

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 551.1:550.83:552.3 (571.6)

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ, МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ  
ПРОЯВЛЕНИЯ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА В ВЕРХОВЬЯХ РЕК АЛДАН И АМУР

А.М. Петрищевский, Ю.П. Юшманов

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

В результате анализа гравитационных моделей земной коры и верхней мантии до глубины 100 км изучены структурные связи тектонических и тектонофизических сред разной жесткости с размещением приповерхностных рудных месторождений в надкупольной зоне Алдано-Зейского плюма. Выявлена отчетливая дискретность пространственной корреляции рудных узлов и районов с уплотнениями земной коры на глубинах 10, 20 и 35 км, а в низах коры (на глубине 25—30 км), подкоровом слое верхней мантии (40—50 км) и астеносфере (ниже глубины 70 км) обнаружены среды пониженной вязкости, связываемые с очагами полного или частичного плавления (источниками тепла) магматических и рудных проявлений на поверхности Земли. Пространственное размещение рудных месторождений характеризуется латеральной металлогенической зональностью, обусловленной «расползанием» и перераспределением магм и рудогенных флюидов, экранированных жесткими пластинами в нижней коре. Выявлен закономерный пространственный ряд рудных парагенезов в направлении от центра к флангам плюма: Au, Mo → Au, Ag, Pb, Zn → Au, Pb, Zn → Au, W → Au, Sb → W, Sn → Sn. Взаимное расположение и строение тектономагматических структур разных порядков в голове плюма подчиняется иерархической и фрактальной закономерностям.

*Гравитационное моделирование, плюмы, металлогения, Приамурье.*

GEOPHYSICAL, MAGMATIC, AND METALLOGENIC MANIFESTATIONS OF A MANTLE PLUME  
IN THE UPPER REACHES OF THE ALDAN AND AMUR RIVERS

A.M. Petrishchevskii and Yu.P. Yushmanov

Gravity models of the crust and upper mantle to a depth of 100 km are analyzed to study structural relationships of tectonic and tectonophysical media of different rigidities with the distribution of shallow ore deposits above the Aldan-Zeya plume. The spatial correlation of ore clusters and districts with high crustal viscosity inhomogeneities at depths of 10, 20, and 35 km shows distinct stepwise behavior. On the other hand, media of decreased viscosity are observed in the lower crust (at depths of 25–30 km), subcrustal (40–50 km) layers, and asthenosphere (at a depth below 70 km). They are related to chambers of the complete or partial melting (heat sources) of magmatic and ore occurrences near the Earth's surface. Lateral metallogenic zoning in the spatial distribution of the ore deposits is due to the spread and redistribution of magmas and ore-forming fluids, shielded by rigid plates in the lower crust. A naturally determined series of ore parageneses is observed from center to flanks of the plume: Au, Mo → Au, Ag, Pb, Zn → Au, Pb, Zn → Au, W → Au, Sb → W, Sn → Sn. The mutual position of the tectonic-magmatic structures of different ranks within the plume head obeys hierarchical and fractal laws.

*Gravity modeling, plumes, metallogeny, Amur region*

ВВЕДЕНИЕ

Плюмы, или мантийные струи, широко распространены в тектонических оболочках Земли [Loper, 1991; Leitch et al., 1998; Ernst, Buchan, 2002; Грачев, 2003; Pik et al., 2006; Saunders et al., 2007], в том числе — на территории Восточной Азии и прилегающих окраинных морей [Myashiro, 1986; Zorin et al., 2003; Малышев и др., 2004; Petryshchevsky, 2004; Петрищевский, 2008б; Сахно, 2008; Хоа и др., 2008]. Однако в большинстве случаев доступными для геологических, геофизических и геохимических наблюдений являются только литосферные, реже астеносферные, части плюмов («plume heads»), признаками

которых являются обширные поля кайнозойских базальтов с высоким содержанием оксидов калия и натрия [Гатинский, 1998; Грачев, 2003; Saunders et al., 2007; Пучков, 2009], а также характеристические отношения содержаний в базальтах и мантийных ксенолитах радионуклидных изотопов (Nd, Sr, Pb, Os, Hf, Xe и особенно He) [Davis, 1990; Thirwall et al., 1994; Грачев, 2003; Pik et al., 2006]. Геофизическими атрибутами плюмов являются аномалии теплового потока, пониженные значения скорости сейсмических волн и электрических сопротивлений в нижней коре, подкоровом и астеносферном слоях верхней мантии и «размывание» подошвы земной коры [Грачев, 2003; Zorin et al., 2003; Сахно, 2008]. Большинство мезозойских и кайнозойских плюмов сопровождается воздыманием кровли астеносферы, т.е. сокращением мощности литосферы [Loper, 1991; Cella et al., 1998; Красный, 2000; Грачев, 2003; Mascera et al., 2003; Campbell, 2007; Saunders et al., 2007; Пучков, 2009], и соответствующими гравитационными максимумами, однако существование плюмов в настоящем и особенно в прошлом, часто предполагается в пределах широких гравитационных минимумов, обусловленных большими объемами гранитоидных магм [Литвиновский и др., 1989; Hill, 1993; Zorin et al., 2003; Хоа и др., 2008; Малышев и др., 2008; Орлмаа и др., 2008]. В последнем случае, гравитационное моделирование реологических неоднородностей плюмовой природы в верхней мантии представляет собой трудноразрешимую задачу.

На поверхности Земли плюмы и структуры центрального типа более высоких порядков часто выражены радиально-концентрическими системами разломов, читаемых в морфоструктурах рельефа поверхности Земли [Сахно, 2008; Максимов и др., 2010].

Так же как и любые другие тектонические структуры, плюмы различаются по размерам и строению, однако наиболее частыми (типичными) в литосферных или астеносферных сечениях являются плюмы диаметром от 800 до 1200 км [Griffits, Campbell, 1991; Hill, 1993; Farnetani, Richard, 1995; Cella et al., 1998; Ernst, Buchan, 2002; Petryshchevsky, 2004; Saunders et al., 2007; Добрецов, 2008; Петрищевский, 2008б], размеры которых зависят от температуры плавления в голове плюма и стадии его развития [Farnetani, Richard, 1995; Добрецов и др., 2006], а также от способности тектонических сред изменять свою вязкость под влиянием температуры [Kellog, Ring, 1999]. Плюмы больших размеров часто относят к суперплюмам [Славинский, 2001; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Анфилогов, 2005; Добрецов, 2008], а меньших (первые сотни километров в диаметре) — к горячим точкам или районам [Myashiro, 1986; Коваленко и др., 1997; Saunders et al., 2007; Володькова, Подгорный, 2010]. Плюмы обладают иерархической внутренней структурой [Loper, 1991; Гатинский, 1998; Красный, 2000; Любецкий и др., 2006; Saunders et al., 2007; Пучков, 2009] и высокой подвижностью магм на границе литосфера—астеносфера [Thirwall et al., 1994; Saunders et al., 2007; Burov et al., 2007], находящих выход к поверхности Земли (или в подкоровый слой) в горячих точках — ответвлениях, или сателлитах, плюмов. Существуют предположения, что плюмы и горячие точки могут мигрировать под подошвой литосферы [Myashiro, 1986; Коваленко и др., 1997; Добрецов, Кирдяшкин, 2000], однако более признана гипотеза Уилсона—Моргана о горизонтальных перемещениях литосферных плит над неподвижными горячими точками (плюмы Гренландии, Гавайев, Императорского вулканического хребта, Декканского плоскогорья, Монголии, Йеллоустонский и другие [Nikishin et al., 2002; Ярмолюк и др., 2007; Campbell, 2007; Saunders et al., 2007]).

Долгое время считалось, что период активной жизни плюмов недолог (20—30 млн лет), но современные знания в этом вопросе [Коваленко и др., 1997; Красный, 2000; Славинский, 2001; Nikishin et al., 2002; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Campbell, 2007; Burov et al., 2007; Добрецов, 2008; и др.] предполагают значительное расширение этого предела: до 120—150 млн лет и более [Литвиновский и др., 1989; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Добрецов, 2010].

Существование продолжительных во времени каналов, пронизываемых для глубинных мантийных магм и флюидов, обеспечивает условия, благоприятные для образования в верхних горизонтах коры рудных месторождений разной специализации [Красный, 2000; Сторожук, 2001; Летников, 2001; Буряк, 2003; Сафонов, 2003; Сафонов и др., 2007; Антонов, 2008; Pirajno et al., 2009] и их многократной регенерации, особенно характерной для золота [Буряк, 2003]. Однако подвижность мантийных и коровых расплавов в эпицентральных (подкупольных) зонах плюмов и горизонтальные перемещения над ними более жестких тектонических масс затрудняет обнаружение связей рудных месторождений со структурами центрального типа плюмовой природы. А поскольку возникновение плюмов и развитие присущих им флюидно-магматических процессов протекают синхронно или органически связано с процессами коллизии и субдукции литосферных плит [Nikishin et al., 2002; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Campbell, 2007; Добрецов, 2010], мантийной конвекцией [Loper, 1991; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Добрецов, 2008] и наложенным на плюмы рифтогенезом [Zeyen et al., 1997; Leitch et al., 1998; Macdonald et al., 2001; Zorin et al., 2003; Любецкий и др., 2006; Борисенко и др., 2006; Сафонов и др., 2007; Saunders et al., 2007], металлогенический анализ скрытых (часто нарушенных или перекрытых) глубинных структур центрального типа плюмовой природы представляет собой весьма сложную проблему.

Целью статьи является изучение глубинного строения головы Алдано-Зейского плюма в Верхнем Приамурье и анализ особенностей пространственного размещения над ним проявлений эндогенной руд-

ной минерализации с учетом особенностей его внутреннего строения и наложенных на него внешних тектонических процессов. Выполненные исследования основываются на анализе реологических неоднородностей земной коры и верхней мантии в голове плюма до глубины 100 км, отображаемых распределениями формализованного параметра ( $\mu_z$ ) в 3D геологическом пространстве после специализированной обработки и аналитической интерпретации гравитационных аномалий.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отправной точкой конструирования рассматриваемых ниже гравитационных моделей Алдано-Зейского плюма является представление о множественности источников гравитационных аномалий, исходя из которого каждое локальное возмущение поля является результатом сложения эффектов нескольких источников, а для любой многосвязной системы источников всегда существует эквивалентная односвязная масса с центром тяжести, расположенным в центре тяжести системы [Зидаров, 1968; Никонова, 1979]. Выходными параметрами первого этапа формализованной интерпретации гравитационных аномалий являются вычисленные значения центров эквивалентных «компактных» возмущающих масс ( $Z_0$ ) [Петрищевский, 2004а] и соответствующие им измеренные амплитуды локальных квазисимметричных возмущений поля ( $V_{zm}$ ). Расчеты проводились на параллельных профилях, оптимально пересекающих преобладающее простирающее изометрическое поле на гравиметрической карте и приводились к типу изометричного источника путем введения поправочных коэффициентов ( $1 > k < 1.31$ ). В результате первого этапа обработки гравиметрических данных был сформирован массив значений  $Z_0$ ,  $V_{zm}$  в двумерной координатной матрице ( $x, y$ ).

На втором этапе моделирования исследуемое 3D геологическое пространство было разбито на 25 условных слоев, ограниченных поверхностями  $Z_1(n)$  и  $Z_2(n)$ , где  $n$  — порядковый номер слоя. Аномальные массы каждого слоя выметались по Пуанкаре на поверхности эквивалентных сфер, касательных к поверхностям слоев и рассчитывались значения параметра:

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

где  $K$  — гравитационная постоянная,  $Hc$  — условная поверхность, на которую выметаются аномальные массы исследуемого слоя земной коры или верхней мантии.  $Hc(n)$  всегда располагается выше поверхности слоя  $Z_1(n)$ , поэтому функция  $\mu_z$  не терпит разрыва в точках  $Z_0 = Hc$ . Физический смысл этого параметра соответствует поверхностной плотности эквивалентной сферы, нормированной по глубине залегания центра масс. В предшествующих публикациях [Петрищевский, 2006а,б, 2007а,б, 2008а,б, 2009] этот параметр обозначался как вертикальный градиент поверхностной плотности эквивалентного сферического источника.

На третьем этапе вычислений формировался 3D массив значений  $\mu_z(x, y, Hc)$ , который являлся цифровой основой построения карт-срезов и вертикальных разрезов распределений  $\mu_z$ -параметра в нужных глубинных сечениях стандартными графическими средствами (Surfer-8) и с помощью интерфейса автоматизированного построения разрезов 3D моделей [Глаголев, Петрищевский, 2010]. Более подробно с математическими основами и технологией построения моделей  $\mu_z(x, y, Hc)$ , можно познакомиться в работах [Петрищевский, 2004а,б, 2006а, 2007а, 2008а; Глаголев, Петрищевский, 2010].

Степень соответствия пространственных распределений формализованного абстрактного параметра ( $\mu_z$ ) реальным геологическим структурам и их реологическим характеристикам проверялась сопоставлением получаемых моделей с сейсмическими, геоэлектрическими, теплофизическими и геологическими (стратиграфическими, тектоническими, петрохимическими и др.) данными. Такие сопоставления, выполненные в десяти районах Дальнего Востока России [Петрищевский, 2006а,б, 2007а, 2008а, 2009, 2011а,б; Ханчук, Петрищевский, 2007; Петрищевский, Юшманов, 2011], обнаружили феноменальную связь  $\mu_z$ -параметра с реологическими свойствами тектонических и тектонофизических сред. На обширной территории Северо-Восточной Азии максимумам  $\mu_z$ -параметра в земной коре соответствуют жесткие массивы и блоки древних кристаллических комплексов (AR-PR), пластины вулканогенно-кремнистых пород (MZ) и океанической коры [Петрищевский, 2006а,б, 2011а,б], а минимумам — турбидитовые комплексы, зоны милонитизации и аккреционные призмы, характеризующиеся микститовой структурой [Петрищевский, 2011а], а также области и участки термогенного понижения вязкости в переходном слое кора—мантия под гранитоидными и вулканическими поясами [Петрищевский, 2008а]. В верхней мантии по значениям  $\mu_z$ -параметра уверенно различаются литосферные плиты (максимумы) и разделяющие их выступы астеносферы (минимумы) [Petryshchevsky, 2004; Петрищевский, 2007а, 2009; Ханчук, Петрищевский, 2007]. В разрезах объемных моделей этого параметра  $\mu_z$ -минимумы во всех изученных районах совпадают с зонами поглощения и уменьшения скорости сейсмических волн (ГСЗ и МОВЗ-зондирования), минимумами электрического сопротивления (МТЗ) и зонами нарушенного фазового со-

стояния (частичного плавления), предполагаемыми в тепловых моделях [Петрищевский, 2006а,б, 2008а, 2009].

