

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Петрищевский А.М.¹, Юшманов Ю.П.^{1, 2}

¹ *ФГБУН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, ул. Шолом-Алейхема 4, г. Биробиджан, 682200; e-mail: petris@stl.ru*

² *ГОУ ВПО Дальневосточная государственная социально-гуманитарная академия, г. Биробиджан*
Поступила в редакцию 12 июля 2011 г.

Исследованы пространственные связи рудных месторождений Сихотэ-Алиня с глубинными плотностными неоднородностями земной коры до глубины 30 км. Обнаружена дискретная корреляция рудных узлов и районов с аномалиями нормированной плотности эквивалентных сферических источников гравитационных аномалий на глубинах 1–2, 4–5, 10–12 и 24 км, предположительно обусловленными магматическими телами разного вещественного состава. Глубина залегания тел со средним-основным составом исходных магм и вертикальный диапазон их корреляции с рудными районами зависят от их структурного положения и уменьшается с северо-запада на юго-восток. Для магматических тел с кислым и смешанным вещественным составом установлена зависимость металлогенической специализации рудно-магматических систем от их предполагаемого вертикального диапазона. Меньшим диапазоном (5–10 км) характеризуются оловорудные системы, а большим (20–25 км) – олово-вольфрамо-золоторудные. Олово-полиметаллические системы занимают промежуточное положение (12–20 км). Показано рудоконтролирующее значение границ раздела структурно-вещественных комплексов земной коры и структур центрального типа в размещении глубинных источников рудной минерализации.

Ключевые слова: гравитационное моделирование, глубинные структуры земной коры, металлогения, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

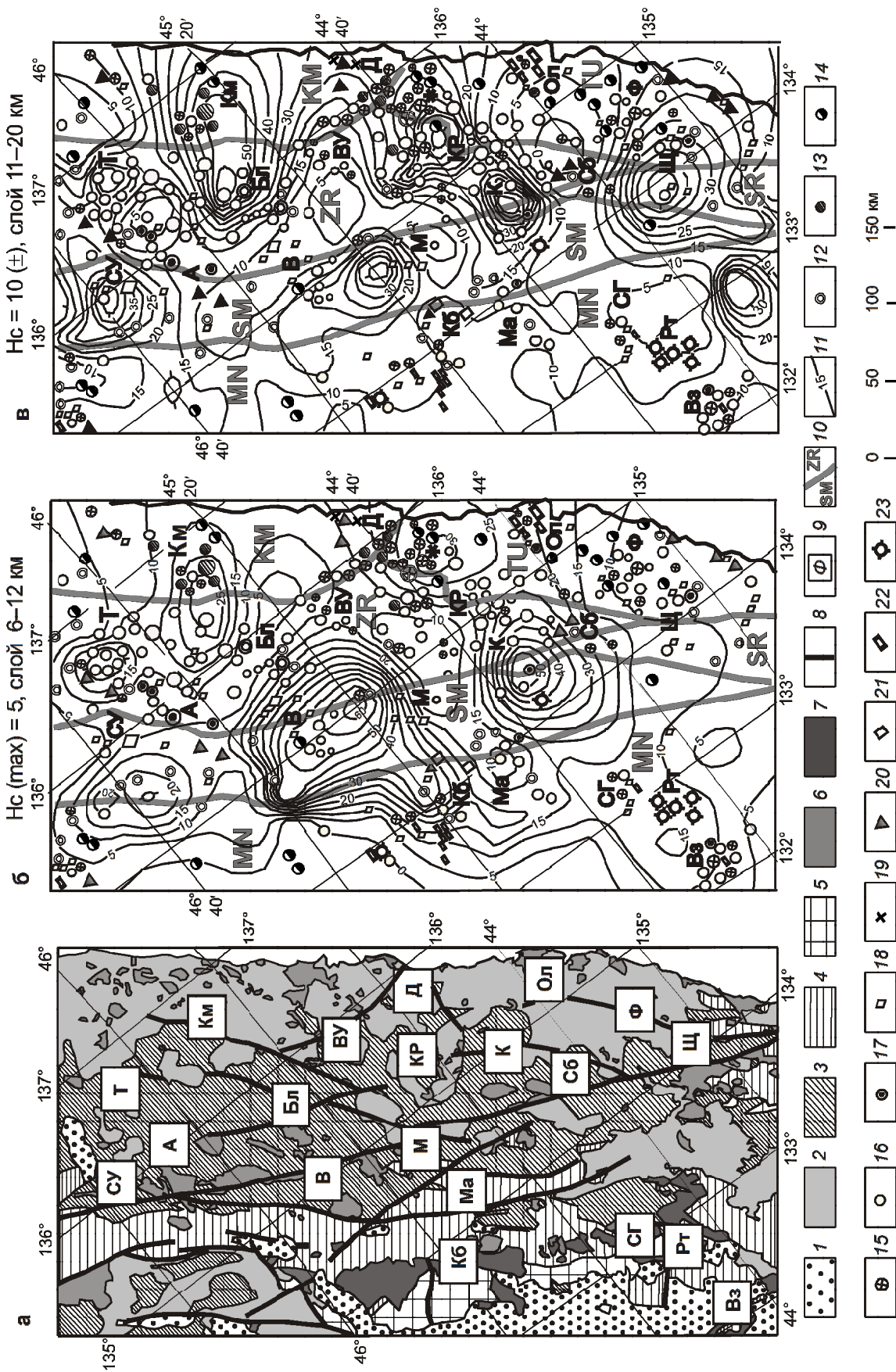
При изучении закономерностей и особенностей пространственного размещения рудных месторождений в Сихотэ-Алине и на сопредельных территориях Приамурья уже более полувека широко привлекаются геофизические данные. Эти данные используются для обоснования связи металлоносных площадей с разломами и узлами их пересечения [5, 18], гранитоидными ареалами [5, 18, 38, 39], тектоно-магматическими структурами центрального типа [5, 34], зонами регионального метаморфизма [27, 49], мощностью земной коры [5, 18, 25, 39, 49] и литосферы [18, 39, 49]. Иногда [18, 49] пространственное размещение рудной минерализации сопоставляется непосредственно с аномалиями потенциальных полей и осуществляются попытки оценок их “металлогенической специализации”, но чаще всего обращается внимание на связь рудных узлов и районов с зонами градиентов аномалий Буге [24, 49] – индикаторами глубинных

разломов – и региональными минимумами аномалий Буге [18, 38, 39] – индикаторами зон разуплотнения в земной коре и верхней мантии.

В результате этих исследований выявлены лишь самые общие закономерности и тенденции корреляции рудоносных площадей (узлов и районов) с элементами глубинного строения Сихотэ-Алиня и Приамурья, главными из которых являются:

1. Связь экстенсивности рудной минерализации с мощностью земной коры. Оловорудные узлы и районы характеризуются [39] более узким вертикальным диапазоном корреляции приповерхностной минерализации с глубинными структурами земной коры (34–46 км, по другим данным [54] – до 30 км) и литосферы (75–100 км), а золоторудные – более широким (30–45 и 120–160 км, соответственно).

2. Связь рудной минерализации с гранитоидными ареалами и подстилающими их зонами разуплотнения [38], глубоко (до 150–160 км) уходящими в верхнюю мантию.



3. Линейная и концентрическая зональности ареалов рудной минерализации [2, 5, 34, 39], приуроченных, соответственно, к глубинным разломам, их пересечениям и очаговым структурам разного ранга.

