотностных неоднородностей в области переходного слоя литосфера—астеносфера (см. рис. 2, *в*) согласуются с представлениями о погружении (поддвижении) нижнего слоя литосферы Амурского микроконтинента под Байкало-Витимский террейн и Северо-Азиатский кратон [Гусев, Хаин, 1995].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ распределений плотностных неоднородностей в тектоносфере Северо-Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья, моделируемых без вспомогательных (к гравитационным аномалиям) априорных данных и предварительного геотектонического обоснования, позволил получить новую информацию о глубинных тектонических структурах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона в интервале глубин 10—120 км, которая может быть использована при дальнейших исследованиях связи приповерхностных тектонических комплексов с глубинными структурами, металлогенией и геодинамикой региона. Реализованный подход к интерпретации гравитационных аномалий принципиально отличается от традиционных методов подбора плотностных неоднородностей тем, что в нем отсутствуют элементы „подгонки“ аналитических построений под существующие информационные базы геолого-геофизических данных и тектонические концепции, что способствует объективности конечных геологических выводов. При таком подходе анализ геолого-геофизических данных осуществляется не в начале

интерпретационного процесса, как это принято при традиционном гравитационном моделировании глубинных структур, а на завершающих этапах исследования, после составления формализованных моделей плотностной неоднородности геологического пространства. Мерой же информационной значимости полученных моделей в последнем случае является не „точность“ совмещения расчетных и наблюдаемых гравитационных аномалий в прямой итерационной задаче гравитационного потенциала, а степень соответствия однозначно воспроизводимых формальных распределений плотностных неоднородностей комплексу предшествующих данных. Так, например, инаприорное обнаружение в тектоносфере Забайкалья и Приамурья двух слоев с низкими значениями градиентов плотности полностью согласуется с сейсмическими и магнитотеллурическими данными о наличии на тех же глубинах зон низких значений скорости сейсмических волн и электрического сопротивления, что позволяет связывать минимумы градиентов плотности со слоями пониженной вязкости или повышенной текучести. Близкие результаты получены автором в Охотоморском регионе, где аномалии низких значений μ_z совпадают с зонами частичного плавления, диагностируемыми по магнитотеллурическим и термометрическим данным под позднекайнозойскими вулканическими поясами [Петрищевский, 2006] и в астеносфере [Petrishchevsky, Zlobin, 2004], а аномалии высоких значений μ_z — с контурами сейсмически активной пластины в подастеноферном слое верхней мантии [Петрищевский, Злобин, 2004].

Местоположение и пространственные параметры Алдано-Зейского плюма, обнаруженного при изучении инаприорных распределений плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии, отчетливо коррелируются с аномалиями теплового потока, дуговыми магнитными аномалиями, полем сейсмичности и векторами механических напряжений, вызванных сильными землетрясениями. Тектоническая инверсия (обрушение) надкупольной части плюма, предполагаемая по распределениям формального параметра (μ_z) в разрезе структуры, соответствует характеру современных вертикальных движений, установленному при повторных нивелировках земной поверхности. Перечисленные признаки являются внешними критериями объективности рассмотренных моделей и убеждают в существовании плюма.

Совпадение характера пространственных распределений глубинных плотностных неоднородностей (ориентировок изолиний Z_0 и μ_z , особенностей группирования аномалий) с преобладающими ориентировками пликативных, разрывных и магматических структур соответствующих приповерхностных тектонических комплексов (осями складок, разломами, зонами расланцевания, ориентировками даек и магматических тел) уже во многих районах [Петрищевский, 1977, 1988, 2003, 2004а,б] позволяет исследовать глубинные тектонические и магматические структуры земной коры под вулканическими покровами, шарьяжами и чехлом, а резкая смена типов дислокаций плотностных неоднородностей в смежных слоях тектоносферы является устойчивым признаком границ раздела структурно-вещественных комплексов.

Новые данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона формулируются в следующих выводах:

1. В структурных распределениях плотностных неоднородностей (изолиниях Z_0) прослеживается тенденция закономерной смены (сверху вниз) преобладающих ориентировок изолиний (Z_0) от меридиональных и субширотных через северо-западные до северо-восточных, что соответствует преобладающим векторам архейских, палеозойских и позднемезозойских тектонических напряжений.