Формализованные (по параметру  $\mu_z$ ) гравитационные модели априорно ограничиваются невысокой точностью построения границ раздела тектоносферы (в среднем 15—20 %), при этом основные искажения в расчеты вносят отклонения формы реальных плотностных неоднородностей от формы элементарных модельных тел (или многосвязных систем тел), удовлетворяющих условию:  $Z_1 > 0.5D$ , где  $Z_1$  — глубина залегания поверхности источника,  $D$  — его горизонтальные размеры [Петрищевский, 2004а]. Морфологические типы невыходящих на поверхность возмущающих тел и структур и их количественное (процентное) присутствие в тектоносфере Дальневосточного региона России в подавляющем случае неизвестны, однако степень приближения формализованных моделей к геологической реальности (точность моделирования) оценивается на заключительном этапе интерпретационного процесса путем сопоставления этих моделей с имеющимися геолого-геофизическими данными: стратиграфическими, сейсмическими, магнитотеллурическими и термометрическими. В изученных автором районах Дальнего Востока России точность картирования кровли и подошвы кристаллического слоя земной коры в сравнении с данными ГСЗ не превышает 15 % [Петрищевский, 2006а, 2007а, 2008а, 2011б], а литосферы в сравнении с данными МТЗ — 20 % [Петрищевский, 2006а,б].

На заключительном этапе интерпретации гравитационных аномалий формализованные модели, обладающие классом единственности (в математическом смысле) и не требующие привлечения априорной геолого-геофизической информации в начале вычислительного процесса, подкреплены вычислениями плотности сред в характерных разрезах плюма по стандартному 2D-алгоритму Голиздры—Старостенко [Гравиразведка, 1981]. В последнем случае решалась прямая линейная итерационная задача гравитационного потенциала в границах сред, определяемых формализованными моделями. Индикаторами этих границ являются границы резких изменений значений и морфологических особенностей распределений  $\mu_z$ -параметра. Точность подбора плотностного разреза ниже глубины 20 км, оцениваемая по среднеквадратическому отклонению расчетной и осредненной аномальных кривых, составила 8 %. Эта цифра, однако, вовсе не характеризует точность определения границ и плотности моделируемых сред, она всего лишь обозначает предел, точнее которого авторы не считают нужным усложнять расчеты по вышеприведенным соображениям (многофакторная природа гравитационных аномалий, ограниченная априорная информация о разрезе и низкая точность моделирования распределений  $\mu_z$ -параметра, используемых для построения начальной плотностной модели). Локальные флюктуации аномального гравитационного поля с амплитудами менее 5 мГал, обусловленные неоднородностью верхнего слоя земной коры, не интерпретировались.

Так же как и в других районах [Петрищевский, 2006а,б, 2007а, 2011б], расчетами доказана прямая связь значений  $\mu_z$ -параметра со значениями плотности сред. Полученные модели сопоставлены с имеющимися данными о строении и вещественном составе тектонических и магматических комплексов [Карта..., 1987; Моисеенко, Эйриш, 1996; Геологическая карта..., 1999; Тектоническая карта..., 2005], геофизическими аномалиями на поверхности Земли [Атлас..., 1988] и результатами интерпретации предшествующих глубинных геофизических исследований [Николаев, Семенов, 2004; Поспеев, 2004; Каплун, 2006].

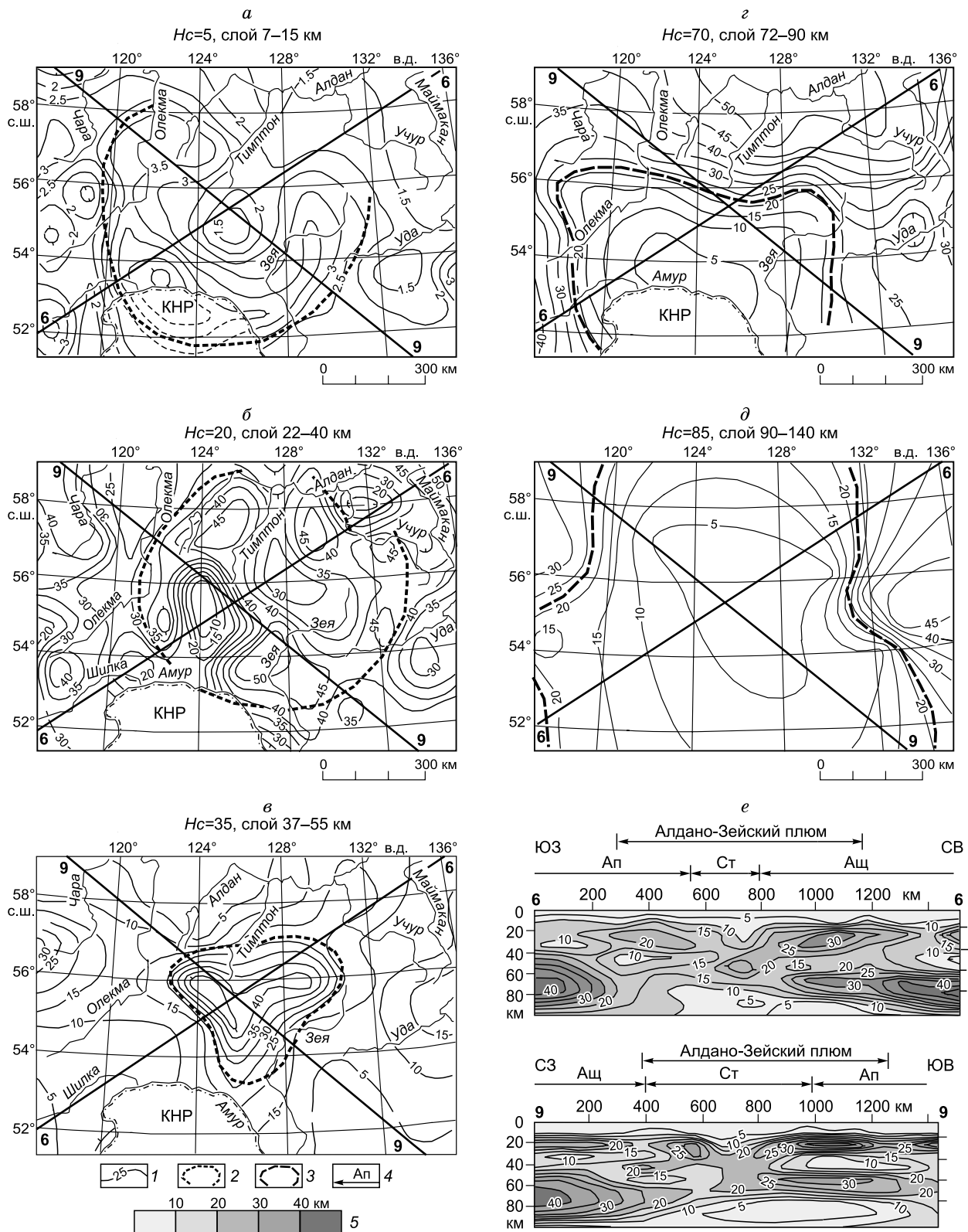
При составлении гравитационных моделей Алдано-Зейского плюма использована государственная гравиметрическая карта РФ в масштабе 1:2 500 000 в редукции Буге.

Исходными материалами для сопоставления глубинных структур земной коры и верхней мантии с размещением и характеристиками приповерхностных рудных месторождений являлись «Металлогенетическая карта региона Байкало-Амурской магистрали» [1981], «Минерагеническая карта Российской Федерации» [2001] и фондовые геологические источники по территориям Амурской области и Хабаровского края.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АЛДАНО-ЗЕЙСКОГО ПЛУМА

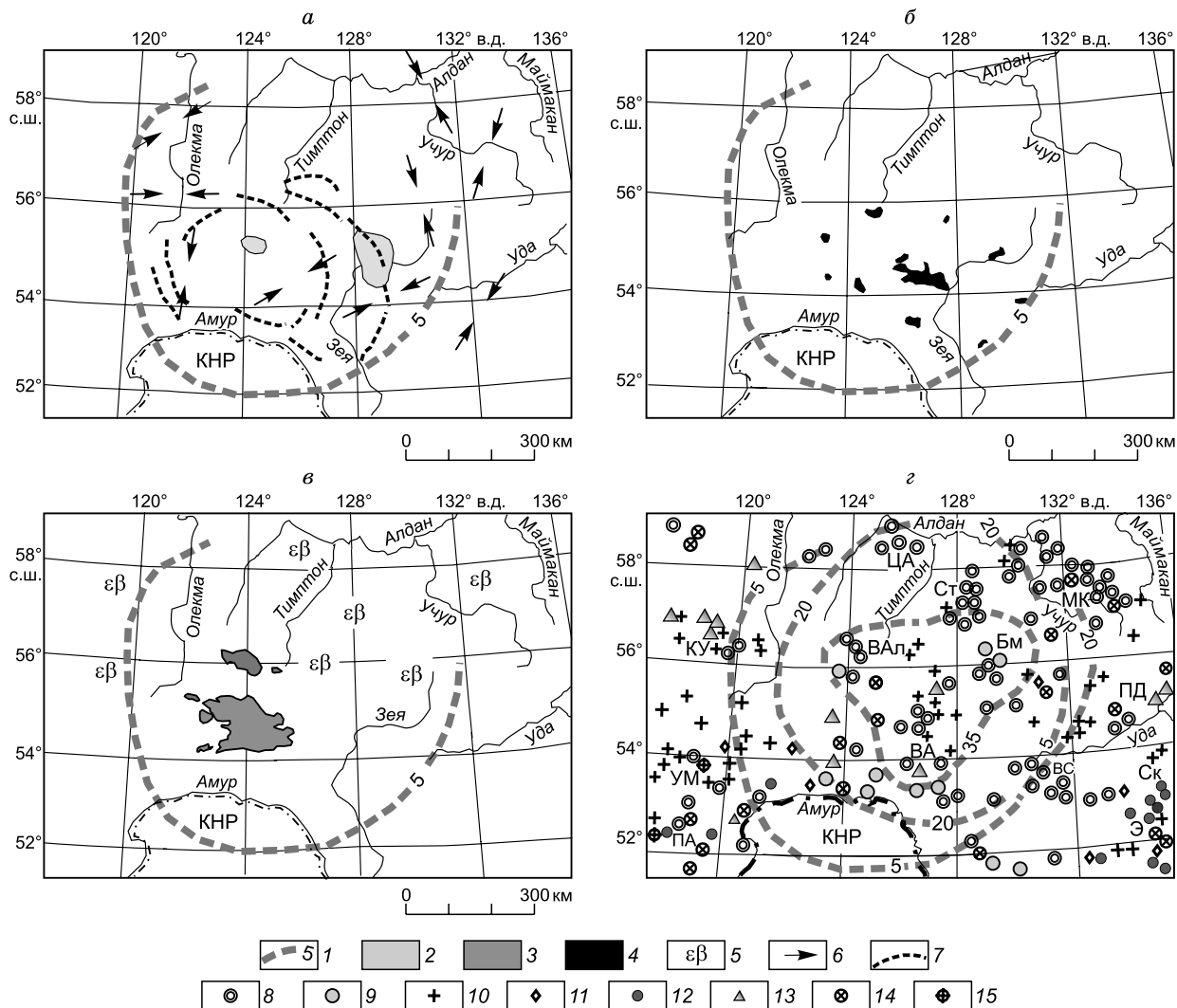
Алдано-Зейский плюм расположен в зоне сочленения северо-западного выступа Амурской плиты с Северо-Азиатским кратоном, однако до последнего времени существование плюма обходится вниманием исследователей вследствие хорошо выраженных приповерхностных надвиговых и сдвиговых дислокаций, перекрывающих глубокие слои земной коры и верхней мантии. Основное внимание при характеристике глубинного строения этого региона уделяется процессам коллизии и косой субдукции Амурской плиты под Северо-Азиатский кратон [Шевченко и др., 2011].

Глубинная структура центрального типа в этом районе была обнаружена [Петрищевский, Ханчук, 2006] при анализе пространственных распределений  $\mu_z$ -параметра в земной коре и верхней мантии Верхнего Приамурья и Южной Якутии. Кроме ясно выраженной концентрической зональности аномалий этого параметра (рис. 1), существование скрытой тектономагматической структуры центрального типа



**Рис. 1.** Карты-срезы (*a—d*) и разрезы (*e*) объемной модели градиентов плотности эквивалентных сферических источников гравитационных аномалий ( $\mu_2$ ) в земной коре и верхней мантии Верхнего Приамурья.

1 — изолинии  $\mu_2$ -параметра, в разрезах показаны интерполированные между слоями значения  $\mu_2$ -параметра (1 ед. =  $10^{-2}$  кг/м<sup>2</sup>/км); 2, 3 — контуры плюма (2 — коровые, 3 — астеносферные); 4 — границы тектонических структур над разрезами; 5 — шкала градиентов плотности. Обозначения тектонических структур: Ап — Амурская плита, Ст — Становой террейн; Ащ — Алданский щит.



**Рис. 2. Геофизические (а), геологические (б, в) признаки плюма и его металлогения (z).**

1 — контуры Алдано-Зейского плюма в горизонтальных сечениях (цифра — глубина среза, км); 2 — аномалии теплового потока интенсивностью 50 мВт/м<sup>2</sup> и более [Карта..., 1988б]; 3 — амфиболиты и эпидот-амфиболиты [Карта..., 1987]; 4 — шлиховые ореолы золота [Вьюнов, Степанов, 2004]; 5 — местоположение массивов щелочных пород и базальтовых покровов [Геологическая карта..., 1999; Минерагеническая карта..., 2001]; 6 — сейсмотектонические векторы сжатия в поле сильных землетрясений [Николаев и др., 1982; Николаев, Семенов, 2004]; 7 — дуговые магнитные отрицательные аномалии [Карта..., 1988а]; 8—15 — месторождения и рудопроявления (8 — золота, 9 — золотосеребряные, 10 — молибдена, 11 — вольфрама, 12 — олова, 13 — меди, 14 — полиметаллов, 15 — сурьмы). Наименования рудных узлов и районов: КУ — Кодаро-Удоканский, Вал — Верхнеалданский, ЦА — Центрально-Алданский, Ст — Сутамский, Бм — Бомнакский, МК — Маймакано-Киранский, ПД — Преджугджурский, ВС — Верхнеселемджинский, Ск — Селитканский, Э — Эзопский, ВА — Верхнеамурский; УМ — Урюм-Могочинский, ПА — Приаргунский.

нашло подтверждение в круговых распределениях сейсмотектонических векторов сжатия (рис. 2, а), особенностях размещения эпицентров землетрясений в Олекмо-Становой сейсмической зоне [Петрищевский, 2007б], тепловых и дуговых магнитных аномалиях (см. рис. 2, а), не находивших ранее геологического объяснения. Геологическими признаками плюма являются массивы щелочных пород, широко распространенные в северной половине Алдано-Зейского плюма (см. рис. 2, в), и обширное изометричное поле высокометаморфизованных архейских пород (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма) в присводовой части этого тектономагматического сооружения (см. рис. 2, в) на фоне зеленосланцевых изменений пород того же возраста на флангах плюма. В метаморфитах центральной зоны плюма обнаружены следы значительного влияния глубинных флюидов, характеризующихся высо-

ким давлением их водной составляющей, на формирование роговообманковых ассоциаций [Авченко и др., 2009]. Для юрско-меловых гранитоидов Становика (абсолютный возраст 155—170 млн лет), занимающих площадь около 4000 км<sup>2</sup>, и одновозрастных с ними гранитов на северном фланге Амурской плиты (Верхнеселемджинский район) характерна повышенная щелочность с преобладанием натрия и калия в составе щелочей [Геологическая карта..., 1999; Эйриш, 2002], что является признаком участия глубинных флюидов в процессах верхнекорового гранитообразования. Повышенной щелочностью характеризуются и более молодые (125—145 млн лет) гранитоиды Березитового месторождения [Степанов и др., 2008].