Количественные оценки связей приповерхностной рудной минерализации с глубинами залегания плотностных, сейсмических и геоэлектрических неоднородностей в земной коре и верхней мантии, за исключением немногочисленных работ [38, 54], основывались преимущественно на результатах редких пересечений рудоносных площадей профилями ГСЗ, МОВЗ и МТЗ. В редких случаях [18], с целью детализации этих связей, привлекались карты трансформированных аномалий силы тяжести, уровень приведения которых к глубинам среза приблизительно оценивал распределение плотностных неоднородностей под рудными районами.

В нашей статье рассматриваются пространственные связи рудных узлов и районов Южного Сихотэ-Алиня с плотностными неоднородностями земной коры в непрерывном 3D-геологическом пространстве с помощью формализованного параметра μ_z (нормированной поверхностной плотности сфер), отражающего степень вязкости тектонических и магматических сред [29–34].

**МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СВЯЗЕЙ ГЛУБИНЫХ
НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ С
ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ РУДНОЙ
МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ НА ОСНОВЕ
РАСПРЕДЕЛЕНИЙ НОРМИРОВАННОЙ
ПЛОТНОСТИ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ СФЕРИЧЕСКИХ
ИСТОЧНИКОВ**

Методологические и физико-математические основы построения 3D-моделей распределений вышеуказанного специализированного параметра, от-

ражающего реологические свойства тектонических и магматических сред, изложены в предшествующих работах одного из авторов статьи [29, 30, 32], а анализируемое ниже исследование пространственных связей глубинных плотностных неоднородностей с приповерхностной рудной минерализацией осуществляется по модели $\mu_z(x, y, H_c)$, построение которой описано в работе [33]. Эта модель содержит результаты 683 единичных определений μ_z -параметра, распределенных на 19 условных поверхностях, залегающих на глубинах: 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 19, 12, 14, 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28 и 30 км. Исходными данными для построения модели являлись значения аномалий Буге по сети 1×10 км на площади 250×400 км.

Предметом анализа является сопоставление пространственного расположения рудных узлов и районов Южного Сихотэ-Алиня (рис. 1, табл. 1) с проекциями на земную поверхность глубинных плотностных неоднородностей, описываемых аномалиями μ_z -параметра, который вычислен отдельно для локальных гравитационных возмущений разного относительного знака (максимумов и минимумов). Горизонтальные срезы $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели, построенные по гравитационным минимумам, преимущественно отображают плотностные свойства (контрастность) сред, обусловленные гранитоидными и вулканическими процессами. Те же срезы, построенные по гравитационным возмущениям положительного относительного знака, отображают неоднородность метаморфических преобразований континентальной коры, включения океанической коры и распределения магматических тел основного и среднего петрографического состава, имеющих повышенную плотность относительно вмещающей среды. Третья, суммарная, модель $\mu_z(x, y, H_c)$ (табл. 1) отражает связь плотностных неоднородностей земной коры с

Рис. 1. Геолого-структурная схема (а) и горизонтальные срезы (б, в) 3D-модели распределений μ_z -параметра в земной коре Южного Сихотэ-Алиня.

1–5 – структурно-формационные комплексы [11]: терригенные кайнозойские (1), вулканические позднемезозойские (2), складчато-надвиговые мезозойские (3), вулканогенно-терригенные позднепалеозойские (4), метаморфические архейские и протерозойские (5); 6–7 – гранитоиды [11]: мезозойские (6) и палеозойские (7); 8 – разломы; 9 – рудные районы [16]; 10 – границы террейнов [47]; 11 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10⁻² кг/м²/км); 12–23 – месторождения (крупный значок) и рудопоявления (мелкий значок) [16]: золота (12), серебра (13), золотосеребряные (14), полиметаллов (15), олова (16), оловянно-вольфрамовые (17), вольфрама (18), молибдена (19), меди (20), титана (21), железа и марганца (22), урана (23).

Обозначения террейнов [47]: MN – Матвеевско-Нахимовский, SM – Самаркинский, ZR – Журавлевский; SR – Сергеевский, TU – Таухинский; Км – Кемский. Рудные районы [16]: А – Арминский олово-вольфрам-золоторудный, ВЗ – Вознесенский цинк-редкометалльно-олово-флюоритовый; ВУ – Верхнеуссурский цинк-свинец-оловорудный; Д – Дальнегорский олово-медь-цинк-свинцоворудный, К – Кавалеровский цинк-свинец-оловорудный, Км – Кемский серебро-медно-полиметаллический, М – Малиновский золото-вольфраморудный, Ол – Ольгинский железо-цинк-свинцоворудный, СГ – Синегорский цинк-свинец-вольфрам-урановый, Т – Тернистый цинк-свинец-оловорудный, Ф – Фурмановский цинк-свинец-вольфрам-оловорудный. Рудные узлы [16]: Бл – Благодатненский (Колумбинский) олово-вольфрам-золоторудный, СУ – Среднеуссурский золото-вольфрам-оловорудный, В – Восточный золото-вольфраморудный, Сб – Соболиный золото-цинк-свинец-оловорудный, КР – Краснореченский цинк-свинец-оловорудный, Щ – Щербаковский олово-свинцовый, Кб – Кабаргинский свинец-цинк-олово-вольфрамоворудный, Ма – Марьяновский вольфрам-оловорудный, Рт – Реттиховский редкометалльно-урановый. H_c – глубина среза, км.

Таблица 1. Корреляция рудных районов Южного Сихотэ-Алиня с аномалиями μ_z -параметра (расчеты по гравитационным аномалиям обоего относительного знака).

Рудные узлы и районы	Рудная специализация	Глубина среза 3D-модели μ_z -параметра, км																		
		0	1	2	3	4	5	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30
СУ	Au, W, Sn	+	+			+														
Вз	Zn, Sn, CaF ₂													+						
Кб	Pb-Zn, Zn, W								+									+		
М	Au, W								+				+					+		
СГ	Pb-Zn, W, U								+											
РТ	U								+											
Т	Zn-Pb, Sn	+	+							+										
А	Sn, W, Au							+				+							+	
Бл	Sn, W, Au									+		+							+	
В	Au, W						+	+			+								+	
Км	Ag, Cu, Zn-Pb									+										
КР	Zn-Pb, Sn									+										
К	Zn-Pb, Sn						+			+										
ВУ	Zn-Pb, Sn																			
Д	Sn, Cu, Zn-Pb											+								
Сб	Au, Zn-Pb, Sn						+								+				+	
Ол	Fe, Zn-Pb											+								
Ф	Pb-Zn, W, Sn						+	+												
Щ	Sn, Pb																			
Ма	W, Sn											+								

■ Тесная корреляция ↓ Уровни наибольшей корреляции + Удовлетворительная корреляция

приповерхностной рудной минерализацией независимо от природы гравитационных аномалий. Сравнение всех трех моделей обнаружило большее сходство суммарной модели с моделью, построенной по гравитационным минимумам, из чего следует вывод, что распределения μ_z -параметра в земной коре Сихотэ-Алиня в большей степени обусловлены процессами, ведущими к разуплотнению земной коры (милонитизацией, гранитизацией, флюидизацией, плавлением, регрессивным метаморфизмом и др.). Похожий результат получен при анализе μ_z -аномалий в земной коре и верхней мантии Забайкалья [32].

Примеры корреляции μ_z -аномалий с рудными районами Сихотэ-Алиня показаны на рис. 1, где в срезе $H_c = 5$ км с максимумами μ_z -параметра коррелируются Кавалеровский, Дальнегорский, Тернистый, Кемский рудные районы и Восточный рудный узел. В срезе $H_c = 10$ км эти связи, в основном, сохраняются, однако наблюдается усиление коррелируемости μ_z -аномалий с узлами и районами, в которых присутствует, или является профилирующей, вольфрамовая, золоторудная и полиметаллическая минерализация (Малиновский и Дальнегорский рудные районы, Средне-Уссурский, Благодатненский и Щербаковский рудные узлы).