2. Структурные элементы среднего и нижнего слоев земной коры Алданского щита и Станового террейна характеризуются северо-западными ориентировками, совпадающими с ориентировками разломов, складок и плоскостей расланцевания гранулитово-гнейсовых комплексов Центрально-Алданского блока, поперечного к дислокациям олекминской и батомгской зеленокаменных серий. Взаимоотношения приповерхностных структур с глубинными позволяют предполагать надвигание (с юго-запада на северо-восток) палеозойских и мезозойских верхнекоровых комплексов Амурского террейна на Алдано-Становой композитный террейн. Амплитуды взаимного смещения верхне- и нижнекоровых тектонических масс на юго-восточном фланге Центрально-Алданского блока могут составлять 150—300 км. Западный и юго-западный фланги Алданского щита и Станового террейна, по-видимому, инъецированы палеозойскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита на расстояние до 150 км к востоку от Жуинского и Джелтулакского разломов. В том же (северо-восточном) направлении и на такое же расстояние перемещены (подвинуты под Северо-Азиатский кратон) структуры нижнекорового слоя Алдано-Станового террейна.

3. Распределения плотностных неоднородностей в основании литосферы (на глубинах 80—90 км) согласны с контурами Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Амурского супертеррейнов. Западно-Становой (или Селенгино-Становой) геоблок по всему комплексу геолого-геофизических признаков вписывается в Байкало-Витимский супертеррейн. Последний характеризуется торцевым сочленением со структурами Алданского щита и Становой складчатой системы в широком диапазоне глубин (0—100 км).

4. В разрезе тектоносферы изученного региона выявлены два слоя с низкими значениями градиентов плотности (слои, в объеме которых отсутствуют источники сильных гравитационных возмущений), сопровождающиеся понижением скорости сейсмических волн и электрического сопротивления, что позволяет связывать их со слоями пониженной вязкости (повышенной текучести). Существование этих слоев обеспечивает (и обеспечивало в прошлом) возможность горизонтальных перемещений геологических тел и структур различного ранга: слоев, блоков, пластин, тектонических покровов и крупных литосферных сегментов (террейнов).

5. Вещественная неоднородность среднего и нижнего слоев земной коры Верхнего Приамурья и Южной Якутии в значительной степени определяется палеомагматическими процессами и связана с кайнозойской структурой центрального типа — Алдано-Зейским плюмом. Концентрически-зональное строение земной коры в надкупольной части плюма коррелируется с выступом астеносферной линзы на глубине 70 км, полем сейсмичности региона, магнитными аномалиями и аномалиями теплового потока.

ЛИТЕРАТУРА

Анфилов В.Н. Мантийные плюмы и плюм-тектоника // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых (Материалы XXXVIII тектонического совещания 1—4 февраля 2005 г., Т. I). М., 2005, с. 12—16.

Атлас карт геологического содержания зоны Байкало-Амурской магистрали / Под ред. Л.И. Красного, В.П. Василенко и др. Л., ВСЕГЕИ, 1988, 15 л.

Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток, Дальнаука, 1995, 141 с.

Булин Н.К., Афанасьева Е.А., Проняева Е.Н., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология, 1972, № 11, с. 134—139.

Вьюнов Д.Л., Степанов В.А. Геохимические поля Верхнего Приамурья // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 5, с. 116—24.

Геологическая карта зоны Байкало-Амурской магистрали. М-б 1:3 000 000 / Ред. Л.И. Красный. Л., ВСЕГЕИ, 1986.

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000 / Под ред. Л.И. Красного, Пэн Юнь Бяо. Л., ВСЕГЕИ, 1999, (3 л. с объяснит. запиской), 135 с.

Геология и глубинное строение зоны БАМ. Глубинное строение. Новосибирск, Наука, 1984, 173 с.

Геология и глубинное строение зоны БАМ. Сейсмичность. Новосибирск, Наука, 1985, 192 с.

Геология СССР, Т. XLII: Южная Якутия / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М., Недра, 1972, 495 с.

Глубинное строение территории СССР. М., Наука, 1991, 224 с.

Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 61—68.

Гравirazведка: Справочник геофизика. М., Недра, 1990, 607 с.

Гусев Г.С., Ханн В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника, 1995, № 5, с. 68—82.

Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София, Изд-во Болгарской Академии наук, 1968, 143 с.

Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ—ГСЗ // Региональная геология и металлогения, 2000, № 10, с. 235—240.

Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Туруганов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Охотской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 143—154.

Каплун В.Б. Электропроводность и структура литосферы Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, Ин-т тектоники и геофизики ДВО РАН, 2002, 24 с.

Карта современных вертикальных движений земной коры Дальнего Востока и Восточной Сибири. М-б 1:2 500 000 / Ред. Ю.П. Никитенко. М., ГУГК, 1983.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М., Недра, 1983, 536 с.