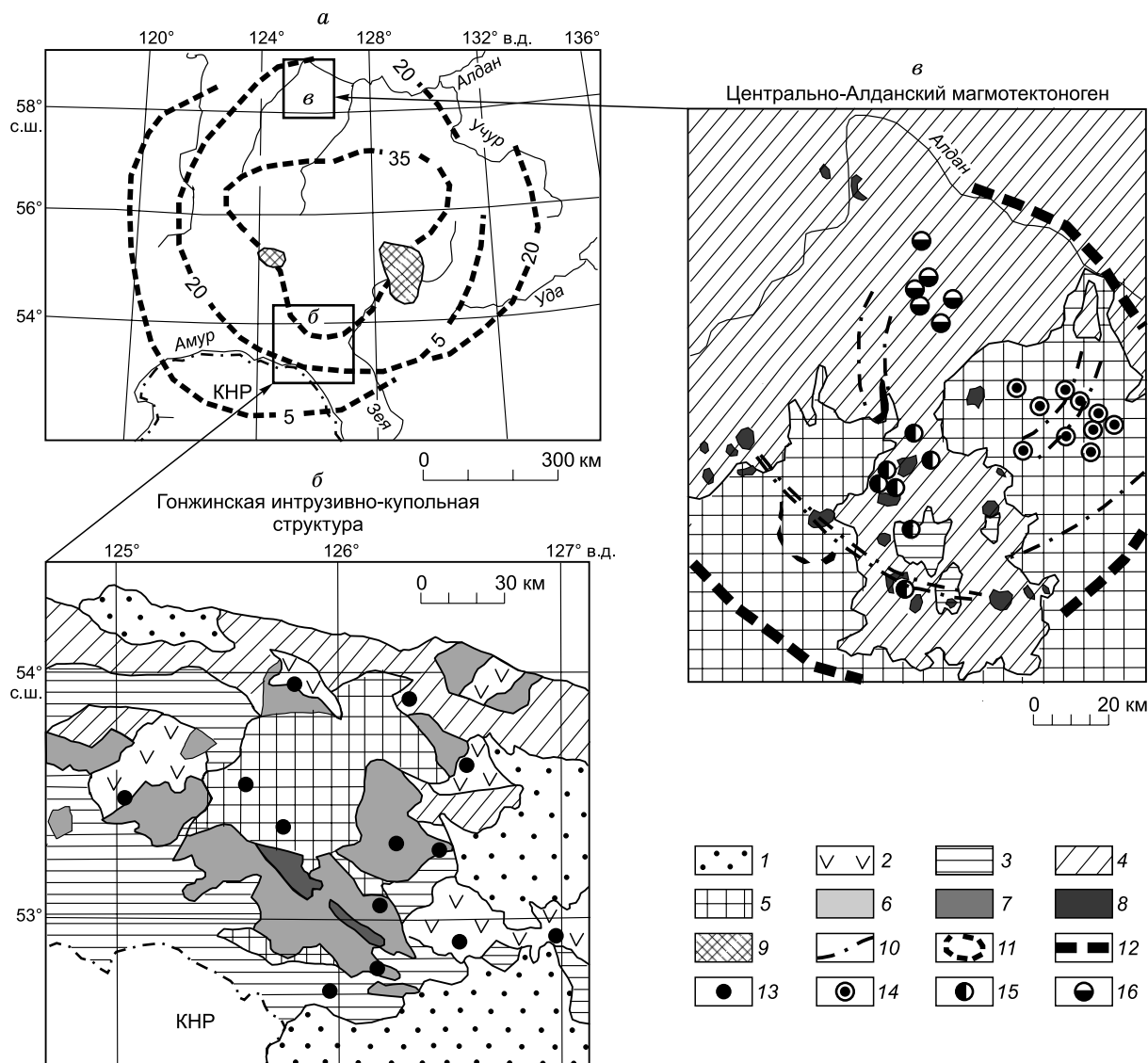
В земной коре (см. рис. 1, *a*, *b*, *в*) контуры верхней части (головы) плюма сужаются с глубиной, а в верхней мантии описываемая структура выражена поднятием слоя с низкими значениями градиентов плотности — астеносферной линзой (см. рис. 1, *г*, *д*), пространственные параметры которой (750 × 900 км) типичны для плюмовых структур Северо-Восточной Азии [Мальшев и др., 2004; Petryshchevsky, 2004; Петрищевский, 2008б] и многих других районов [Griffits, Campbell, 1991; Hill, 1993; Cella et al., 1998; Ernst, Buchan, 2002; Farnetani, Richard, 1995; Добрецов и др., 2006; Saunders et al., 2007]. Расширение мантийных контуров плюма с увеличением глубины среза (см. рис. 1, *г*, *д*) является признаком поднятия астеносферного слоя.

При сравнении контуров плюма в земной коре (см. рис. 2, *з*) и геофизических аномалий (см. рис. 2, *a*) проявляются черты горизонтальной асимметрии плюма в разных глубинных диапазонах, что может быть связано с процессами косой субдукции Амурской плиты под Северо-Азиатский кратон, вектор которой в позднем мезозое был ориентирован в северо-восточном направлении [Парфенов и др., 1999; Сорокин, 2001]. В соответствии с этим вектором, наиболее жесткие нижнекоровые пластины в надкупольной зоне плюма продвинулись под кратон (контур в срезе  $H_c = 20$  км), а верхнекоровый слой вследствие реактивного противодействия субдукции сместился в противоположном направлении (контур в срезе  $H_c = 5$  км). Немногочисленные надвиги южного и юго-западного направлений, известные в этом районе [Геологическая карта..., 1999; Сорокин, 2001] допускают такое предположение. В конце мезозоя и особенно в кайнозое реактивные напряжения на границе Станового террейна с Северо-Азиатским кратоном привели к образованию цепи южно-якутских рифтогенных впадин: Муйской, Чульманской, Токинской и др. [Тектоническая карта..., 1978; Геологическая карта..., 1999].

С другой стороны, наблюдаемая асимметрия горизонтальных сечений и уплощение головы Алдано-Зейского плюма в юго-западном направлении типичны для плюмов, формирующихся на границах плит разного возраста, в которых голова плюма обычно смещается в сторону более молодой плиты [Vigov et al., 2007], в данном случае — в сторону Амурской плиты.

Северо-восточный фланг плюма в результате «косой» субдукции [Парфенов и др., 1999; Сорокин, 2001] нарушен трансформным сдвигом, отчетливо проявленным на глубинах 5 км, 20 км и 70 км (см. рис. 1, *a*, *b*, *з*). Широкая зона этого нарушения приблизительно совпадает со Становым глубинным разломом, проходящим вдоль северной границы одноименного пояса юрско-меловых гранитоидов. Сдвиговая природа Станового разлома подчеркивается кулисообразным расположением гранитных массивов, косо ориентированных к оси разлома [Геологическая карта..., 1999], разрывом и западным смещением контура плюма в срезе  $H_c = 20$  км (см. рис. 1, *b*). В том же западном направлении целиком смещен верхнекоровый контур плюма относительно среднекорового (см. рис. 2, *з*). Мы предполагаем, что трансформный сдвиг наложился только на коровые структуры Алдано-Зейского плюма, а глубинные мантийные тектономагматические процессы в его голове развивались независимо от коровых. Однако в нижней литосфере (см. рис. 1, *з*) Становой разлом являлся, по-видимому, структурным барьером для распространения мантийных магм (их индикатором является минимум  $\mu_z$ -параметра), которые проникли под кратон на больших глубинах (см. рис. 1, *д*). Литосферный сдвиг на южной границе Алданского щита сочетался с коровыми надвигами разного направления в прилегающих к нему с юга районах, и это может быть причиной изменения во времени положения центров мезозойского вулканизма и современных «горячих точек» в надкупольной зоне Алдано-Зейского плюма (рис. 3, *a*). Похожие перемещения описаны над Йеллоустонским [Saunders et al., 2007] и Южно-Хангайским [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003] плюмами, однако там яснее выражено преимущественное направление движения перекрывающих плюмы коровых тектонических комплексов.

Только гравитационные модели не могут дать однозначный ответ на вопрос: является ли расположение очаговых структур 2-го порядка (см. рис. 3, *a*) результатом дифференциации магм в голове Алдано-Зейского плюма, либо это результат «прожигания» движущейся коры над его неподвижным стволом (центральной горячей точкой)? Такой же вопрос, вероятно, задавали себе Д.В. Коваленко с коллегами в Южной Монголии, где по палеомагнитным данным они сделали вывод о незначительном перемещении верхней коры над вулканическими горячими точками [Коваленко и др., 1997]. В нашем случае комплексный анализ геолого-геофизической информации тоже склоняет нас к первому варианту при подчиненном значении второго.



**Рис. 3.** Горячие точки (а) и очаговые структуры (б, в) Алдано-Зейского плюма [Карта..., 1988; Казанский, 2004; Хомич, Борискина, 2006].

1 — неоген-четвертичные терригенные отложения; 2 — меловые вулканыты; 3 — юрские терригенные отложения; 4 — палеозойский плитный чехол; 5 — архейско-протерозойские метаморфические комплексы; 6, 7 — гранитоиды (6 — юрско-раннемеловые, 7 — меловые); 8 — щелочные породы Алданского щита; 9 — аномалии теплового потока интенсивностью 50 мВт/м<sup>2</sup> и более; 10 — зоны тектонической трещиноватости; 11 — контуры Алдано-Зейского плюма в горизонтальных сечениях (цифра — глубина на срезе, км); 12 — контуры Центрально-Алданского магмотектоногена [Казанский, 2004]; 13—16 — месторождения и рудопроявления золота (13 — эпитермальные с серебром, 14 — эльконского типа с ураном, 15 — лебединского типа, 16 — куранахского типа).

Алдано-Зейский плюм обладает признаками структуры с инверсированным (обрушенным) сводом, что выражается прогибанием жесткого кристаллического слоя земной коры (слоя с высокими градиентами плотности) в центральной (стволовой) зоне плюма (разрезы 6—6 и 9—9 на рис. 1, е) и продвигающимся современным прогибанием земной поверхности по данным повторных нивелировок [Петрищевский, Ханчук, 2006]. Подобные инверсные взаимоотношения кровли мантийных и подошвы верхнекоровых (вулканогенно-терригенных) структур очень часто встречаются в плюмах [Петров, Костюченко, 2001; Анфилогов, 2005; Vugov et al., 2007; Campbell, 2007; Сахно, 2008] и горячих точках [Володькова, Подгорный, 2010] и, так же как в рифтах, они обусловлены прогибанием или сбросовым погружением верхнего слоя земной коры над зонами плавления в подкоровом слое верхней мантии и астеносфере. Астеносфера, средняя глубина залегания кровли которой (80—100 км) приблизительно



соответствует положению кровли трансрегионального вязкого слоя на территории Северной Евразии [Павленкова, 2011], в голове плюма имеет форму линзы, типичную для плюмов [Анфилогов, 2005; Добрецов и др., 2006; Burov et al., 2007]. В центре плюма астеносфера приближается до глубины 70 км (см. рис. 4, в).

В результате длительного прогибания свода Алдано-Зейского плюма в его центральной части аккумулировался гигантский (110 × 30 км) и самый богатый по содержанию шлиховой ореол золота (см. рис. 2, б).

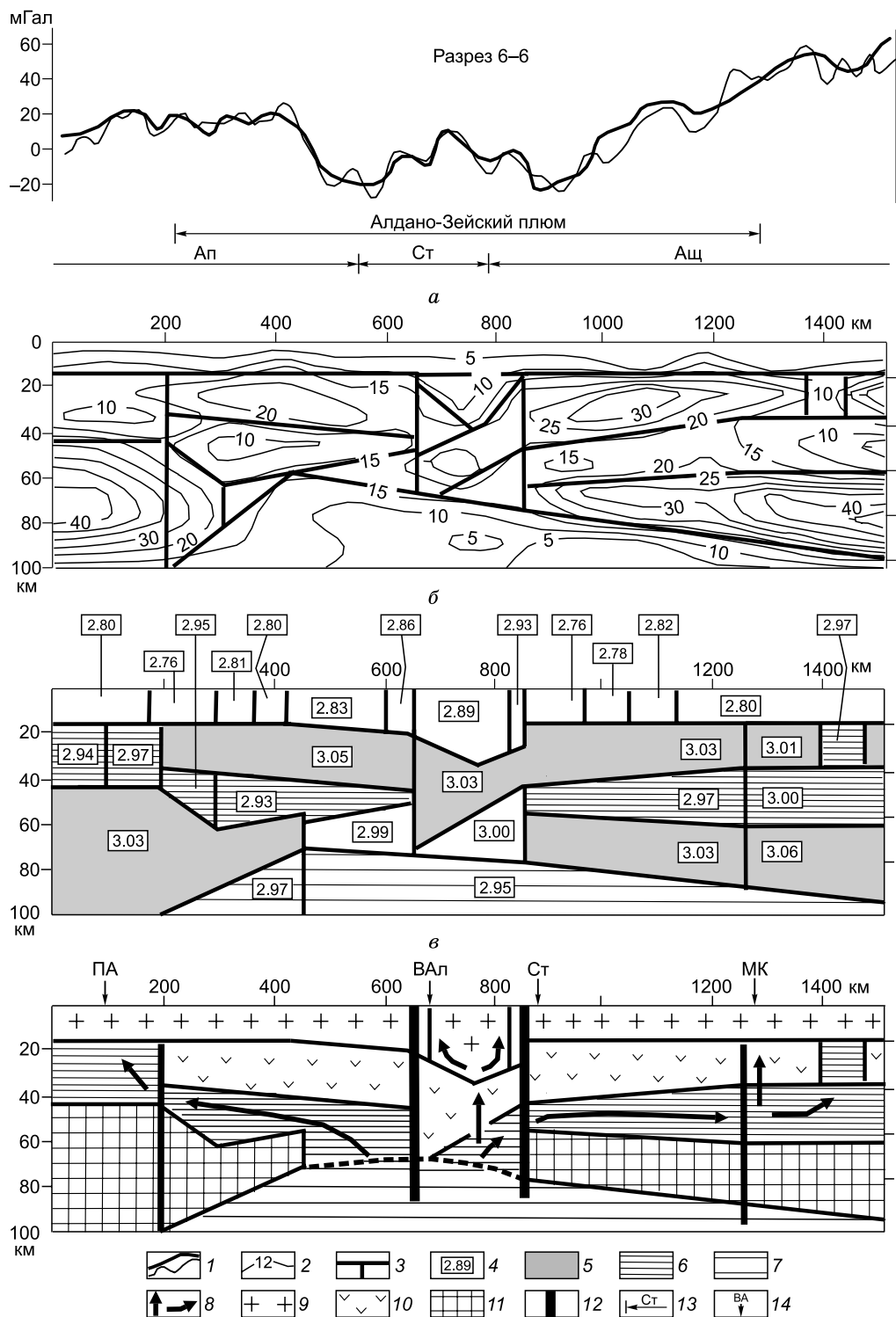
Расположение современных аномалий теплового потока и мезозойских очаговых тектономагматических структур (см. рис. 3, а) свидетельствует о том, что в голове плюма в недалеком прошлом существовало несколько каналов связи с глубинным источником магм и тепла — расплавленной астеносферой. Одним из них (поздне меловым) является, по-видимому, застывший к настоящему времени канал в основании Гонжинского свода [Хомич, Борискина, 2006], строение которого типично для интрузивно-купольных структур (см. рис. 3, б). В надкупольной части структуры располагается тонкая (мощностью менее 1 км) пластина архейско-протерозойских метаморфических пород, из-под которой «расползались» в стороны поздне меловые граниты и гранодиориты, несущие золоторудную минерализацию. На периферии Гонжинского свода распространены вулканиды талданского вулканоплутонического комплекса (см. рис. 3, б), где они заполняют очаговые вулканотектонические депрессии 3-го порядка [Петрищевская, Петрищевский, 1985]. По данным U-Pb- датировок [Котов и др., 2009], возраст Бекетского массива на северном фланге Гонжинского свода составляет  $124 \pm 1$  млн лет.