Реализованные расчетные процедуры имеют статистическое значение, поэтому исчерпывающее геологическое объяснение обнаруженных пространственных связей только по моделям μ_z -параметра сделано быть не может. Под рудными районами авторы оценивают лишь глубину залегания и вертикальный диапазон плотностных неоднородностей неизвестной, в том числе – многофакторной, геологической природы. Однако, поскольку рудная специализация месторождений в Сихотэ-Алине в большей мере определяется глубиной и условиями генерации магматических источников, чем геохимической специализацией рудовмещающих осадочных толщ [42], мы отдаем большее предпочтение магматическим и метаморфогенным источникам глубинных плотностных неоднородностей, коррелируемых с ареалами рудной минерализации. При этом, совпадения узлов и районов с повышенной концентрацией рудной минерализации с аномалиями μ_z -параметра на 80 % и более (например – Кавалеровского, Тернистого, Кемского районов и Восточного рудного узла в срезе $H_c = 5$ км на рис. 1б) мы считаем тесно коррелируемыми, а совпадения на 50–80 % (например – Кемского, Краснореченского и Благодатненского узлов и райо-

Таблица 2. Диапазоны корреляции рудных районов в разных структурных зонах с магматическими очагами основного-среднего состава на верхнекоровом уровне по μ_z (max).

Диапазон корреляции, км	Рудно-магматические системы*								
	MT-террейн				SM-ZR-террейны			BCABП	
	СГ	Рт	Вз	Ма	Т	В	СУ	ВУ	Км
5	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10	■	■	■	■					

Таблица 3. Диапазоны корреляции рудных районов в разных структурных зонах с магматическими очагами основного-среднего состава на среднекоровом уровне по μ_z (max).

Диапазон корреляции, км	Рудно-магматические системы*								
	MT-террейн			SM-ZR-террейны			BCABП		
	Кб	Вз	Ма	Бл	В	М	Км	ВУ	Ол
5	■	■	■	■	■	■	■	■	■
10	■	■	■	■	■	■			
15	■	■	■						
20	■	■	■						

Примечание. *Обозначения РМС по рис. 1.

нов в срезе $H_c = 10$ км на рис. 1в) – удовлетворительно коррелируемыми.

В верхнекоровом (табл. 2) и среднекоровом (табл. 3) срезах ясно проявлено закономерное увеличение глубины залегания плотностных неоднородностей – вероятных флюидно-магматических источников рудной минерализации, с востока на запад, которое соответствует погружению кровли океанической коры [33] и установленной по петрологическим данным [23, 26, 41] направленной смене вулканического магматизма на субинтрузивный и плутоногенный в том же направлении. Наши данные (табл. 1–3, рис. 2) согласуются с петрологическими оценками условий образования гранитоидных очагов Восточного Сихотэ-Алиня [6], глубина залегания которых увеличивается от 12–15 км в Прибрежной зоне до 25–30 км в Центральном Сихотэ-Алине. Вышеприведенные сопоставления (рис. 1) выполнены для 19-ти срезов

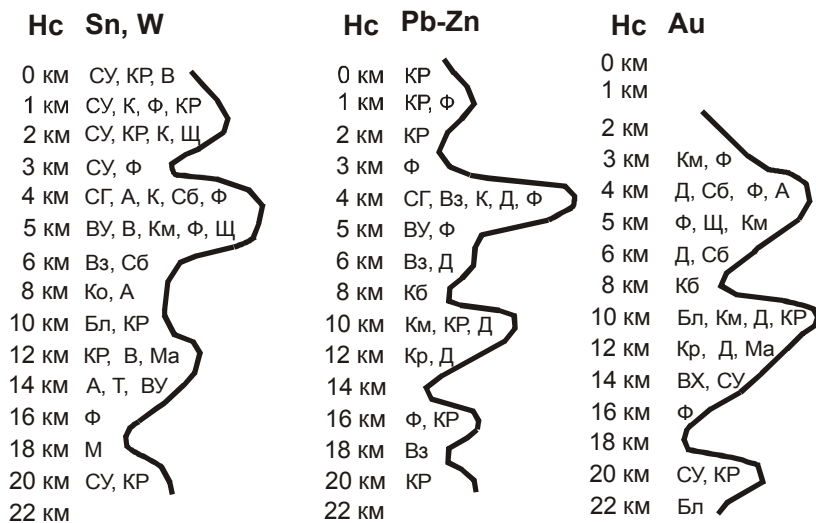
объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$, а их результаты обобщены в таблице 1 и на рисунке 2.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО СОВМЕЩЕНИЯ АРЕАЛОВ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ПЛОТНОСТНЫМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В результате анализа пространственных связей приповерхностной рудной минерализации с аномалиями μ_z -параметра в разных глубинных срезах земной коры Сихотэ-Алиня выявлены дискретные связи рудных месторождений с их вероятными флюидно-магматическими источниками – магматическими очагами, питавшими в позднем мезозое широко распространенные здесь вулканические покровы и гранитоидные интрузивы (рис. 1а), с которыми генетически связана [10, 15, 37, 40, 46] подавляющая часть месторождений олова, вольфрама, полиметаллов и золота. По полученным данным (табл. 1, рис. 2), в вулканогенно-осадочном слое (0–10 км от поверхности Земли) предполагаемые эндогенные источники рудного вещества располагаются преимущественно на 2-х глубинных уровнях: 1–2 и 4–5 км, и такая дифференциация проявляется независимо от знака гравитационных аномалий (рис. 2). Можно предположить, что первый, слабее проявленный, уровень соответствует субвулканическому (абиссальному), а второй – интрузивному (гипабиссальному) типам магматических тел. Вероятно, поэтому мезозойские вулканические покровы и субвулканические тела распространены в тех рудных узлах и районах (Краснореченском, Кавалеровском, Фурмановском, Щербаковском, Вознесенском, Тернистом и Среднеуссурском), где с последними совпадают μ_z -аномалии верхнего (1–2 км) уровня (рис. 2). С μ_z -аномалиями второго уровня (4–5 км) совпадают узлы и районы (Верхнеуссурский, Синегорский, Арминский, Восточный), рудная минерализация в которых связана с меловыми гранитоидами без участия вулканических фаций [16, 23]. По петрологическим данным [9, 22, 48], дальненские и татибинские граниты характеризуются повышенным содержанием минеральных ассоциаций нижнекорового и мантийного происхождения, что находит косвенное подтверждение в существовании под этими гранитами плотностных неоднородностей разного относительного знака на глубинах до 24–26 км (табл. 1).