Косыгин В.Ю., Исаев В.И. О построении региональных плотностных моделей // Тихоокеанская геология, 1985, № 5, с. 113—116.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Заблоцкий Е.М., Загорная Н.Ю. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (4), с. 395—399.

Любалин В.Д. О природе региональных гравитационных аномалий Забайкалья и сопредельных районов // Сов. геология, 1990, № 6, с. 114—119.

Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижного поясов // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 2, с. 21—27.

Менакер Г.И. Строение верхней мантии и пространственно-временная миграция процессов тектономагматической активизации в Прибайкалье и Забайкалье // Вопросы геологии и металлогении Читинской области. М., 1986, с. 5—17.

Мигурский А.В., Мигурский Ф.А., Соболев П.Н. Элементы инденторного строения земной коры северо-востока России в районе опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан—пос. Омолон) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. (Материалы XXXVIII тектонического совещания 1—4 февраля 2005 г., Т. II.) М., 2005, с. 433—437.

Николаев В.В., Семенов Р.М. Сейсмоструктура Байкальской рифтовой зоны и ее горного окружения // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (5), с. 639—646.

Никонова Р.И. Разрешимость обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде и ее использование для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Свердловск, Ин-т геофизики Ур НЦ АН СССР, 1979, 24 с.

Никулин В.И., Барышев А.С. Глубинное строение и геодинамика земной коры в полосе БАМа Усть-Кут—Чара // Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской магистрали. Л., ВСЕГЕИ, 1977, с. 19—28.

Павленкова Н.И. О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии // Физика Земли, 1995, № 2, с. 58—71.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 4, с. 3—15.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Темуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.

Петрищевский А.М. Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек (Вознесенский рудный район Приморья) // Геология и геофизика, 1981 (5), с. 105—114.

Петрищевский А.М. О гранитах, гранитизации и природе региональных разуплотнений земной коры на Дальнем Востоке // Геотектоника, 1985, № 5, с. 80—90.

Петрищевский А.М. Глубинная структура Охотского срединного массива // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1987, № 4, с. 100—106.

Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток, Изд-во Дальневост. гос. ун-та, 1988, 168 с.

Петрищевский А.М. Тектоническая история Вознесенского флюоритоносного района в геофизических моделях // Отечественная геология, 2003, № 1, с. 36—41.

Петрищевский А.М. Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеанская геология, 2004а, т. 23, № 1, с. 20—36.

Петрищевский А.М. „Теневые“ гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика, 2004б, № 4, с. 48—54.

Петрищевский А.М. Гравитационные автокорреляционные индикаторы глубинных геологических структур // Тихоокеанская геология, 2004в, т. 23, № 4, с. 13—24.

Петрищевский А.М. Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 1, с. 31—46.

Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Уч. зап. Сахалинского гос. ун-та, Вып. 4. Южно-Сахалинск, Изд-во Сах. ун-та, 2004, с. 10—20.

Поспеев А.В. Геологические аспекты геоэлектрики верхней литосферы Земли // Геофизика, 2004, № 4, с. 35—38.

Прилепко А.И. О единственности определения плотности и формы тела в обратных задачах теории потенциала // Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 2, с. 288—291.

Сейсмоструктура, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск, Наука, 1982, 150 с.

Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология, 2001, т. 20, № 6, с. 31—36.

Страхов В.Н. Становление новой парадигмы — это разрушение господствующего стереотипа мышления (на примере гравиметрии и магнитометрии) // Физика Земли, 2002, № 3, с. 3—20.

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.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., Наука/Интерпериодика, 2001, 571 с.

Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формализованной основе). М-б 1:2 000 000 / Под ред. Ю.А. Косыгина, Л.М. Парфенова. Л., ВСЕГЕИ, 1978.

Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / Ред. И.В. Гордиенко. Владивосток, ДВО РАН, 1992, 238 с.

Туезов И.К., Хе Гоци, Врублевский А.А., Рейнлиб Э.Л., Бай Данхай. Некоторые особенности строения северо-востока КНР и Дальнего Востока России // Структура и геокинематика литосферы востока России. Магадан, 1993, с. 5—19.

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М., Наука, 1989, 165 с.

Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона (структура, состав, процессы). Л., Наука, 1987, 309 с.

Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток, Дальнаука, 2004, 111 с.

Petryshchevsky A.M., Zlobin T.K. Asthenosphere, plumes and plates in the Okhotsk Sea area // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins / Eds. A.I. Khanchuk, G.A. Gonevchuk et al. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 138—141.

*Рекомендована к печати 30 августа 2005 г.
С.В. Гольдиным*

*Поступила в редакцию
9 июня 2005 г.*