Есть основания полагать, что еще один сателлит Алдано-Зейского плюма располагается под Центрально-Алданским рудным районом (см. рис. 3, а, в), строение которого отвечает признакам структуры центрального типа («магматектоногена»), а его уникальное золотое оруденение связано с юрско-ранне меловым многофазным щелочным магматизмом калиевой линии — индикатором мантийной природы рудогенных флюидов [Казанский, 2004; Максимов и др., 2010]. Структура отчетливо читается на тектонических картах [Тектоническая карта..., 1978; Казанский, 2004], и возраст слагающих ее пород омолаживается по направлению к центру, что является признаком инверсии (обрушения или прогибания) кровли корового магматического очага щелочной магмы — сателлита Алдано-Зейского плюма. По мнению авторов данной статьи, внешние границы «магматектоногена» (см. рис. 3, в) можно было бы расширить до диаметра 200—220 км. В результате обрушения кровли магматического очага щелочная магма нашла выход к поверхности на флангах и по одному из радиальных разломов свода структуры [Казанский, 2004; Максимов и др., 2010].

Как полагают амурские исследователи [Степанов и др., 2008], Бамский рудный узел (400 км<sup>2</sup>) в Верхнеалданском районе (см. рис. 2, з) тоже приурочен к вулканотектоническому поднятию, которое может быть сателлитом Алдано-Зейского плюма 3-го порядка.

Представления о глубинном строении Алдано-Зейского плюма дополняет плотностной разрез (рис. 4, б), построенный в результате решения прямой линейной итерационной задачи по контурам сред, характеризующихся разными значениями и морфологией распределений  $\mu_z$ -параметра (см. рис. 4, а). Расчеты выполнены в относительной шкале плотности, после чего были привязаны к среднему значению плотности архейско-протерозойских комплексов (без учета гранитоидов) —  $2.80 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$  [Петроплотностная карта..., 1986]. В полученной модели (см. рис. 4, б) плотность приповерхностного слоя земной коры до глубины 15 км изменяется от 2.76 до  $2.93 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$  и зависит от степени метаморфизма пород и объема гранитоидов в отдельных блоках. В глубоких слоях земной коры и верхней мантии разрез иллюстрирует прямую связь плотности сред с их относительной вязкостью, формально отображаемой значениями градиентов плотности: пониженная плотность астеносферы ( $2.95 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ ) коррелируется с низкими значениями  $\mu_z$ -параметра (0—15 усл. ед.), а более плотные пластины в основании коры и подошве литосферы ( $3.03$ — $3.05 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ ) — с  $\mu_z$ -максимумами (20—40 усл. ед.). В плотностной модели (см. рис. 4, б) проявились пространственные связи астеносферного поднятия в основании головы плюма с вязким подкоровым слоем, широкое присутствие которого в исследуемом районе подтверждается магнитотеллурическими зондированиями [Поспеев, 2004; Каплун, 2006].

Полученные модели (см. рис. 1, 4, а, б) прояснили ключевые моменты геологической истории плюма и механизмы взаимодействия составляющих его структур (см. рис. 4, в). Как и в большинстве других структур центрального типа с инверсированным сводом, термическая и флюидно-магматическая проработка литосферы над астеносферным поднятием, приблизившимся до глубины 40—50 км от поверхности Земли в активной фазе своего развития, привела к обрушению жесткого (и относительно более плотного) блока земной коры над стволовой частью плюма (см. рис. 1, в), а расплавленная астеносфера под давлением этого блока стала расплзаться в стороны от главного магматического ствола, будучи перекрытой высокоплотными пластинами нижнего мафического слоя древней (архейской) коры. Вследствие этого процесса на флангах плюма образовался мощный подкоровый слой пониженной вязкости, кровля которого в отдельных блоках приближается до глубины 20 км. Такие же зоны понижен-



**Рис. 4.** «Реологическая» (*a*), плотностная (*б*) и палеогеодинамическая (*в*) модели Алдано-Зейского плюма в разрезе 6—6.

1 — графики наблюдаемых (тонкая линия) и расчетных (толстая) гравитационных аномалий; 2 — изолинии  $\mu_2$ -параметра (1 ед. =  $10^{-2}$  кг/м<sup>2</sup>/км); 3, 4 — границы (3) и плотность (4) сред в разрезе «б»; 5, 6 — среды повышенной (5) и пониженной (6) вязкости в разрезе «б»; 7 — астеносфера; 8 — направления движений магм и флюидов из астеносферы; 9 — гранитно-метаморфический слой; 10 — нижний жесткий мафический слой земной коры; 11 — нижний жесткий слой литосферы; 12 — сквозные разломы литосферы; 13 — границы тектонических структур над разрезами; 14 — привязка к разрезу рудных узлов и районов. Обозначения тектонических и металлогенических структур см. на рис. 1 и 2.

ной вязкости, выраженные низкими удельными электрическими сопротивлениями в нижнем слое земной коры, широко распространены и в Восточном Забайкалье, где они связываются с притоками глубинных флюидов [Эпов и др., 2012].

На границах зоны обрушения «ствола» (контур плюма в срезе  $H_c = 35$  км) и на периферии плюма при участии сквозных литосферных разломов впоследствии формировались коровые магматические очаги, питавшие вулканоплутонические структуры 2-го и 3-го порядков (см. рис. 3, а). К первым, по-видимому, следует отнести Гонжинское интрузивно-купольное поднятие и Центрально-Алданский «магматектоноген», а ко вторым — Карауракскую интрузивно-купольную структуру в Верхнеселемджинском районе [Романовский, 1984], Бамскую — в Верхнеалданском [Степанов и др., 2008], Эльконский и Рябиновский концентрически-зональные магматические ареалы — в Центрально-Алданском [Максимов и др., 2010]. Вулканические покровы в Верхнеалданском и Бомнакском районах [Геологическая карта..., 1999] тоже, вероятно, связаны с промежуточными коровыми (сателлитными) очагами высоких порядков.

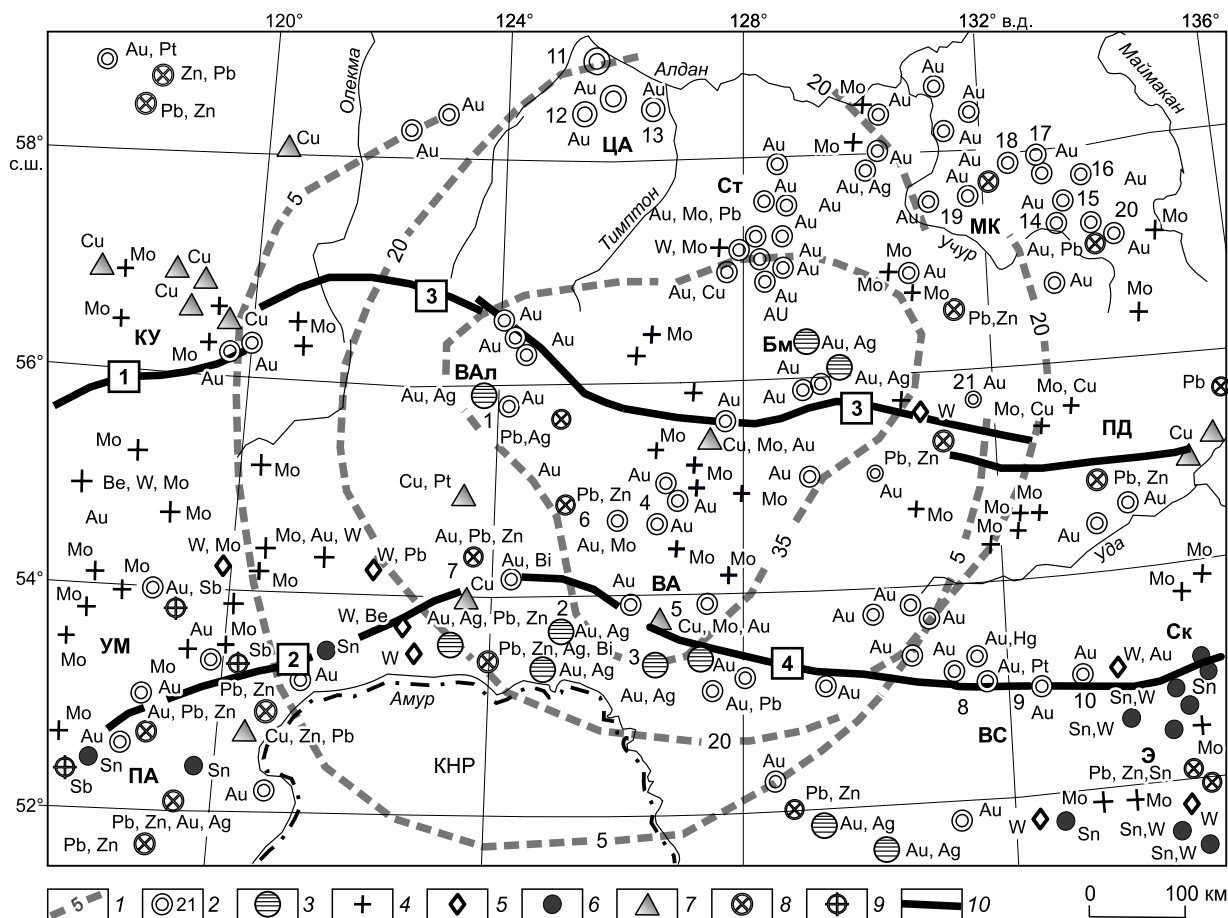
Гонжинский свод, или позднемезозойская «горячая точка» (см. рис. 3, а, б), повторяет строение и эволюцию Алдано-Зейского плюма на более высоком иерархическом уровне с той небольшой разницей, что тепла и вязкости в «гонжинском» магматическом очаге было недостаточно для обрушения надкупольной части свода. Если бы это произошло, то вместо свода сегодня мы видели бы кальдеру, заполненную вулканитами талданского комплекса. Однако, так же как и на литосферно-астеносферном уровне (см. рис. 4, б, в), гравитационное давление метаморфической «крыши» корового магматического очага обусловило преимущественно горизонтальное распространение юрско-меловых гранитоидных магм в стороны от центра Гонжинского свода (см. рис. 3, б). Геологический разрез Гонжинской интрузивно-купольной структуры [Хомич, Борискина, 2006] в миниатюре повторяет разрез Алдано-Зейского плюма (см. рис. 4, в), а в Центрально-Алданском районе разрез Рябиновской вулканотектонической структуры [Максимов и др., 2010] повторяет особенности строения Центрально-Алданского магматектоногена — сателлита Алдано-Зейского плюма. Таким образом, в иерархии структур Алдано-Зейского плюма отчетливо проявляются черты фрактальности и самоорганизации геологической материи.

Пространственное положение Алдано-Зейского плюма, в свою очередь, может быть оценено с позиции макрозональности Сибирского суперплюма [Добрецов и др., 2010], к флангам которого он приурочен. Инъекции магмы мантийного происхождения (кайнозойские базальты) в Верхнем Приамурье являются, по-видимому, последними выжимками из подкоровых резервуаров, на протяжении 150—250 млн лет генетически и пространственно связанных с Сибирским суперплюмом. В иерархии плюмовых структур рассматриваемого района Восточной Сибири выстраивается пространственный ряд, связанный с существованием гигантской мантийной струи: Сибирский суперплюм → Алдано-Зейский плюм → интрузивно-купольные структуры → локальные магматические очаги, питающие базальтовые покровы и являющиеся источниками тепла, необходимого при формировании палингенных гранитоидов, а также рудогенных флюидов, проникающих по разломам в верхние горизонты земной коры.

### ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ АЛДАНО-ЗЕЙСКОГО ПЛУМА

Пространственное размещение эндогенной рудной минерализации в контурах головы плюма (см. рис. 2, з) типично для структур центрального типа: повышенная концентрация рудных месторождений наблюдается в центральной (стволовой) зоне плюма, где располагаются Верхнеалданский (с крупным Бамским месторождением золота), Верхнеамурский (с крупным Покровским месторождением) и Бомнакский рудные районы, и в его внешней (периферической) части, близкой к контуру плюма на глубине 5 км. Во внешнем контуре «рудного кольца», обрамляющего плюм, располагаются Центрально-Алданский и Верхнеселемджинский золоторудные, Маймакано-Киранский и Урюм-Могочинский золото-вольфрамовые, Кодаро-Удоканский вольфрамово-медный и Приаргунский золото-полиметаллический рудные районы. Промежуточная зона между контурами плюма на глубинах 35 и 20 км относительно безрудна (см. рис. 2, з). Такая закономерность, давно подмеченная в структурах центрального типа на Дальнем Востоке России [Петрищевский, 2002; Юшманов, Петрищевский, 2004; Малышев и др., 2004] и во многих других районах [Нарсеев др., 1989; Сторожук, 2001], может стать руководящим признаком прогноза и поисков новых месторождений на рассматриваемой территории. Тектоническую природу этой закономерности можно понять из разреза б—б на рисунках 1 и 4, в котором две встречно наклоненные жесткие коровые пластины (максимумы  $\mu_2$ -параметра) экранируют полого восходящие от центра плюма зоны пониженной вязкости (минимумы  $\mu_2$ -параметра) — вероятные пути проникновения к поверхности рудогенных магм и флюидов.