Однако в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене, где широко распространены совмещенные в пространстве вулканогенно-плутоногенные магматические ассоциации полярного состава [26], рудные узлы и районы (Щербаковский, Фурмановский, Ка-

Расчеты по гравитационным минимумам



Расчеты по гравитационным максимумам

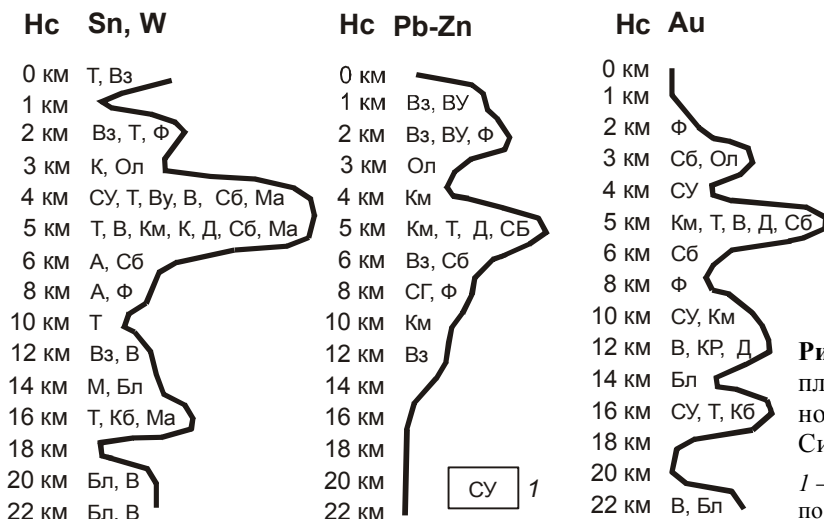


Рис. 2. Корреляция рудной минерализации с плотностными неоднородностями разного относительного знака в земной коре Южного Сихотэ-Алиня.

l – обозначения рудных узлов и районов (названия по рис. 1). Нс – глубина среза, км.

валеровский, Кемский) часто совпадают с μ_z -аномалиями обоих уровней (1–2 и 4–5 км). Для этих районов характерно сосуществование вулканоплутонических комплексов резко различного вещественного состава, например, ольгинского риолитового и дальнегорского андезитового в Дальнегорском районе [2, 26], которые являются продуктами магматических очагов с различной глубиной залегания и временем образования. В другом – Кемском – районе приморские гранитоиды тоже структурно совмещены с сарматскими диоритами, прорывающими ороговитованные туфы и игнимбриты стратифицируемой приморской толщи турон-кампанского возраста [17].

Геохимические исследования оловянных и олово-полиметаллических месторождений Центрального и Восточного Сихотэ-Алиня [13, 35, 37, 44] дока-

зывают двойственное (коровое и мантийное) происхождение свинца в рудах этих месторождений, при этом оловянные месторождения характеризуются большим содержанием корового свинца по сравнению с олово-полиметаллическими. Эти данные, таким образом, соответствуют преимущественной корреляции оловянных районов с верхнекоровыми плотностными неоднородностями (табл. 1, 4; рис. 2).

По петрологическим данным [7, 8] иногда определяются различия между глубинами кристаллизации конкретных интрузивов и глубинами залегания питающих их магматических очагов. В Дальнегорском районе, в частности, первые кристаллизовались на глубине 3–4 км, что соответствует глубине залегания (4 км) первой от поверхности плотностной неоднородности под этим районом (табл. 1), а питающий магматичес-

Таблица 4. Диапазон корреляция рудных районов разной специализации с аномалиями нормированной плотности эквивалентных сфер (μ_2) в земной коре.



Примечание. *Обозначения РМС по рис. 1.

кий очаг – на глубине 18–20 км, что близко к глубине залегания (20 км) плотностной неоднородности под близрасположенным Краснореченским рудным узлом, где широко распространены [6, 43] интрузивные и вулканические тела разного вещественного состава (базальты, андезиты, диориты, гранодиориты). Глубинную природу андезито-базальтовых и трахиандезитовых магм в этом рудном узле подтверждают исследования изотопного состава серы сульфидов [43], которые обнаружили ее гомогенный состав и узкий диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}(+3 \dots -4 \text{ ‰})$ около метеорного уровня, свидетельствующий о ювенильной (мантийной) природе серы сульфидов.

По этим же данным [6], магматические источники прибрежных гранитов в Ольгинском и Фурмановском районах располагаются на глубинах 12–15 км, и это находит отражение (табл. 1) в плотностных неоднородностях на глубинах 12 км (Ольгинский район) и 16 км (Фурмановский).

В среднем слое земной коры (6–15 км), который в сейсмических разрезах соответствует определению “гранитно-метаморфического”, 3-й уровень корреляции плотностных неоднородностей с рудной минерализацией наиболее контрастно проявлен на глубине 10 км (табл. 1). Для плотностных неоднородностей положительного относительного знака диапазон их корреляции с рудными узлами и районами на этом уровне увеличен до 16 км (рис. 2).

Концентрация плотностных неоднородностей на глубинах от 8 до 12 км (табл. 1) характерна для

рудных узлов и районов с полиформационным типом оруденения (Вознесенского, Дальнегорского, Фурмановского, Краснореченского) и установленными признаками золоторудной минерализации (Благodatненского, Кемского, Кабаргинского). Под некоторыми из таких районов и узлов (Малиновским, Кабаргинским, Арминским, Благodatненским, Восточным, Соболиным) плотностные неоднородности разного относительного знака простираются до глубины 24–26 км (табл. 1). Исследования состава и содержаний элементов-примесей и их изотопного состава в этих районах [1, 3, 9, 14, 15, 22, 35, 37, 48] доказывают нижнекоровое и мантийное происхождение рудогенных флюидов.

Выполненные исследования обнаружили, что теснота связи региональных рудно-магматических систем (РМС) с плотностными неоднородностями земной коры зависит от рудной специализации районов. Такая зависимость проявляется при сопоставлении глубин залегания верхних кромок плотностных неоднородностей (первого, от поверхности, совпадения μ_2 -аномалий с ареалами рудной минерализации) с рудными районами разной специализации (табл. 1, рис. 2). Под районами и узлами с преимущественной оловянной и олово-вольфрамовой минерализацией (Средне-Уссурским, Тернистым, Краснореченским, Кавалеровским, Фурмановским) ближайшие к поверхности плотностные неоднородности располагаются на глубинах 0–3 км, а под районами с вольфрамовой, полиметаллической и золоторудной минерализацией (Арминским, Благodatненским, Ольгинским, Кабаргинским, Малиновским) – 6–12 км (табл. 1).

Похожая закономерность установлена при сопоставлении вертикального диапазона плотностных неоднородностей под рудными районами (табл. 4). Для РМС с преимущественной оловянной минерализацией (Кавалеровский и Тернистый районы) этот диапазон не превышает 10 км (чаще – 5 км), а для полиметаллической (Дальнегорской, Фурмановской, Краснореченской) – увеличен до 20 км. Наибольшим диапазоном глубинных плотностных неоднородностей обоего знака (табл. 1, 4) характеризуются РМС полиформационного типа с оловянно-вольфрамовой и золоторудной специализацией (Арминский рудный район, Соболиный, Благodatненский, Средне-Уссурский и Восточный рудные узлы).

Таким образом, рудно-магматические системы (РМС) Южного Сихотэ-Алиня характеризуются ясно выраженной вертикальной металлогенической зональностью, определяемой глубиной залегания флюидно-магматических источников разной специализации и разным временем образования: Sn (5–10 км) →

→ Pb-Zn (12–15 км) → W, Au (20–25 км). Похожая последовательность связей рудной минерализации с глубинными плотностными неоднородностями выявлена в Среднем Приамурье [54], где оловорудные и олово-вольфрамовые системы характеризуются наименьшим вертикальным диапазоном (15–30 км), молибдено-вольфрамовые – занимают диапазон 30–70 км, а золоторудные – коррелируются с неоднородностями до глубины 100 км. Однако большинство позднемезозойских РМС Приамурья, так же как и Сихотэ-Алиня, характеризуются комплексной рудной минерализацией. При этом, в верхних срезах полигенных РМС обычно присутствует олово (рис. 1б, в), а золото, благодаря своей высокоподвижности [5], является сквозным элементом в большинстве полиформационных РМС.