В пространственном распределении рудной минерализации в голове Алдано-Зейского плюма находят подтверждение черты фундаментальной флюидно-гидротермальной металлогенической зональ-



**Рис. 5. Металлогения Алдано-Зейского плюма [Металлогеническая карта..., 1981; Минерагеническая карта..., 2001].**

1 — контуры Алдано-Зейского плюма в горизонтальных сечениях (цифра — глубина среза, км); 2—9 — месторождения и рудопроявления с преимущественной специализацией (2 — золотой; 3 — золото-серебряной эпигермальной; 4 — молибденовой; 5 — вольфрамовой; 6 — оловянной; 7 — медной; 8 — полиметаллической; 9 — сурьмяной); 10 — глубинные разломы трансформного типа (цифры в квадратах): 1 — Уда-Витимский, 2 — Монголо-Охотский, 3 — Становой, 4 — Южно-Тукурингринский. 1—21 — месторождения: 1 — Бамское, 2 — Буриндинское, 3 — Покровское, 4 — Золотая Гора, 5 — Боргуликанское, 6 — Кировское, 7 — Березитовое, 8 — Маломырское, 9 — Ворошиловское, 10 — Токур, 11 — Куранахское, 12 — Лебединское, 13 — Эльконское, 14 — Усмун, 15 — Дарья, 16 — Василек, 17 — Рябиновое, 18 — Клин, 19 — Крутое, 20 — Широтное, 21 — Колчеданский Утес. Сопутствующие рудные элементы в месторождениях и проявлениях прописаны буквами. Обозначения рудных узлов и районов см. на рис. 2.

ности, выявленной и неоднократно описанной многими исследователями [Соколов и др., 1976; Покалов, 1976; Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010] в других районах и очаговых структурах разного возраста и ранга. В частности, типичной является максимальная концентрация молибденовых проявлений над центром плюма (см. рис. 2, *г*; 5), поскольку молибден кристаллизуется одним из первых в гидротермальных системах [Покалов, 1976; Борисенко и др., 2006; Борисенко и др., 2011]. Пространственное размещение других рудных элементов в контурах плюма укладывается в хорошо известные ряды латеральной региональной рудной зональности:  $Mo \rightarrow W \rightarrow W, Pb (Ag) \rightarrow Sb$  [Соколов и др., 1976], или:  $Cu, Mo \rightarrow Mo, W \rightarrow Sn, W \rightarrow Au, Hg$  [Борисенко и др., 2006]. Золото является «сквозным элементом» в латеральном ряду рудных формаций Алдано-Зейского плюма, поскольку месторождения этого металла встречаются на всей рассматриваемой территории (см. рис. 2, *г*; 5). При этом 82 % золоторудных месторождений и проявлений укладывается в контур астеносферной линзы в срезе  $Hc = 85$  км (см. рис. 1, *д*). Заметим все же, что золоторудные проявления концентрируются преимущественно в двух концентрических зонах: на периферии стволовой зоны плюма (Верхнеалданский, Бомнакский, Сутамский и Верхнеамурский районы) и на его флангах (Центрально-Алданский, Маймакано-Киранский, Вер-

хнеселемджинский). По направлению от центра к флангам плюма число рудопроявлений и месторождений полиметаллов, вольфрама, олова и сурьмы возрастает.

Золото-медно-молибденовый профиль рудной минерализации, по-видимому, не столь редок для плюмов. Так, существование плюма с Au-Mo-Cu-специализацией, похожей на «алдано-зейскую», предполагается в Центральной Монголии [Оролмаа и др., 2008], где профилирующее золотое оруденение связано с триасовыми (230—255 млн лет) гранитоидами повышенной щелочности в наложенном на плюм Хангайском прогибе (D-C терригенные отложения в обрамлении протерозойских и раннепалеозойских метаморфических комплексов). Повышенная щелочность гранитов считается там признаком дифференциации мантийных магм плюмовой природы, однако глубинное строение плюма не расшифровано. В Северном Вьетнаме, на флангах Эмейшаньского пермотриасового суперплюма, на фоне широкого спектра рудной минерализации тоже хорошо проявлено Au-Cu и Au-Cu-Mo оруденение. Золото-сульфидная минерализация (основной промышленный тип руд) занимает здесь промежуточное по времени положение между ранней платино-медно-никелевой магматогенной и заключительной олово-сульфидной с вольфрамом, серебром и полиметаллами [Хоа и др., 2008]. Содержание и последовательность проявления двух последних этапов оруденения имеют определенные черты сходства с металлогенией Алдано-Зейского плюма. По данным А.С. Борисенко и др. [2006], в районах влияния пермотриасовых плюмов Таймыра, Тянь-Шаня и Южной Монголии тоже распространено Cu-Mo, Au-Ag и Mo-W оруденение, являющееся результатом смешивания мантийных и коровых флюидов в рудно-магматических системах.

Более детальное представление о связи приповерхностных рудных месторождений со структурой Алдано-Зейского плюма дает рис. 5, который позволяет проследить изменчивость рудных парагенезов по направлению от центра к флангам плюма.

Над центром плюма, в контур которого вписываются Верхнеалданский, Верхнеамурский и Бомнакский рудные районы, концентрируется преимущественно Au-Mo-Cu оруденение золото-сульфидной, реже золото-кварцевой, формаций. При этом наиболее крупные месторождения расположены на периферии центрального ствола Алдано-Зейского плюма и для них характерно Au-Ag эпitherмальное оруденение. На северном фланге центральной зоны плюма в составе сопутствующих золоту и молибдену рудных элементов появляются свинец и вольфрам.

Месторождение Золотая Гора генетически связывают с древними амфиболитами, либо мезозойскими диафторитами [Моисеенко, Эйриш, 1996]. Расположенные в этом же районе месторождения Перевальное, Иннокентьевское, Новая Аляска и Успенское в общих чертах схожи с описанным. Все они приурочены к зонам регрессивного метаморфизма и сложены кварц-полевошпатовыми, кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами с существенной примесью сульфидов. Для руд этих месторождений характерна высокая золотоносность пирита. Содержание золота в нем достигает десятков и сотен граммов на тонну.

С нижнекоровым контуром плюма ( $H_c = 35$  км) пространственно коррелируется Au-Ag оруденение, в частности — Бамское, Буриндинское и Покровское золото-серебряные месторождения.

**В Верхнеалданском рудном районе** рудоносные метасоматические зоны и золотосодержащие жилы Бамского месторождения локализованы на периферии раннемелового субвулканического штока, который интрузирует протерозойские гнейсы. Возраст мусковита и серицита из руд Бамского месторождения, определенный K-Ag-методом, составляет 129—109 млн лет [Моисеенко, Эйриш, 1996; Степанов и др., 2008].

**В Верхнеамурском районе** вблизи контура  $H_c = 35$  км располагаются Покровское золото-серебряное месторождение и ряд крупных рудопроявлений (см. рис. 3, б; 5). Все они близповерхностные с золото-адуляр-кварцевым минеральным типом руд. Покровское месторождение локализовано в меловых гранитоидах, в зоне контакта с более молодым (но также раннемеловым) палеовулканом [Хомич, Борискина, 2006].

К внешнему контуру ствола плюма приурочено также золото-полиметаллическое месторождение Кировское, где Джалиндинский массив раннемеловых гранитоидов прорывает раннепротерозойские кристаллические комплексы [Моисеенко, Эйриш, 1996].

**Бомнакский район**, расположенный в северо-восточной части центральной зоны плюма (см. рис. 5), больше известен железорудной минерализацией [Минерагеническая карта..., 2001], однако здесь тоже присутствуют позднемеловые вулканы, а на его восточном фланге выявлены проявления золото-серебряного оруденения и вольфрама, которых нет над центральным стволом плюма. По структурным позициям этот район является аналогом Верхнеалданского и Верхнеамурского (см. рис. 5), но размеры вулканического покрова ( $30 \times 90$  км) на его территории значительно больше вулканического поля в Верхнеалданском районе [Геологическая карта..., 1999], и здесь вполне можно ожидать открытия месторождений золота, близких по типу и промышленным кондициям к Бамскому или Покровскому.

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что в стволовой зоне плюма наблюдается закономерная смена золото-медно-молибденовых рудных ассоциаций золото-серебряными, молибден-вольфрамовыми и золото-полиметаллическими парагенезами по направлению от центра плюма к границам центрального ствола. Исключением является Боргуликанское месторождение комплексных золотосодержащих медно-молибденовых руд (см. рис. 5).

Промежуточная зона (между контурами плюма в срезам 20 и 35 км) относительно безрудна и в ней кроме золота спорадически распространены рудопоявления меди, вольфрама и полиметаллов с редкометалльной сопутствующей минерализацией (Be, V) и Au-сульфидное (колчеданное) оруденение. В этой зоне Березитовое месторождение локализуется в протерозойских тектонически переработанных плагиогранитах и гранодиоритах, которые, по-видимому, являются первичными источниками золота. Пространственные параметры позднеюрских субвулканических гранитоидов, под прямым углом прорывающих массивы протерозойских габбро и гранодиоритов, указывают на преимущественно горизонтальное распространение магм в стороны от Хайктинского батолита [Петрищевский, 1984], и по этому признаку эти гранитоиды идентичны гранитоидам Гонжинского свода. Рудные тела месторождения сложены гранат-кварц-мусковит-серицитовыми метасоматитами с золото-полиметаллической минерализацией, окаймленной гранат-кварц-серицит-калишпатовыми метасоматитами. По сообщению А. Д. Мельникова с соавторами [2009], в рудах Березитового месторождения обнаружена платина и по изотопным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определениям установлен возраст формирования рудных метасоматитов в пределах 133—127 млн лет. Месторождение Колчеданный Утес в этой же зоне представлено золото-сульфидными труднообогатимыми рудами.

Локализация рудных месторождений и проявлений в описываемой зоне, по-видимому, обязана сквозным глубинным разломам, прорывающим голову (точнее — козырек «шляпы») [Добрецов, 2008]) плюма. Эти разломы принадлежат к системам Южно-Турурингринского, Монголо-Охотского и Станового структурных швов (см. рис. 5), разграничивающих крупные литосферные сегменты: Северо-Азиатский кратон и Амурскую плиту. Так же как это нередко бывает в других районах [Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Оролмаа, 2008], увеличение концентрации рудных проявлений в субширотной полосе ( $53^\circ$  с.ш.), коррелируемое с позднемезозойскими вулканическими излияниями в Умлекано-Огоджинском вулканическом поясе [Хомич, Борискина, 2006; Геодинамика..., 2006], является результатом наложения Южно-Турурингринского глубинного разлома на плюм. В северной части Алдано-Зейского плюма, где в полосу субширотного простирания по широте  $56^\circ 30'$  с.ш. укладываются Кодаро-Удоканский, Верхнеалданский, Бомнакский рудные районы и месторождение Колчеданный Утес, такую же роль выполняет Становой глубинный разлом, по которому в меловое время тоже произошли вулканические излияния [Геологическая карта..., 1999].

На периферии Алдано-Зейского плюма располагаются 7 рудных районов, которые примыкают к контуру плюма на глубине 5 км с внешней стороны (см. рис. 5).

**Центрально-Алданский район** является наиболее значимым из них по промышленным условиям. На его территории Лебединское месторождение представлено золото-карбонат-сульфидным оруденением (140 т Au), месторождение Куранах — золото-пирит-адуляр-кварцевыми метасоматическими рудами (> 300 т Au) и Рябиновое — молибден-медно-золото-порфировой минерализацией [Ветлужских и др., 2002]. В россыпях известны находки платиновых минералов. Предполагается, что источником платины являются известные здесь щелочно-ультраосновные массивы мезозойского возраста [Округин, 1997; Ким и др., 1999] — производные мантийных магм. Здесь же расположено Эльконское рудное поле (см. рис. 3, в), содержащее золото-урановые руды (> 500 т) мезозойского возраста [Бойцов, Пилипенко, 1998; Казанский, Максимов, 2000; Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004]. Золото ассоциирует в основном с пиритом, а уран заключен в браннерите и более позднем настуране. По результатам геохронологических исследований [Казанский, Максимов, 2000; Максимов и др., 2010], урановое оруденение Эльконского района приурочено к средним фазам щелочного магматизма, протекавшего в районе практически непрерывно в интервале 175—126 млн лет. Пикрит-анкерит-адулярные метасоматиты образовались в интервале 150—130 млн лет назад, а урановые браннериты — 135—140 млн лет. В западной части Эльконского района щелочные породы имеют возраст 150—160 млн лет, а самые поздние (пострудные) сельвсбергиты, тингуаиты, грорудиты и щелочные граниты — 103—125 млн лет. Возраст последних, по новейшим данным [Максимов и др., 2010], сместился в сторону увеличения (126—133 млн лет).

В **Маймакано-Киранском** рудном районе, расположенном в междуречье рек Маймакан и Учур, размещается большое количество проявлений, мелких и средних месторождений золота (см. рис. 5). Для них характерны несколько формационных типов золотого оруденения (золото-сульфидно-скарновое, жильное золото-кварцевое, золото-кварц-гидрослюдистый, золоторудный в силицитолитах, золото-серебряный и др.). Скарновое оруденение имеет мезозойский возраст, а оруденение в кварцевых жилах, кварц-гидрослюдистых метасоматитах и кварц-сульфидных жилах может быть мезозойским, палеозойским или позднепротерозойским [Горошко и др., 2009]. Здесь месторождения и рудопоявления

сосредоточены в двух металлогенических зонах: Кет-Капской (Ag-Cu-Pb-Zn) и Улканской с Широ́тным месторождением (Ag-Mo-Cu-Pb).

**Преддзугджурский район** (Cu-Ag-Au) и одноименная металлогеническая зона пространственно совпадают с одноименным вулканическим прогибом, заложенным в раннем мелу на юго-восточной окраине Северо-Азиатского кратона. В прогибе выявлены многочисленные проявления золотой, золото-серебряной, медной, молибденовой, свинцовой и цинковой минерализацией, связанные с меловыми вулканическими и вулканоплутоническими комплексами умеренно кислого и среднего составов. Преобладает золотое и золото-серебряное оруденение. Генетическая связь этого района с глубинными структурами Алдано-Зейского плюма неясна, и более правильной, по-видимому, представляется его корреляция с Охотско-Чукотским вулканическим поясом [Тектоническая карта..., 1978], южный фланг которого может быть наложен на северо-восточные фланги плюма.

**Верхнеселемджинский рудный район** расположен на границе Буреинского массива с Монголо-Охотской складчатой системой. Металлогению района определяют золото-кварцевые (Токурское, Иннокентьевское, Афанасьевское, Харгинское, Унгличканское и др.) и золото-сульфидные (Маломырское, Ворошиловское и др.) месторождения. В развитии оруденения выделяют два этапа: ранний — позднепалеозойско-раннемезозойский и поздний — мезозойский [Буряк и др., 1988], который имеет отношение к плюмовым процессам. Определения абсолютного возраста магматических пород свидетельствуют о существовании трех этапов магматизма. Первый (доплюмовый или раннеплюмовый) этап представлен пластовыми и субпластовыми телами метаморфизованных диабазов, габбро-диабазов — 260—210 млн лет (пермь-триас), второй — пластовыми и субпластовыми телами плагиогранитов и гранодиоритов — 170—135 млн лет (юра) — основными источниками золота. Гранитоидный магматизм этого этапа характеризуется калиевым типом щелочности [Эйриш, 2002] — признаком связи с мантийными флюидами. Возможно, этот этап связан с инициацией плюмовых процессов на рассматриваемой территории (см. рис. 5). Третий этап, представленный дайками и субвулканическими телами андезитов, диоритовых порфиритов, оливиновых базальтов и андезитобазальтов, относится к периоду 120—90 млн лет (мел). Поскольку абсолютный возраст основной массы руд в Верхнеселемджинском районе колеблется в интервале 145—165 млн лет и рудные тела иногда секутся дайками с возрастом 147—157 млн лет [Эйриш, 2002], то магматические проявления третьей фазы, связанные с поздними этапами плюмовых процессов, здесь, как и в Центрально-Алданском районе, тоже не имеют отношения к главному этапу рудообразования. Предполагается [Эйриш, 2002], что с ними может быть связано только перераспределение концентраций золота (месторождение Токур).

Ранний этап рудообразования имеет преимущественно золото-платиноидную сернисто-мышьяковую (местами с вольфрамом) специализацию, поздний — более сложную. Для второго, наряду с золотом, мышьяком и серой, характерны молибден, медь, вольфрам, свинец, цинк, сурьма и серебро, иногда олово [Буряк и др., 2000]. Золотое оруденение раннего этапа избирательно локализуется в карбон-пермских углеродистых толщах формации черных сланцев. Генезис оруденения этого этапа дискутируется. Л.В. Эйриш характеризует его как плутоногенно-гидротермальное [Моисеенко, Эйриш, 1996], а В.А. Буряк с соавторами [1988, 2000, 2003], рассматривает как полигенно-гидротермальное позднекладчатое, в той или иной мере регенерированное под влиянием последующего интрузивного магматизма. Золотое оруденение второго этапа относится к плутоногенно-гидротермальному или вулканогенно-гидротермальному типу при важной роли вмещающей среды как основного источника золота и сопутствующих компонентов. По минеральным ассоциациям, золотое оруденение Верхнеселемджинского района представлено тремя формациями, зачастую наложенными друг на друга: золото-сульфидной (золото-колчеданной), золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой. Для Верхнеселемджинского района характерно широкое развитие экранированного оруденения [Эйриш, 2002], согласующегося с преимущественным горизонтальным распространением магм и флюидов на флангах плюма (см. рис. 4, в).

По геофизическим данным [Романовский, 1984], большая часть золоторудных проявлений и месторождений Верхнеселемджинского района располагается в области Шевли-Селемджинского сводово-магматического поднятия, к которому, в свою очередь, приурочена Карауракская рудоносная структура интрузивно-купольного типа, в пределах которой располагается около 50 % месторождений и рудопроявлений района. Высказаны предположения [Романовский, 1984; Буряк и др., 1988, 2000] о вероятной ремобилизации золота из древних толщ под влиянием мезозойских гранитоидных процессов.

Таким образом, в Селемджинском районе, так же как и на Березитовом месторождении в промежуточной зоне, проявлены черты наложения мезозойских плюмовых процессов на первично обогащенные золотом палеозойские толщи, которые привели к перераспределению и возможной регенерации золотого оруденения. Существование интрузивно-купольного поднятия под Селемджинским районом сближает его с Гонжинским, Центрально-Алданским и Верхнеалданским. По-видимому, все эти четыре района связаны с ответвлениями (сателлитами) Алдано-Зейского плюма.

**Приаргунский золото-полиметаллический район** и прилегающая к нему **Урюм-Могогчинская молибден-редкометаллическая зона** характеризуются Mo-Pb, Zn-W-Sb-Au-специализацией. В промышленных концентрациях здесь присутствуют медь и олово, а золоторудные месторождения относятся преимущественно к золото-сульфидно-кварцевой (т.е. тоже к многостадийной) рудной формации. По полученным данным (см. рис. 1, 5), эти районы располагаются за пределами Алдано-Зейского плюма, и их структурная позиция определяется приуроченностью к глубинным разломам на границе Амурской плиты с Байкало-Витимским супертеррейном.

**Кодаро-Удоканский** рудный район (Удоканское, Ункурское, Бурпалинское, Право-Ингамакитское, Сакинское, Клюквенное, Красное и др. месторождения) сложен раннепротерозойскими меденосными песчаниками с медно-порфировым оруденением, связанным с рифейскими габбро-норитами Чинейского массива [Гонгальский, Криволицкая, 1993]. Особенность последнего — обогащенность серебром, что может быть результатом его проработки мезозойскими флюидными потоками, перемещенными из головы плюма (см. рис. 4, в). На связь этого района с плюмом указывают также неогеновые базальты (покров с размерами 30 × 35 км на южных флангах района, в месте пересечения координат 118° в.д. 56° с.ш.), нигде в окрестности более не встречающиеся [Геологическая карта..., 1999].

Таким образом, особенности пространственного размещения месторождений и рудные парагенезы во внешней зоне Алдано-Зейского плюма (близкой к его контуру в срезе  $H_c = 5$  км) свидетельствуют о возрастающей роли полиметаллической, оловянной и сурьмяной минерализации в позднемезозойских рудно-магматических процессах на флангах этой структуры.

Совершенно иной металлогенической специализацией на рассматриваемой территории (см. рис. 5) характеризуются **Эзопский и Селитканский рудные районы**, в которых резко преобладают оловянная и вольфрамовая минерализации, а молибденовая и полиметаллическая имеют подчиненное значение, хотя эти районы располагаются на восточном продолжении тех же субширотных складчатых (Монголо-Охотская система), вулканических (Умлекано-Огоджинский пояс) и разрывных (Южно-Тукурингринский глубинный разлом) структур, которые контролируют золото-молибденовое и золото-полиметаллическое оруденение в надплюмовой зоне. В этом еще раз проявлена очевидная и специфичная рудогенерирующая роль Алдано-Зейского плюма в размещении золоторудной, молибденовой и полиметаллической минерализации.

Пространственная связь рудных районов Приамурья, Северо-Восточного Забайкалья и Южной Якутии с аномалиями  $\mu_z$ -параметра в разных срезах тектоносферы характеризуется ясно выраженной дискретностью. Аномальные зоны с повышенными значениями этого параметра на 60—70 % пересекаются с площадями повышенной концентрации рудных месторождений — рудными районами — на трех преимущественных глубинных уровнях: 10, 20 и 35 км (табл. 1). Над максимумами градиентов плотности ( $\mu_z$ ) первого уровня (10 км) концентрируются преимущественно золото-молибденовые и золоторудные районы (6 районов), второго уровня (20 км) — молибден-золоторудные, олово-вольфрамовые и

Таблица 1. **Корреляция рудных районов с жесткими блоками ( $\mu_z$ -максимумами)**

Рудный узел и район*	Рудная специализация	В горизонтальных срезах на глубинах, км													
		5	10	15	20	25	30	35	40	50	60	70	85	100	
КУ	Cu, Au, Mo		+					+							
УМ	Mo, Au		+		+									+	
ПА	Pb, Zn, Au														
ЦА	Au				+							+			
ВАл	Au		+					+							
ВА	Au		+		+			+							
Бм	Au	+		+				+							
Ст	Au				+							+	+		
ВС	Au		+												
МК	Au, Pb, Zn				+							+			
ПД	Au, Pb, Zn		+		+	+		+	+				+		
Э	Sn, W			+											
Ск	W, Sn, Au	+			+	+									

Примечание. Здесь и далее: затененные участки таблицы обозначают интервалы наиболее тесной корреляции аномалий градиентов плотности с рудными районами.

\* См. рис. 2.



Таблица 2.

Корреляция рудных районов с вязкими средами ( $\mu_z$ -минимумами)

Рудный узел и район*	Рудная специализация	В горизонтальных срезах на глубинах, км												
		5	10	15	20	25	30	35	40	50	60	70	85	100
КУ	Cu, Au, Mo				+	+					+	+		
УМ	Mo, Au					+				+				
ПА	Pb, Zn, Au					+	+							
ЦА	Au			+				+	+		+		+	
ВАл	Au									+			+	
ВА	Au	+		+		+	+		+			+	+	
Бм	Au												+	
Ст	Au												+	
ВС	Au							+		+				
МК	Au, Pb, Zn				+	+	+		+	+	+			
ПД	Au, Pb, Zn									+				
Э	Sn, W													
Ск	W, Sn, Au													

золото-полиметаллические (7 районов), а третьего уровня (35 км) — преимущественно золоторудные с полиметаллами и медью (5 районов). Во всех других срезах в область максимумов  $\mu_z$ -параметра попадает не более двух-трех районов (см. табл. 1). Такая закономерность может отвечать связи рудных концентраций с кристаллизовавшимися магматическими очагами или блоками интенсивно метаморфизованных пород на соответствующих  $\mu_z$ -максимумам глубинах.

Пространственные связи рудных месторождений с вязкими (подплавленными или полустывшими) средами, картируемыми по минимумам  $\mu_z$ -параметра (табл. 2), характеризуются резким смещением в сторону увеличения глубин относительно максимумов (см. табл. 1). Мы считаем это признаком того, что распределение Au-Mo-Cu-Pb-Zn месторождений на поверхности Земли связано по вертикали с рудно-магматическими колоннами, до настоящего времени остающимися вязкими в своих основаниях. Олово и вольфрам вообще не имеют связи с реологическими разуплотнениями земной коры (см. табл. 2), а уплотнения под ними исчезают ниже глубины 25 км (см. табл. 1), т.е. рудная минерализация этого профиля не имеет глубоких корней. С минимумами  $\mu_z$ -параметра (индикаторами сред пониженной вязкости) на глубинах 25—30 км коррелируются золото-медно-молибденовые и золото-полиметаллические месторождения (8 районов), на глубинах 40-50 км — преимущественно золоторудные и золото-полиметаллические (9 районов), а на глубине 85 км — преимущественно золоторудные (5 районов) (см. табл. 2). Аномалии первого уровня могут быть связаны с вязкими магматическими средами в полустывших магматических очагах, второго уровня — с вязкими или текучими средами в подкорковом слое верхней мантии [Каплун, 2006; Петрищевский, 2008а] — источниками перераспределенных мантийных флюидов в голове плюма, и третьего уровня — с поднятием астеносферы и, соответственно, главным стволom плюма, ответственного за перемещение к поверхности Земли мантийных расплавов и рудогенных (преимущественно Au-Mo-Cu) флюидов из нижней мантии [Loper, Stacey, 1983; Loper, 1991; Борисенко и др., 2006; Campbell, 2007; Оролмаа и др., 2008; Pirajno et al., 2009; Добрецов и др., 2010]. Большая группа исследователей [Борисенко и др., 2012] обращает внимание на чрезвычайно высокую подвижность и аттракционную способность щелочных и особенно щелочно-базитовых магм, активно участвующих в процессах гранитообразования в среднем слое земной коры. Эти процессы, судя по корреляции рудных месторождений с глубинными плотностными неоднородностями, в нашем случае характерны для глубины 20 км (второй уровень).

Зоны резких изменений (повышенных горизонтальных градиентов)  $\mu_z$ -параметра на преимущественных глубинах 10, 20, 30 и 60—70 км совмещаются с расположением большинства рудных районов (см. табл. 3). Они являются индикаторами разломов различной глубины заложения и разного вертикального диапазона. Их горизонтальная протяженность в коре варьирует от 250 до 500 км, а в нижней литосфере — выходит за границы рассматриваемой территории (см. рис. 1, з, д).

Таким образом, 3D-модель распределения градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий ( $\mu_z$ ) в земной коре и верхней мантии до глубины 85 км позволяет выявить и проследить в пространстве три основных рудоконтролирующих фактора: 1) магматические очаги кристаллизовавшиеся ( $\mu_z$ -максимумы) и не полностью раскристаллизовавшиеся ( $\mu_z$ -минимумы); 2) зоны частичного плавления в подкорковом слое верхней мантии и астеносфере — источники магм и рудоген-

ных флюидов; 3) глубинные разломы, облегчающие проникновение рудогенных флюидов в верхние горизонты коры.

Обнаруженная дискретная пространственная корреляция приповерхностных рудных месторождений с глубинными плотностными неоднородностями в земной коре и верхней мантии Алдано-Зейского плюма в главных чертах повторяет результаты, полученные на смежных территориях [Петрищевский, 1990, 2004б], где вероятные магматические источники оловянных месторождений (индигированные по максимумам градиентов плотности) концентрируются на глубинах 5—15 км, вольфрамово-молибденовых — в диапазоне 30—60 км и золоторудных — в интервале глубин 20—100 км. Золоторудная минерализация Алдано-Зейского плюма тоже характеризуется наиболее широким вертикальным диапазоном корреляции (от 5 до 85 км) с аномалиями градиентов плотности (см. табл. 2, 3), что объясняется чрезвычайно высокой подвижностью золота в эндогенных процессах [Буряк, 2003].

Анализ формализованных гравитационных моделей (см. рис. 1, 4) и их связей с размещением приповерхностных рудных месторождений (см. рис. 2, з, 5) дает основание предполагать четырехэтажную схему развития рудно-магматических процессов в голове Алдано-Зейского плюма. Нижним источником рудной минерализации является астеносферная линза, до сих пор находящаяся в полурасплавленном состоянии. В течение 100—120 млн лет ( $J_2$ - $K_2$ ) она являлась первичным источником разнообразной рудной минерализации Верхнего Приамурья, смежных районов Якутии и Северо-Восточного Забайкалья, в кайнозой контролировала гипергенное перераспределение золота (см. рис. 2, б), а в настоящее время она продолжает поддерживать мобильность литосферы, в частности, обуславливает концентрически-зональное поле сейсмичности Олекмо-Становой сейсмической зоны [Петрищевский, 2007]. Второй слой вязких сред располагается в верхней мантии на глубине порядка 40—50 км. По-видимому, на этом уровне первично концентрировались, а затем многократно перераспределялись рудные концентрации Au, Mo, Cu, Pb и Zn.

Третий уровень на глубинах 20—35 км характеризуется наиболее сложным строением. Основание этого уровня (слоя) в центре плюма на глубине 35 км относительно более жесткое (см. рис. 1, в, е; табл. 1), а на флангах плюма на глубине порядка 25 км концентрируются неполностью кристаллизовавшиеся (вязкие) коровые магматические очаги (см. табл. 2), гидротермальные производные которых являлись в позднем мезозое источниками наблюдаемых на поверхности месторождений. Ближе к поверхности, на глубине порядка 20 км, вязкие среды сменяются жесткими (см. табл. 1). Возможно, этот уровень глубин отвечает расположению застывшей кровли магматических очагов (или рудно-магматических колонн).

Четвертый, близповерхностный, уровень на глубине 10 км (см. табл. 1, 3) является источником эпитептермальных месторождений Sn, Sn-W, Au-Ag, Au-Sb, Au-Hg, W-Au и Au-W, преимущественно связанных с вулканическими или вулканоплутоническими комплексами. Таким образом, полученные данные согласуются с классическими моделями рудно-магматических систем этого типа [Смирнов, 1971; Panteleyev, 1986; Sillitoe, 1989; и др.], в которых эпитептермальные месторождения образуются на глубинах 5—10 км и менее.