Выявленные закономерности характеризуют только глубинную вертикальную зональность флюидно-магматических источников оруденения, а в приповерхностных геологических разрезах на пространственное размещение рудной минерализации, кроме этого, влияют горизонтальные перемещения тектонических пластин и процессы регенерации рудного вещества. В частности, содержащие олово и полиметаллы тектонические чешуи, слагающие аллохтонные комплексы Горбушинского покрова, по несколько раз перекрывают друг друга в Кавалеровском (Высокогорское месторождение), Щербаковском (Фасольное и Лиственничное месторождения) и Ольгинском районах [51]. По этой же причине в скважинах Николаевского месторождения (Дальнегорский район) оловянная минерализация располагается гипсометрически ниже полиметаллической [36].

Кроме глубины залегания предполагаемых магматических источников минерализации, рудная специализация РМС отражается также в характере дискретности пространственных связей ареалов минерализации с глубинными неоднородностями земной коры (табл. 1, рис. 2). Олово-вольфрамовые РМС характеризуются тремя дискретными уровнями концентрации вероятных глубинных источников рудной минерализации на глубинах 1–2, 4–5 и 12–14 км. Первые два уровня отражают, по-видимому, различия в глубине залегания одновременных субвулканических и интрузивных источников оловянной минерализации с кислым составом магм, поскольку они дифференцируются только в модели $\mu_z(\text{min})$. Третий уровень (12–14 км) выявлен под теми районами (Вознесенским, Восточным, Марьяновским, Арминским, Благодатненским, Дальнегорским и Фурмановским), в которых проявлена полиметаллическая, вольфрамовая и золоторудная мине-

рализация. В РМС с преимущественно полиметаллической минерализацией плотностные неоднородности группируются на 2-х дискретных уровнях, глубина залегания которых различна для источников с отрицательной избыточной плотностью (гранитоидные очаги) и положительной (вулканические очаги с предположительно андезитовым составом магм). Первые залегают на глубинах 4 и 10 км, а вторые – 2 и 5 км (рис. 2).

Примером сосуществования в рудно-магматических колоннах разновозрастных магм резко различного (полярного) состава является Дальнегорский рудный район, для которого доказано гетерогенное происхождение рудного свинца [37]. Центральную часть этого района занимает одноименная кальдера с безрудным Араратским интрузивом гранофировых гранитов (возраст 63 млн лет) на северо-восточном фланге кальдеры, который прорывают маастрихт-датские субвулканические тела риодацит-риолитового состава. На обрамлении кальдеры размещаются малые сателлитные вулканотектонические структуры с андезитовым и андезибазальтовым магматизмом известково-щелочного ряда [20] и все промышленные свинцово-цинковые месторождения этого района. Более поздние интрузивные тела вулкано-плутонической ассоциации прорывают и метаморфизуют кампан-маастрихтские вулканиты дальнегорского вулкано-плутонического комплекса и, в свою очередь, прорваны дайками риодацитов с абсолютным возрастом 55 млн лет.

Под золоторудными РМС плотностные неоднородности отрицательного относительного знака концентрируются на 3-х дискретных уровнях: 4–5, 10–12 и 20–22 км (табл. 1, рис. 2), а положительного – 5, 10–16 и 20–24 км.

Для всех типов рудной минерализации общим является существование плотностных неоднородностей на глубинах 4–5 км и 8–12 км. Можно предположить, что эти глубины соответствуют пространственному положению одновременных коровых магматических очагов с кислым и средним составом магм. Для очагов с базитовым профилем магм этот диапазон смещается в сторону увеличения глубин (14–16 км) (рис. 2).

Выявленные с помощью 3D-модели μ_z -параметра черты вертикальной металлогенической зональности согласуются с петрологическими данными. По этим данным [2, 14, 20, 42], металлогеническая зональность восточного Сихотэ-Алиня определяется разными уровнями генерации магматических комплексов, при этом возраст флюидно-магматических источников приповерхностного оруденения омола-

живается вниз по разрезу земной коры. Формирование плутогенных грейзеновых оловорудных месторождений в Лужкинской металлогенической зоне охватывает период 100–90 млн лет назад [47], а жильные олово-полиметаллические месторождения, источниками которых являются интрузии андезит-монцит-гранодиоритовой ассоциации, – в интервале 75–85 млн лет [47]. Увеличенному вертикальному диапазону корреляции плотностных неоднородностей с золоторудной минерализацией (табл. 4) соответствует более поздний (палеоцен-эоценовый) возраст золотосеребряной минерализации, наложенной на полиметаллические руды [42].

Вместе с тем, распределение плотностных неоднородностей, коррелируемых с рудной минерализацией в вертикальных разрезах, различается в разных структурных зонах (террейнах) Сихотэ-Алиня. На окраине Ханкайского массива (Матвеевско-Нахимовский террейн) выявлены 4 уровня связи рудных районов с плотностными неоднородностями на глубинах 4, 8–12, 16 и 24 км (табл. 1, рис. 2). Такая дискретность, возможно, связана с высокой тектонической расслоенностью земной коры Западного Сихотэ-Алиня, в геологическом строении которой принимают участие позднепалеозойские и мезозойские вулканические, палеозойские терригенные комплексы (чехол Амурской плиты) и архейско-протерозойские метаморфические комплексы (фундамент), прорываемые интрузивами раннепалеозойского вознесенского гранитового комплекса, позднепалеозойского شماковского, бельцовского и рязановского комплексов гранитовой, габбро-гранодиорит-гранитовой и диорит-гранодиорит-гранитовой формаций, поздне-мезозойского троицкого и синегорского комплексов гранитовой формации [16]. Менее дифференцированы в вертикальном разрезе плотностные неоднородности в аккреционных мезозойских комплексах Самаркинского и Журавлевского террейнов, что может быть обусловлено их микститовой структурой [8, 10] и отсутствием в них резких границ раздела структурно-формационных комплексов, которые могли бы экранировать распространение магм и рудогенных флюидов. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе проявлены только 3 пика рассматриваемых корреляционных связей. Первый (от поверхности) на глубине 4–5 км проявлен в гравитационных аномалиях обоого знака. Второй и третий по-разному проявлены в гравитационных минимумах и максимумах. Минимумам соответствует повышенная концентрация плотностных неоднородностей на глубинах 10–12 км, а максимумам – 24–26 км. Если эти неоднородности имеют магматическую природу, то такая дифференциация отражает различную глубину зале-

гания поздне-мезозойских магматических очагов: более глубоко расположены очаги среднего-основного состава, питавшие близкие по возрасту угловский и дальнегорский маастрихские андезитовые рудоносные вулканические комплексы в Кавалеровском, Дальнегорском, Фурмановском и Щербаковском рудных районах – нестратифицируемые аналоги самаргинской свиты [14, 26].

Таким образом, глубина залегания предполагаемых магматических очагов – глубинных источников рудного вещества в РМС – опосредованно связана со слоистыми структурами земной коры Сихотэ-Алиня, которые, по-видимому, контролировали в прошлом пути миграции и накопление магматических расплавов в промежуточных коровых магматических очагах разного состава и на разной глубине. Уменьшение вертикального диапазона плотностных неоднородностей положительного относительного знака под рудными районами Сихотэ-Алиня с северо-запада на юго-восток (табл. 2–3) соответствует увеличению в том же направлении содержания элементов нижнекорового и мантийного происхождения в составе магматических пород и руд (Pt, Au, Mo, Bi, B, Cu, S, изотопов Pb, Rb и др.) [14, 23, 26, 35, 46, 52] и увеличению дифференциации магматических расплавов от однофазных слабо дифференцированных монцит-гранодиоритовых интрузий в перивулканической зоне Восточного Сихотэ-Алиня к многофазным массивам Прибрежной зоны [6, 7]. Эти закономерности согласуются с поведением кровли океанической, или островодужной, коры в Восточном Сихотэ-Алине [33], кровля которой погружается на северо-запад.