Вертикальная дискретность вероятных источников рудной минерализации, предполагаемая на основании анализа пространственных связей месторождений с аномалиями  $\mu_z$ -параметра, увязывается с

Таблица 3. Корреляция рудных районов с разломами (градиентами  $\mu_z$ -параметра)

Рудный узел и район*	Рудная специализация	В горизонтальных срезах на глубинах, км													
		5	10	15	20	25	30	35	40	50	60	70	85	100	
КУ	Cu, Au, Mo				+						+	+	+		
УМ	Mo, Au	+	+	+			+					+		+	
ПА	Pb, Zn, Au	+	+	+					+	+	+	+		+	
ЦА	Au				+	+									
ВАл	Au		+		+		+		+		+				
ВА	Au	+	+		+		+		+		+				
Бм	Au		+		+		+				+	+			
Ст	Au		+		+		+								
ВС	Au					+	+		+						
МК	Au, Pb, Zn			+			+								
ПД	Au, Pb, Zn				+		+				+				
Э	Sn, W		+				+			+	+			+	
Ск	W, Sn, Au		+							+	+	+	+		

тектонической расслоенностью рудовмещающих сред, обуславливающей широкое развитие подэкранного оруденения и приуроченность месторождений к зонам расслоения — структурным несогласиям на границах тектоноформационных комплексов [Эйриш, 2002].

Предполагаемая схема развития рудно-магматических процессов в голове Алдано-Зейского плюма согласуется с определениями абсолютного возраста рудных метаморфитов и комагматичных им магматических пород. В центральных районах плюма (Верхнеалданский и Верхнеамурский) эти породы имеют возраст 105—130 млн лет [Моисеенко, Эйриш, 1996; Эйриш, 2002; Степанов и др., 2008], в промежуточной зоне (Березитовое месторождение) — 127—133 млн лет [Степанов и др., 2008; Мельников и др., 2009], а на флангах плюма (в Центрально-Алданском и Верхнеселемджинском районах) временной диапазон магматических проявлений резко расширяется, и там выделяют три стадии магматических проявлений. Первая (золото-платиноидная) стадия в Верхнеселемджинском районе располагается в интервале 210—260 млн лет [Буряк и др., 2000; Эйриш, 2002], а в Центрально-Алданском районе (187—217 млн лет) она является дорудной [Максимов и др., 2010]. Время проявления второй, золоторудной, стадии в Верхнеселемджинском районе относится к периоду 135—170 млн лет [Эйриш, 2002], а в Центрально-Алданском районе — 130—140 млн лет [Казанский, Максимов, 2000]. Третья стадия в Центрально-Алданском районе (102—125 млн лет) является пострудной [Максимов и др., 2010], а в Верхнеселемджинском она представлена субвулканическими телами андезитов, диоритовых порфиритов, оливиновых базальтов и андезитобазальтов с возрастом 90—120 млн лет [Эйриш, 2002], тоже не имеющих отношения к главной фазе рудообразования.

Таким образом, в возрасте наиболее активных рудогенных фаз магматизма просматривается тренд омоложения по направлению к стволовой, наиболее долгоживущей зоне плюма, а общий период проявления активных магматических процессов (J—K<sub>2</sub>) в голове плюма составляет 100—120 млн лет. К проявлениям поздних фаз магматизма на флангах плюма прямое отношение имеют сквозные разломы литосферы (см. рис. 4, в, 5), прорывающие голову, или «шляпу» (по выражению Н.Л. Добрецова [Добрецов, 2008]), плюма: Становой на севере, и Монголо-Охотский и Южно-Тукурингринский на юге. В зоне Станового разлома магматические инъекции продолжались даже в кайнозойе (неогеновые базальты Кодаро-Удоканского и Бомнакского районов) [Геологическая карта..., 1999], где они, судя по их структурному положению, так же как южно-якутские межгорные впадины, имеют очевидное отношение к рифтогенным процессам, наложенным на плюм. Заметим, что наложение рифтогенезов на плюмы является частым явлением в геологической природе [Zeyen, 1997; Leitch et al., 1998; Macdonald et al., 2001; Zorin et al., 2003; Любецкий, 2006; Борисенко и др., 2006; Сафонов и др., 2007; Saunders et al., 2007].

Стадийность магматических процессов в зоне влияния Алдано-Зейского плюма подчиняется глобальной последовательности геодинамических активизаций в истории Земли, описанной Л.Н. Добрецовым с коллегами [Добрецов, 2010, 2011; Добрецов и др., 2010]. Начало этих процессов (250 млн лет назад) совпадает со временем образования Сибирского суперплюма и широким развитием траппового магматизма, который не проявился в Верхнем Приамурье, однако здесь известны пластовые тела метаморфизованных диабазов и габбро-диабазов с возрастом 260—210 млн лет в Верхнеселемджинском районе [Буряк и др., 1988] и позднепалеозойские габброиды пиканского комплекса в Янкано-Тукурингринской зоне Монголо-Охотской системы [Тектоническая карта..., 2005]. В стратифицированном триасово-юрском разрезе этой системы присутствуют прослои вулканитов основного состава (субвулканические базальтоиды) [Тектоническая карта..., 2005].

Несколько позднее (155—170 млн лет назад) здесь, в зоне коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурской плиты, широкое развитие получили юрско-меловые «становые» гранитоиды, отношение которых к плюмовым процессам при современном состоянии их петрохимической изученности остается неясным. Отмечается лишь повышенная щелочность этих гранитоидов [Геологическая карта..., 1999]. Судя по распределениям  $\mu_2$ -параметра (см. рис. 1), пространственно связанные с гранитоидами глубинные трансформные сдвиги наложились на плюм и движения по этим разломам не прекратились до настоящего времени [Геодинамика..., 2006].

Второй период усиления магматической активности соответствует позднемезозойской эпохе активизации плюмовых процессов (124—86 млн лет) [Добрецов, 2011]. На изученной территории в этот период образовалась основная часть рудных месторождений золота, молибдена, урана, меди и серебра. В последние этапы этого периода в контурах плюма формировались месторождения полиметаллов и вольфрама (см. рис. 5). Новейший (кайнозойский безрудный) этап магматической активности завершился в Верхнем Приамурье и Северо-Восточном Забайкалье образованием небольших по площади и мощности базальтовых вулканических покровов.

Описанные закономерности пространственных распределений тектонических масс разной жесткости и их палеогеодинамическая интерпретация (см. рис. 4, в) хорошо объясняются концепцией вертикальной зональности астеносферных флюидных систем [Смирнов, 1971; Жданов, 1975; Сафонов, 1978; Летников, Вилор, 1981; Buchanan, 1981], в соответствии с которой отделяющиеся от головы плюма маг-

мы и флюиды являются источниками профилирующей рудной минерализации Верхнего Приамурья (Au, Mo), а образование комплексных месторождений золота с полиметаллами, вольфрамом, сурьмой и серебром связано с обогащением мантийных флюидов на путях миграции их к поверхности. Эта концепция допускает многократное перераспределение, смешивание и регенерацию рудных концентраций в длительно эволюционирующих рудно-магматических системах во вмещающих средах структур центрального типа, и в частности — в верхних срезах (головах) плюмов. Особенно ярко это выражено на золоторудных месторождениях [Моисеенко, 1977; Моисеенко, Эйриш, 1996; Буряк, 2003].

Более точная диагностика связи конкретных рудных месторождений с плюмовыми, коллизионными, сдвиговыми («становыми») или рифтогенными («монголо-охотскими») процессами в Верхнем Приамурье и Северо-Восточном Забайкалье только по гравитационным моделям невозможна, а имеющиеся геохимические и петрохимические данные не дают для этого достаточных оснований. Можно отметить лишь, что Южно-Тукурингринский и Становой глубинные разломы субширотного простирания (см. рис. 5) тоже принимают участие в размещении рудных узлов и районов. Первый контролирует расположение Кодаро-Удоканского, Верхнеалданского, Бомнакского и Преддзугджурского рудных районов, а второй — Приаргуньского, Верхнеамурского, Верхнеселемджинского и Селитканского. По-видимому, рудные районы, узлы и крупные месторождения формировались там, где сквозькоровые глубинные разломы открывали доступ к подкоровым магмам плюмового происхождения (см. рис. 4, в).

Рудная минерализация зон разломов за пределами плюма несколько отличается от минерализации в его контурах. В голове плюма практически отсутствует оловорудная минерализация, однако она сопровождает Монголо-Охотский и Южно-Тукурингринский разломы за пределами плюма. Последний контролирует также проявления платины в Верхнеселемджинском районе и на Березитовом месторождении. На большей части головы плюма платина не проявлена, зато широко проявлена золото-серебряная минерализация, которая отсутствует в зонах разломов за его пределами.

## ВЫВОДЫ

Формализованные гравитационные модели земной коры и верхней мантии, основывающиеся на решениях обратных задач с единственным математическим решением, обеспечили значительный прирост объективной (т.е. не связанной с предварительными геолого-геофизическими данными и концепциями) информации о глубинном строении Алдано-Зейского плюма, сопровождающегося, кроме того, шестью другими независимыми признаками, не находившими ранее геологического объяснения. Эти модели подтвердили фундаментальную закономерность размещения рудных месторождений в структурах центрального типа, которая выражается преимущественной приуроченностью месторождений к центральному (стволовому) и периферическим частям тектономагматических сооружений разного ранга.

В размещении рудных месторождений разной специализации над головой Алдано-Зейского плюма выявлена латеральная металлогеническая зональность, обусловленная «расползанием» и перераспределением рудогенных флюидов, экранированных жесткими нижнекоровыми пластинами и границами раздела структурно-формационных комплексов в верхних горизонтах коры. Эта зональность выражена закономерным пространственным рядом рудных парагенезов в приповерхностных месторождениях: Au, Mo → Au, Ag, Pb, Zn → Au, Pb, Zn → Au, W → Au, Sb → W, Sn → Sn, направленным от центра плюма к его флангам. Золото, молибден и, в подчиненном значении, медь определяют профильную глубинную металлогеническую специализацию Алдано-Зейского плюма, и эти металлы являются «сквозными» элементами в рудных формациях Верхнего Приамурья и Южной Якутии. При этом наиболее высокая концентрация золото-серебряной минерализации наблюдается над центральной «стволовой» зоной плюма диаметром 300—350 км, совпадающей с его контуром на глубине 35 км. Районы с преимущественной золоторудной минерализацией (Центрально-Алданский, Маймакано-Киранский, Верхнеселемджинский) примыкают к внешнему контуру головы плюма на севере и востоке структуры. В районах, примыкающих к плюму с запада, доминирует молибденовая минерализация.

В результате пространственной корреляции рудных районов с плотностными неоднородностями в разных глубинных срезах тектоносферы выявлена отчетливая вертикальная дискретность в размещении вероятных флюидно-магматических источников позднемезозойских месторождений в земной коре на глубинах 10, 20 и 35 км, а в мантии на глубинах 40—50 и 85 км располагаются вязкие тектонофизические среды, с позднего мезозоя и до настоящего времени являющиеся источниками тепла и глубинных флюидов. Исходя из полученных данных, определены черты вертикальной металлогенической зональности Алдано-Зейского плюма, которая характеризуется четырьмя структурными уровнями. Наиболее глубокий уровень флюидо- и магомгенерации располагается в астеносфере на глубинах ниже 70 км. Он является источником преимущественно золото-молибденовой минерализации. Второй уровень на глубинах 40—50 км соответствует вязкому подкоровому слою верхней мантии. Он является местом аккумуляции и перераспределения рудных концентраций Au, Mo, Cu, Pb и Zn. Третий слой на

глубинах 20—35 км представляет собой зону мезозойской генерации коровых магматических очагов — источников гранитоидных магм, несущих наиболее широкий спектр рудной минерализации (Au-Mo, Au-Ag, Cu-Mo-Au, Au-Pb-Zn, Au-W, W, W-Sn, Sn, Au-Sb, Sb). Четвертый уровень на глубинах 5—10 км является источником эпитермальной золото-серебряной, оловянной и золото-полиметаллической минерализации, связанной с вулканогенными и вулканоплутоногенными магматическими формациями в самых верхних срезах Алдано-Зейского плюма.

Расположение рудных узлов и районов обусловлено иерархическим распределением флюидо-магмоподводящих каналов и интрузивно-купольных структур — сателлитов в голове Алдано-Зейского плюма. В основании по меньшей мере четырех рудных районов (Верхнеамурского, Верхнеалданского, Центрально-Алданского и Верхнеселемджинского) существуют структуры центрального типа высоких порядков, обеспечивавшие в мезозое и раннем кайнозое связь приповерхностного слоя земной коры с мантийными источниками рудного вещества плюмовой природы. Особенности глубинного строения очаговых тектономагматических структур разного ранга подчиняются иерархической и фрактальной закономерностям.

Авторы благодарны д.г.-м.н. А.С. Борисенко и к.г.-м.н. Е.Х. Турутанову за глубокую проработку рукописи и ценные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-98000-р\_Сибирь\_a.

## ЛИТЕРАТУРА

**Авченко О.В., Александров И.А., Худоложкин В.О., Мишкин М.А.** Флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 4, с. 3—15.

**Антонов Ю.А.** Геохимия и петрология мезокайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2008, 250 с.

**Анфилогов В.Н.** Мантийные плюмы и плюм-тектоника // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII тектонического совещания. М., 2005, т. 1, с. 12—16.

**Атлас карт геологического содержания зоны Байкало-Амурской магистрали / Под ред. В.П. Василенко, М.С. Галицына, А.С. Вольского, Л.И. Красного. Л., ВСЕГЕИ, 1988, 15 л.**

**Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н.** Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия) // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, № 4, с. 354—369.

**Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.** Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

**Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р., Владыкин Н.В.** Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 182—206.

**Буряк В.А.** Основы минерагении золота. Владивосток, Дальнаука, 2003, 261 с.

**Буряк В.А., Пересторонин А.Е.** Маломыр — первое крупное золоторудное месторождение сухоложского типа в Приамурье. Благовещенск-Хабаровск, ИКАРП ДВО РАН, 2000, 47 с.

**Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г.** Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1988, 116 с.

**Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочеткова А.Я., Яновский В.М.** Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений, 2002, т. 44, № 6, с. 467—499.

**Володькова Т.В., Подгорный В.Я.** Геолого-геофизические характеристики горячих точек Приамурья // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 1, с. 67—82.

**Вьюнов Д.Л., Степанов В.А.** Геохимические поля Верхнего Приамурья // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 5, с. 116—124.

**Гатинский Ю.Г.** Щелочной магматизм и редкометалльно-редкоземельное оруденение как индикаторы процессов плюм-тектоники // Тектоника и геодинамика. Материалы XXXI тектонического совещания. М., Геос, т. 1, 1998, с. 158—162.

**Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток, Дальнаука, 2006, 572 с.**

**Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000 / Л.И. Красный, Пэн ЮньБяо. Л., ВСЕГЕИ, 1999.**

**Глаголев В.Н., Петрищевский А.М.** Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизической информации (юго-восток России) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 3, с. 78—85.

- Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А.** Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск, Наука, 1993, 184 с.
- Горошко М.В., Гурьянов В.А., Бердников Н.В., Кириллов В.Е.** Золотоносность вулканоплутонических зон юго-востока Сибирской платформы и физико-химические условия образования месторождений // Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 6, с. 3—32.
- Гравиразведка.** Справочник геофизика. М., Недра, 1981, 397 с.
- Грачев А.Ф.** Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 618—654.
- Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.
- Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.
- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.
- Добрецов Н.А., Кирдяшкин А.Г.** Об источниках мантийных плюмов // Докл. РАН, 2000, т. 373, № 1, с. 84—86.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого» слоя в литосфере // Докл. РАН, 2006, т. 406, № 1, с. 99—103.
- Добрецов Н.А., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.
- Жданов В.В.** Метасоматизм и рудообразование в «гранитном» слое земной коры // Магматизм и рудообразование. М., Наука, 1975, с. 44—53.
- Зидаров Д.** О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София, Изд-во Болгарской академии наук, 1968, 143 с.
- Казанский В.И.** Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений, 2004, т. 46, № 4, с. 195—211.
- Казанский В.И., Максимов Е.П.** Геологическая позиция и история формирования Эльконского уранового района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 3, с. 212—230.
- Каплун В.Б.** Геоэлектрическое строение Верхнеамурского района по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 1, с. 33—53.
- Карта метаморфических формаций юга Дальнего Востока.** М-б 1:1 500 000 / Ред. Ю.А. Косыгин. Хабаровск, ИТИГ ДВО РАН, 1987.
- Карта аномального магнитного поля ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> зоны Байкало-Амурской магистрали.** М-б 1:3 000 000 / Ред. Н.М. Соловьева // Атлас карт геологического содержания зоны БАМ. Л., ВСЕГЕИ, 1988а.
- Карта теплового потока зоны Байкало-Амурской магистрали.** М-б 1:5 000 000 / У.И. Моисеенко, А.А. Смыслов // Атлас карт геологического содержания зоны БАМ. Л., ВСЕГЕИ, 1988б.
- Ким А.А., Панков В.Ю., Уютов В.И., Лесков Н.В.** Минералогия и генезис минералов платиновых металлов из аллювиальных объектов Центрального Алдана // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1999, с. 111—135.
- Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В.** Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника, 1997, № 3, с. 66—73.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.Л., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З.** Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. РАН, 2009, т. 429, № 6, с. 779—783.
- Красный Л.И.** Восходящие глубинные и близповерхностные структуры и связь с ними минерогенеза // Отечественная геология, 2000, № 6, с. 23—28.
- Летников Ф.А.** Сверхглубинные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 4, с. 291—307.
- Летников Ф.А., Вилор Н.В.** Золото в гидротермальном процессе. М., Недра, 1981, 224 с.
- Литвиновский Б.А., Артюшков Е.В., Занвилевич А.Н.** О природе магматизма Монголо-Забайкальского пояса // Геология и геофизика, 1989 (2), с. 32—40.
- Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Шабалина Л.В.** Геодинамика Казахстана в палеозое — результат взаимодействия процессов плитной и плюмовой тектоники // Области активного тектоногенеза в

- современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. 1. М., Геос, 2006, с. 399—402.
- Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М.** Центрально-Алданская золото-урановая магматогенная система (Алданский щит, Россия) // Тихоокеанская геология, 2010, т. 29, № 2, с. 3—26.
- Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П.** Глубинное строение и перспективы поисков крупных и суперкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и суперкрупные месторождения. Закономерности размещения и условия образования. М., ОНЗ РАН, 2004, с. 423—427.
- Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Горошко М.В., Подгорный В.Я.** Особенности глубинного строения и формирования ареалов палеозойских гранитоидов и крупнейших месторождений (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI тектонического совещания. М., Геос, 2008, т. 1, с. 536—540.
- Мельников А.Д., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П.** Золото-полиметаллическое месторождение Березитовое (Восточная Сибирь): основные минералогические особенности, возраст и связь с магматизмом // Геология геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 258—265.
- Металлогеническая карта** региона Байкало-Амурской магистрали м-ба 1:1 500 000 / Ред. Ю.В. Богданов. Л., ВСЕГЕИ, 1981.
- Минерагеническая карта** Российской Федерации и сопредельных государств (в границах бывшего СССР) м-ба 1:2 500 000 / Ред. Д.В. Рундквист. М., ФГУ НПП «Аэрогеология», 2001.
- Моисеенко В.Г.** Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М., Наука, 1977, 302 с.
- Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.** Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток, Дальнаука, 1996, 352 с.
- Нарсеев В.А., Курбанов Н.И., Константинов М.М.** Прогнозирование и поиски месторождений золота. М., ЦНИГРИ, 1989, 164 с.
- Николаев В.В., Семенов Р.М.** Сейсмоструктура Байкальской рифтовой зоны и ее горного окружения // Геология и геофизика, 2004, т. 44 (5), с. 638—648.
- Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенов В.Г., Солоненко В.П.** Сейсмоструктура, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск, Наука, 1982, 150 с.
- Никонова Р.И.** Разрешимость обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде и ее использование для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий: Автореф. дис. к. физ.-мат. наук. Свердловск, 1979, 24 с.
- Округин А.В.** Платиноносные месторождения Якутии // Наука и образование, 1997, № 1, с. 109—116.
- Оролмаа Д., Эрдэнэсайхан Г., Борисенко А.С., Федосеев Г.С., Бабич В.В., Жмодик С.М.** Пермотриасовые гранитоиды и металлогения Хангая (Центральная Монголия) // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 706—719.
- Павленкова Н.И.** Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (9), с. 1287—1301.
- Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Темуртоого О.** Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24—43.
- Петрищевская Т.А., Петрищевский А.М.** Глубинная характеристика вулканотектонических структур Сергеевского рудного узла // Глубинное строение и полезные ископаемые Востока СССР. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1985, с. 78—84.
- Петрищевский А.М.** Структурные типы гранитов и гранитизация в рудных районах южной части Дальнего Востока (по геофизическим данным) // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1984, с. 74—85.
- Петрищевский А.М.** Глубинное строение и металлогения региона БАМ (по гравиметрическим данным) // Сов. геология, 1990, № 1, с. 86—92.
- Петрищевский А.М.** Глубинные структуры Вознесенского флюоритиносного района. Владивосток, Дальнаука, 2002, 104 с.
- Петрищевский А.М.** «Теневые» гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика, 2004а, № 3, с. 48—54.
- Петрищевский А.М.** Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеанская геология, 2004б, т. 23, № 1, с. 20—36.
- Петрищевский А.М.** Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли, 2006а, № 8, с. 43—59.

- Петрищевский А.М.** Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеанская геология, 2006б, т. 24, № 3, с. 53—61.
- Петрищевский А.М.** Глубинные структуры земной коры и верхней мантии северо-востока России по гравиметрическим данным // Литосфера, 2007а, № 1, с. 46—64.
- Петрищевский А.М.** Связь сейсмичности с плотностными неоднородностями литосферы Дальнего Востока России // Вулканология и сейсмология, 2007б, № 6, с. 60—71.
- Петрищевский А.М.** Вязкий слой на границе кора—мантия (Дальний Восток) // Геотектоника, 2008а, № 5, с. 37—48.
- Петрищевский А.М.** Плюмы Приамурья // Современные проблемы регионального развития (Материалы II Междунар. науч. конф.). Биробиджан, ИКАРП ДВО РАН, 2008б, с. 78—79.
- Петрищевский А.М.** Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // ДАН, 2009, т. 426, № 2, с. 248—255.
- Петрищевский А.М.** Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2011а, № 1, вып. 17, с. 7—17.
- Петрищевский А.М.** Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеанская геология, 2011б, т. 30, № 3, с. 50—65.
- Петрищевский А.М., Ханчук А.И.** Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // ДАН, Геофизика, 2006, т. 406, № 3, с. 384—387.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.** Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // ДАН, 2011, т. 440, № 2, с. 207—212.
- Петров О.В., Костюченко С.Л.** Глубокие осадочные впадины Сибири как результат тектоники мантийных плюмов // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Тезисы. М., Научный мир, 2001, с. 207—208.
- Петроплотностная карта** зоны Байкало-Амурской магистрали. М-б 1:1 500 000 / И.Ф. Зотова, Н.П. Романовский // Атлас карт геологического содержания зоны БАМ. Л., ВСЕГЕИ, 1986.
- Покалов В.Т.** Зональность эндогенных месторождений // Прогнозирование скрытого оруденения. М., Наука, 1976, с. 149—160.
- Поспеев А.В.** Геологические аспекты геоэлектрики верхней литосферы Земли // Геофизика, 2004, № 4, с. 35—38.
- Пучков В.Н.** «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009, № 1, с. 3—22.
- Романовский Н.П.** Верхнеселемджинский рудный район // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М., Наука, 1984, с. 180—182.
- Сафонов Ю.Г.** Структуры жильных золоторудных месторождений различных глубинных уровней // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1978, с. 167—187.
- Сафонов Ю.Г.** Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира — генезис и металлогенетический потенциал // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 4, с. 305—320.
- Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В., Злобина Т.М., Чаплыгин И.В.** Актуальные проблемы металлогении золота // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (12), с. 1257—1275.
- Сахно В.Г.** Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока. Владивосток, Дальнаука, 2008, 128 с.
- Славинский В.В.** Термохимическая природа Африканского и Тихоокеанского суперплюмов // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Тезисы. М., Научный мир, 2001, с. 216—217.
- Смирнов В.И.** Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений // Связь поверхностных структур с глубинными. Киев, Наук. думка, 1971, с. 245—253.
- Соколов Г.А., Дубровский В.Н., Кигаи И.Н., Онтоев Д.О.** Общие понятия и типизация зональности гидротермальных месторождений // Прогнозирование скрытого оруденения. М., Наука, 1976, с. 5—18.
- Сорокин А.А.** Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология, 2001, т. 20, № 6, с. 31—36.
- Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С., Вьюнов Д.Л., Дементенко А.И., Пересторонин А.Е.** Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск, Изд-во Амурского гос. ун-та, 2008, с. 232.
- Сторожук О.В.** О повышении эффективности поисков и оценки золотого оруденения, связанного с очаговыми скрытоплутоническими структурами // Руды и металлы, 2001, № 2, с. 55—59.
- 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.



**Тектоническая карта** области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов м-ба 1:1 500 000 / Под ред. Л.П. Карсакова, Чжао Чуньцзинь, Ю.Ф. Малышева, М.В. Горшкова. Владивосток-Хабаровск, ИТИГ ДВО РАН, 2005.

**Ханчук А.И., Петрищевский А.М.** Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // ДАН, 2007, т. 412, № 5, с. 689—693.

**Хонг Хоа Чан, Изох А.Э., Поляков Г.В., Борисенко А.С., Туа Ань Хан, Балыкин П.А. Нго Тхи Фьонг, Руднев С.Н., Ву Ван Ван, Буй Ан Ньен.** Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика, 2008, т. 48 (7), с. 637—651.

**Хомич В.Г., Борискина Н.Г.** Геологическая позиция благороднометалльных месторождений интрузивно-вулканогенного обрамления Гонжинского выступа докембрия (Верхнее Приамурье) // Тихоокеанская геология, 2006, т. 25, № 3, с. 53—65.

**Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С.** Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2122—2131.

**Эйриш Л.В.** Металлогения золота Приамурья. Владивосток, Дальнаука, 2002, 193 с.

**Эпов М.И., Поспеева Е.В., Витте 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.

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

**Ярмолюк В.В., Кудряшова В.А., Козловский А.М.** Позднемеловой-раннекайнозойский вулканизм Южной Монголии — след Южно-Хангайской горячей точки мантии // Вулканология и сейсмология, 2007, № 1, с. 3—31.

**Buchanan L.J.** Precious metal deposits associated with volcanic environments in southwest // Arizona Geological Society Digest, 1981, v. 14, p. 237—262.

**Burov E., Guillou-Frottier L., D'Acromont., Le Pourhiet L., Cloeting S.** Plume head-lithosphere interaction near intra-continental plate boundaries // Tectonophysics, 2007, v. 434, p. 15—38.

**Campbell I.H.** Testing the plume theory // Chem. Geol., 2007, v. 241, № 3, p. 153—176.

**Cella F., Fedi M., Florio G., Rapolla A.** Gravity modelling of the litho-asthenosphere system in the Central Mediterranean // Tectonophysics, 1998, v. 287, p. 117—138.

**Davis G.F.** Mantle plumes, mantle stirring and hotspot chemistry // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 99, № 1, p. 94—100.

**Ernst R.E., Buchan K.L.** Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // J. Geodyn., 2002, v. 34, № 2, p. 309—342.

**Farnetani D.G., Richard M.A.** Thermal entrainment and melting in mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 136, p. 251—267.

**Griffits R.W., Campbell I.H.** Interaction of mantle plume heads with Earth's surface and onset small-scale convection // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, p. 18275—18310.

**Hill R.I.** Mantle plumes and continental tectonics // Lithos, 1993, v. 30, № 4, p. 193—206.

**Kellog K.H., Ring S.D.** The effect of temperature depended viscosity on the structure of new plumes in the mantle: results of a finite element model in a spherical, aximetric shell // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 148, p. 13—26.

**Leitch A.M., Davies G.F., Wells M.** A plume head melting under a rifting margin // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 161, № 1, p. 161—177.

**Loper D.E.** Mantle plumes // Tectonophysics, 1991, v. 187, p. 373—384.

**Loper D.E., Stacey F.D.** The dynamical and thermal structure of deep mantle plumes // Phys. Earth Planet. Inter., 1983, v. 33, № 4, p. 304—317.

**Macera P., Gasperini D., Piromallo C., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Martin S.** Geodynamic implications of deep mantle upwelling in the source of Tertiary volcanics from the Veneto region (South-Eastern Alps) // J. Geodyn., 2003, v. 36, № 5, p. 563—590.

**McDonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M.** Plume-lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenia rift, East Africa // J. Petrol., 2001, v. 42, № 5, p. 877—898.

**Myashiro A.** Hot regions and the origin of marginal basins in the western Pacific // Tectonophysics, 1986, v. 122, № 4, p. 195—216.

**Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.F., Cloetingh S.** Permo-Triassic intraplate magmatism for mantle plume and mantle dynamics // Tectonophysics, 2002, v. 351, p. 3—39.

**Panteleyev A.** A Canadian Cordilleran model for epithermal gold-silver deposits // *Geosci. Canad.*, 1986, v. 13, № 2, p. 101—111.

**Petryshchevsky A.M.** Asthenosphere, plumes and plates in the Okhotsk Sea area // *Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins*. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 138—141.

**Pik R., Marty B., Hilton D.R.** How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view // *Chem. Geol.*, 2006, v. 226, № 3, p. 100—114.

**Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G., Naumov E.A.** Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // *Ore Geol. Rev.*, 2009, v. 35, № 2, p. 114—136.

**Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A., Pierce K.L., Widdowson M., Xu Y.G.** Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere // *Chem. Geol.*, 2007, v. 241, p. 282—318.

**Sillitoe R.H.** Gold deposits in Western Pacific island arcs: the magmatic connection // *Econ. Geol.*, 1989, Monograf 6, p. 274—291.

**Thirlwall M.F., Upton B.G.J., Jenkins C.** Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume-Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of tertiary basalts // *NE Greenland. J. Petrol.*, 1994, v. 35, № 3, p. 839—880.

**Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I.** Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian Fold Belt // *Petrology*, 2003, v. 11, № 6, p. 504—531.

**Zeyen H., Volker F., Wehre V., Fushs K., Sobolev V.S., Altherr R.** Styles of continental rifting: crust-mantle detachment and mantle plumes // *Tectonophysics*, 1997, v. 278, № 3, p. 329—352.

**Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskzya T.V., Treusov A.V.** The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 371, p. 153—173.

*Рекомендована к печати 23 ноября 2012 г.  
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию  
7 ноября 2012 г.*