Тектоническую расслоенность земной коры иллюстрируют разрезы объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$, дополненные распределениями особых точек плотностных неоднородностей (рис. 3–4). В западных частях разрезов 5–5 и 7–7 четко проявлено тонкослоистое строение земной коры Матвеевско-Нахимовского (MN) террейна, типичное для районов с кратонным типом коры [29–31]. Здесь выделяются 3 слоя повышенной жесткости, индицируемые максимумами μ_z -параметра, в интервалах глубин 4–8, 10–20 и 25–35 км, которые разделяются тонкими слоями пониженной вязкости (μ_z -минимумами). Положение второго минимума (интервал глубин 10–20 км) совпадает в плане с юрским аккреционным Самаркиным террейном (рис. 3а).

Сопоставление вероятных источников рудной минерализации с распределениями μ_z -параметра в вертикальных разрезах (рис. 3–4) обнаружило их структурную связь с тектонической расслоенностью земной коры. В разрезе 5–5 в интервале глубин 5–10 км к кровлям жестких пластин приурочены веро-

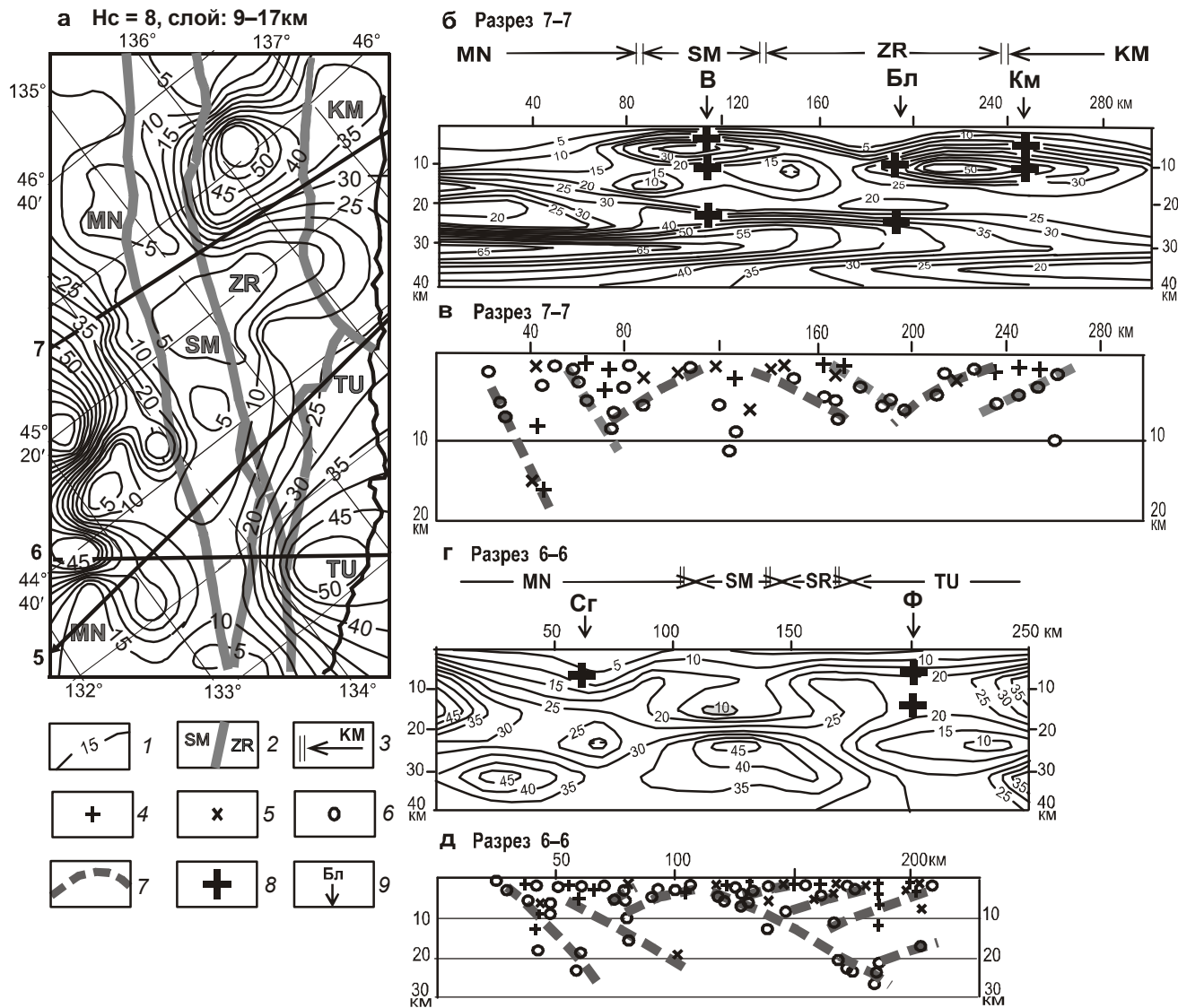


Рис. 3. Карта-срез (а), разрезы (б, г) 3D- модели μ_z -параметра и распределения особых точек плотностных неоднородностей по Г.А. Трошкову [4, 45] (в, д).

I – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 2–3 – границы террейнов в плане (2) и над разрезами (3); 4–6 – особые точки в поле высших производных гравитационного потенциала: верхние кромки вертикальных пластов (4), боковые точки горизонтальных пластин (5) и центры компактных масс (6); 7 – линии корреляции особых точек в разрезах “в” и “д”; 8 – положение центров вероятных источников рудной минерализации в разрезах “б” и “г”; 9 – привязка рудных узлов и районов к разрезам. Hc – глубина среза, км.

ятные флюидно-магматические источники Синегорского и Дальнегорского рудных районов, Ретиховского и Соболиного рудных узлов. В интервале 80–220 км горизонтальной разбивки профиля 5–5 на слоистые структуры разреза наложена сложно построенная тектоно-магматическая структура центрального типа. В кровле последней залегает жесткая пластина выпуклой формы (индицируемая по максимуму μ_z -параметра), под ней располагается линза относительно менее вязких пород, а ниже, в интервале глубин 20–35 км, залегает магматичес-

кий диапир, индицируемый контрастным максимумом μ_z -параметра. В восточной части этого разреза ясно проявлено чешуйчатое надвигание пластин океанической (или островодужной) коры с востока на запад (рис. 4б).

Те же закономерности проявлены в разрезах 6–6 и 7–7 (рис. 3), где двумя независимыми расчетными процедурами диагностируются интрузивно-купольные структуры в верхнем слое коры (интервал глубин 0–20 км), наложенные на слоистые структуры и контролирующие размещение рудных районов. К

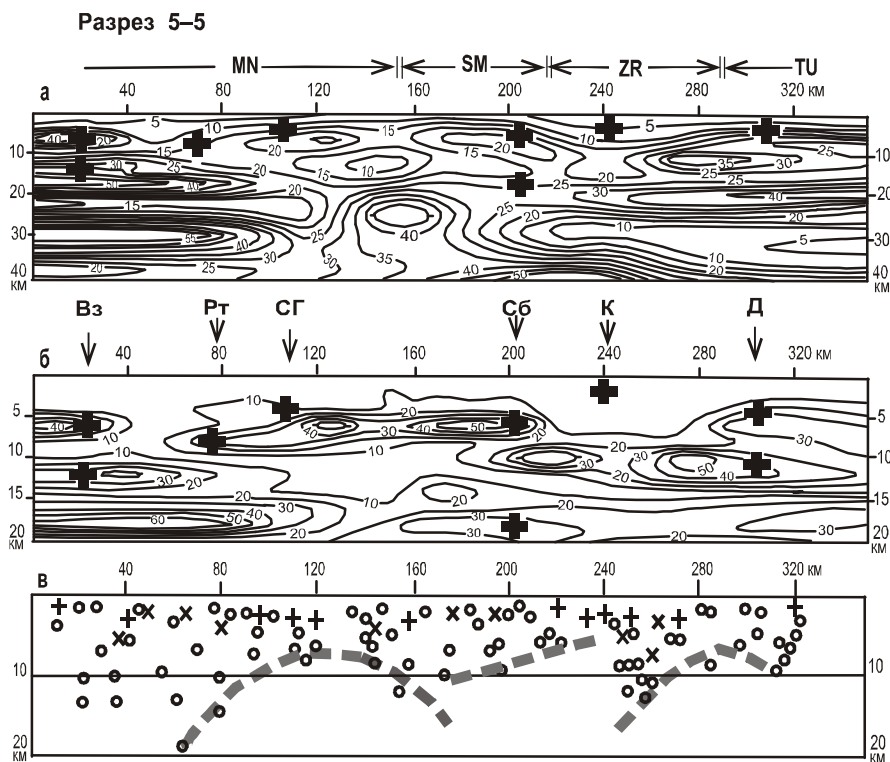


Рис. 4. Распределения μ_z -параметра (а, б) и особых точек плотностных неоднородностей (в) в разрезе 5-5.

Условные обозначения на рис. 3.

центрам таких структур приурочены Кемский рудный район и Восточный узел (разрез 7-7), а к флангам – Синегорский рудный район (разрезы 5-5 и 6-6), Благодатненский (разрез 7-7) и Соболиный (разрез 5-5) рудные узлы.

Анализ связи приповерхностной рудной минерализации с плотностными неоднородностями земной коры приводит к выводу о сосуществовании и пространственной сопряженности четырех структурных признаков, контролирующих размещение рудных узлов и районов в Южном Сихотэ-Алине. Очевидной и хорошо известной является связь рудной минерализации с глубинными разломами (1-й признак) на границах террейнов и крупных блоков земной коры. В зонах таких разломов расположены все 20 рудных узлов и районов на изученной авторами территории (рис. 1а). Разломы и регматическая трещиноватость облегчают выход к поверхности рудогенных магм и флюидов. Однако не менее важными для прогнозирования рудоносных площадей являются внутрикоровые магматические камеры и очаги (2-й признак), в которых накапливаются, смешиваются и регенерируются концентрации рудных элементов, проникающие впоследствии в верхние горизонты коры по разломам. Глубина залегания магматических очагов контролируется структурными несогласиями – дискордантными границами раздела тектоно-формационных комплексов внутри земной

коры (3-й признак), что, по-видимому, является причиной дискретной связи ареалов приповерхностной рудной минерализации с глубинными плотностными неоднородностями (табл. 1, рис. 2). В случае значительных объемов магм в магматических очагах и в благоприятных тектонических условиях (например, при сжатии или диапиризме) в верхнем слое земной коры (0-10 км) могут формироваться интрузивно-купольные (сводовые) поднятия (рис. 3-4) – 4-й признак повышенной концентрации рудной минерализации. К таким структурам, в частности, по геологическим данным, приурочены Арминский [37], Краснореченский [43], Кавалеровский [12, 44], Дальнегорский [21, 51], Соболиный [50], Вознесенский [40] и Синегорский [2] рудные узлы и районы. В большинстве таких районов (Арминском [37], Верхнеуссурском [19], Краснореченском [43], Кавалеровском [46], Дальнегорском [14, 26, 51], Соболином [28, 50]) отчетливо проявлена латеральная металлогеническая зональность, выраженная преимущественным проявлением в центральных зонах интрузивно-купольных структур высокотемпературной Mo, W, Sn, Cu, Au-минерализации, а на их периферии – низкотемпературной Pb, Zn, Bi, Ag, Au, Sb-минерализации, что отражает изменение состава гидротерм по мере развития гидротермального процесса.

ВЫВОДЫ

В результате сопоставления пространственных распределений μ_z -параметра в 19 срезах объемной модели с размещением приповерхностной рудной минерализации в Южном Сихотэ-Алине обнаружены дискретные связи рудных узлов и районов с аномалиями этого параметра на глубинах 1–2, 4–5, 10–12 и 24 км, предположительно обусловленными кристаллизовавшимися магматическими очагами (телами) разного вещественного состава. Для магматических тел с кислым и смешанным вещественным составом установлена зависимость металлогенической специализации рудно-магматических систем от глубины залегания и вертикального диапазона плотностных неоднородностей под рудными районами. Меньшим диапазоном (5–10 км) характеризуются оловорудные системы, а большим (20–25 км) – олово-вольфрамо-золоторудные. Олово-полиметаллические системы занимают промежуточное положение (12–20 км).

Глубины залегания вероятных флюидно-магматических источников рудных месторождений, для которых ведущее значение имели магмы основного и среднего петрографического состава, зависят от структурного положения магматических тел и уменьшаются с северо-запада на юго-восток, согласно с рельефом кровли кристаллической океанической коры.

Обнаружено рудоконтролирующее значение границ раздела структурно-вещественных комплексов земной коры в размещении глубинных источников рудной минерализации. Большой слоистостью (4 дискретных уровня) и, соответственно, дискретностью размещения флюидно-магматических источников рудной минерализации характеризуется восточный фланг Матвеевско-Нахимовского террейна. В прибрежной зоне Сихотэ-Алиня (Кемский и Таухинский террейны) четко выражены только 3 глубинных уровня корреляции рудных узлов и районов с плотностными неоднородностями на глубинах 4, 10–12 и 24 км (табл. 1). Первые два проявлены в гравитационных аномалиях отрицательного относительного знака (локальных минимумах) и по этому признаку связываются с интрузивными телами и кристаллизовавшимися очагами гранитоидной магмы, а третий – в положительных, соответствующих магматическим источникам со средним и основным составом магм. Наименьшей слоистостью характеризуются юрская Самаркинская аккреционная призма и Журавлевский турбидитовый террейн, слагающие широкую аккреционно-сдвиговую зону [33]. При этом, в Самаркинском террейне более широко проявлена вольфрамовая, медная и золоторудная минерализация, а в Журавлевском – преимущественно оловорудная (рис. 1 б, в),

что объясняется различными глубинами залегания существовавших в мезозое рудогенных магматических очагов.

В разрезах объемной модели $\mu_z(x, y, Hc)$ Восточного Сихотэ-Алиня ясно проявлено чешуйчатое строение верхнего слоя земной коры до глубины 15 км, характеризующееся надвиганием вышележащих пластин на нижележащие (рис. 4б).

В верхнем слое земной коры, до глубины 10–12 км, обнаружены признаки сводовых поднятий – интрузивно-купольных структур, к сводам и флангам которых приурочены месторождения Кабаргинского, Марьяновского, Соболиного и Восточного рудных узлов, Дальнегорского, Синегорского и Кемского рудных районов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны д. геол.-минер. наук В.И. Исаеву и д. геол.-минер. наук В.Г. Гоневчуку за внимательную проработку рукописи и ценные замечания, способствовавшие улучшению понимания статьи специалистами широкого круга: рудниками и металлогенистами, геологами и геофизиками.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 09-III-08-437.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аленичева А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2008. Т. 420, № 1. С. 70–75.
2. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
3. Беляцкий Б.В., Виноградова Г.Л., Крымский Р.Ш., Левский Л.К. Sm-Nd и Rb-Sr изотопное датирование вольфрамит-редкометалльного месторождения Забытое, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2, № 3. С. 243–250.
4. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Руководство по применению интегрированной системы SINGULAR (версия 2). М.: Рос. гос. геол.-разв. ун-т., 2003. 45 с.
5. Буряк В.А. Основы минерагении золота. Владивосток: Дальнаука, 2003. 262 с.
6. Валуи Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района, Приморье. Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.
7. Валуи Г.А. Петрологические особенности гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 37–51.
8. Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В. и др. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 105 с.
9. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарново-шелит-сульфидных месторождений Востока России: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ, 2007.

10. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
11. Геологическая карта Приморского края / Ред. В.А. Бажанов, Ю.Н. Олейник. 1:1 000 000. Владивосток: Мин-во геол. СССР, 1986.
12. Геология оловорудных месторождений СССР. В 2-х т. / Гл. ред. С.Ф. Лугов. М.: Недра, 1986. 429 с.
13. Герасимов Н.С., Фефелов И.Н., Родионов С.Н. и др. О различных источниках рудного вещества оловорудных районов Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 92–96.
14. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.
15. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
16. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия, L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка), K-52 (Владивосток), K-53 (Находка). Карта полезных ископаемых / Г.С. Белянский, Н.И. Углова, М.Д. Рязанцева. М., 2006.
17. Ивнин В.В., Родионов А.Н., Хомич В.Г. и др. Геологическое строение и типы эндогенной минерализации Нижнетаежного рудного узла (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 3. С. 81–87.
18. Иволга Е.Г. Позиция рудных районов в структурах литосферы юга Дальнего Востока России и сопредельных районов Китая (по геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 5. С. 75–88.
19. Коростылев П.Г., Гоневчук В.Г., Кокорин А.М. и др. Металлогения олова юга Дальнего Востока // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 17–27.
20. Корсунов Е.Г. Базальтовый магматизм Дальнегорского рудного района (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1989. № 5. С. 19–26.
21. Корсунов Е.Г. Магматогенно-рудные системы и свинцово-цинковое оруденение Дальнегорского рудного района // Сов. геология. 1991. № 11. С. 23–30.
22. Крымский Р.Ш., Павлов В.А., Руб М.Г. и др. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов и руд шеелитового месторождения Восток-2, Приморье // Петрология. 1998. Т. 6, № 1. С. 3–15.
23. Левашов Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО РАН СССР, 1991. 380 с.
24. Малышев Ю.Ф., Карсаков Л.П., Носырев М.Ю. Глубинное строение алмазонасных районов Восточной Азии и перспективы Амурского региона // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 53–73.
25. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 217 с.
26. Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 170 с.
27. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
28. Петраченко Р.И., Гоневчук В.Г., Петраченко В.И. Рудно-магматическая зональность Соболиного узла // Глубинность распространения и элементы зональности эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 164–179.
29. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
30. Петрищевский А.М. Плотностная неоднородность литосферы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 5. С. 566–583.
31. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора-мантия Дальний Восток // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
32. Петрищевский А.М. О гравитационной томографии // Геофизика. 2010. № 2. С. 71–80.
33. Петрищевский А.М. Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 50–65.
34. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 207–212.
35. Раткин В.В., Томсон И.Н., Рязанцева М.Д. и др. Соотношение рудной, изотопно-геохимической и петрофизической зональности Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса // ДАН. 1997. Т. 356, № 3. С. 367–370.
36. Рогулина Л.И. Геохимия редких элементов и зональность оруденения Николаевского полиметаллического месторождения (Приморский край): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Благовещенск, 2003. 32 с.
37. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.
38. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Вашилов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского рудного пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 66–78.
39. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. и др. Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 2. С. 46–61.
40. Руб А.К., Руб М.Г. Редкометалльные граниты Приморья. М.: ВИМС, 2006. 86 с.
41. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.
42. Симаненко Л.Ф., Раткин В.В. Партизанское скарново-полиметаллическое месторождение: геология, минералогия, генезис: Таухинская металлогеническая зона. Сихотэ-Алинь. М.: Наука, 2008. 158 с.
43. Стрижкова А.А., Василенко Г.П., Загрязская Г.А. Связь оловянной минерализации с глубинным базальтоидным вулканизмом (на примере Краснореченского рудного узла Приморья) // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 49–59.
44. Томсон И.Н., Полохов В.П., Полякова О.П. и др. Анализ источников олова Кавалеровского рудного района (Южное Приморье) // Источники вещества и условия локализации оловорудных месторождений. М.: Наука, 1984.
45. Трошков Г.А. Метод локализации сингулярных источников геопотенциальных полей в пространстве трех веще-

- ственных переменных // Физика Земли. 1994. № 9. С. 73–77.
46. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 174 с.
47. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.
48. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Журавлев Д.З. Возраст оруденения и некоторые особенности генезиса скарново-шеелит-сульфидного месторождения Восток-2 в Центральном Сихотэ-Алине // Руды и металлы. 1999. № 2. С. 30–36.
49. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Золотоносные площади и градиентные зоны поля силы тяжести юго-восточных районов России // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 3. С. 371–375.
50. Юшманов Ю.П. Структура и зональность Au-Cu оруденения месторождения Лазурное в Центральном Сихотэ-Алине // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 2. С. 85–89.
51. Юшманов Ю.П. Металлогения Прибрежной зоны Южно-го Сихотэ-Алиня, Россия // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 4. 372–382.
52. Юшманов Ю.П., Верещаков В.В., Катрук А.А. и др. Платинометальная минерализация Прибрежной зоны Приморья // Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России и новые технологии переработки благородно-металльного сырья: Сб. науч. тр. / Под ред. В.Г. Моисеенко, А.П. Сорокина. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2005. С. 105–107.
53. Khanchuk A. I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side: Earth Science (Chikyu Kagaku). 2001. V. 5, N. 5. С. 275–291.
54. Petrishchevsky A.M., Khomich V.G., Boriskina N.G. Deep metallogenic speciality of lithosphere in Amur Province, Russia // Journal of Geoscientific Research in Northern Asia. 2003. V. 6, N. 2. P. 166–174.

Рекомендована к печати В.Г. Гонеvчуком

A.M. Petrishchevsky, Yu. P. Yushmanov

Metallogeny of deep structures of the Earth crust in Southern Sikhote-Alin (evidence from gravity data)

Spatial relations between ore deposits of the Sikhote-Alin and deep dense inhomogeneities of the Earth crust up to depth of 30 km have been examined. Discrete correlation of ore areas and regions with anomalies of normalized density of equivalent spherical sources of gravity anomalies at depths of 1-2, 4-5, 10-12 and 24 km presumably caused by magmatic bodies with different composition of initial magmas, is revealed. The depth of magmatic bodies with intermediate to basic matter composition, and a vertical range of their correlation with ore regions depend on their structural position, and it decreases southeastward. Deep ranges of magmatic bodies of granitic and mixed composition are correlated with metallogenic specialization of the corresponding ore-magmatic systems. Tin-ore systems are characterized by a smaller range (5-10 km) of relations with dense inhomogeneities, whereas tin-tungsten-gold ones are marked by a wider range (20-25 km). Tin-lead-zinc systems occupy an intermediate position (12-20 km). Ore-controlling role of the boundaries between structural-formational complexes of the Earth crust and central type structures in the distribution of the deep sources of ore mineralization is shown.

Keywords: gravity modeling, Earth crust deep structures, metallogeny, Sikhote Alin.