

РЕОЛОГИЧЕСКАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИНЕГОРСКОГО
РУДНОГО РАЙОНА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ)

А.М. Петрищевский^{1,2}, В.И. Исаев²

¹ФГБУН Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, ул. Шолом-Алейхема 4,
г. Биробиджан, 682200; e-mail: petris2010@mail.ru

²ФГАОУВО Национальный исследовательский Томский политехнический университет, пр. Ленина 30,
г. Томск, 634050; e-mail: isaevvi@tpu.ru

Поступила в редакцию 27 апреля 2017 г.

В результате интерпретации статистической гравитационной модели, отражающей реологические свойства земной коры Синегорского рудного района до глубины 30 км, выявлена пространственная связь Южно-Синегорской впадины с палеомагматическим очагом на глубине 5–7 км. По полученным данным, в центре впадины интрузивный центр вулканической постройки приближается до глубины 1.5–2 км, где формирует локальное вулканог-тектоническое поднятие, к восточному флангу которого приурочена урановая минерализация. Высказано предположение о перспективности западного фланга этого вулканического центра, который занимает территорию Монастырищенской вулканической депрессии, на большей части перекрытой кайнозойскими отложениями. Распределение плотностной контрастности в среднем и нижнем слоях земной коры свидетельствует об отсутствии в настоящее время связи верхнекоровых вулканических структур с глубинными структурами верхней мантии. Сделан вывод, что приповерхностный слой земной коры до глубины 10 км в позднем палеозое и мезозое был оторван от мантийного «корня» Южно-Синегорской структуры, который предполагается по присутствию палеозойских андезитобазальтов, базит-гипербазитов, перидотитов и базальтов на всей ее территории, и перемещен на северо-запад синхронно с надвиговыми и сдвиговыми дислокациями в Западном Сихотэ-Алине.

Ключевые слова: гравитационная модель, реология, вулканог-тектонические структуры, урановая минерализация, Синегорский рудный район, Юго-Западное Приморье, Дальний Восток.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Синегорский рудный район располагается в южной части Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [10], в пограничной зоне между Ханкайским метаморфическим массивом (по современной классификации – одноименным супертеррейном, возраст которого составляет около 500 млн лет [1]) и аккреционно-складчатых комплексами Сихотэ-Алиня. Он характеризуется разнообразной рудной минерализацией (U, W, Au, Cu, Cr), среди которой ведущее место принадлежит месторождениям урана. До 1970 г. в этом районе проводились широкомасштабные поиски и разведка урановых проявлений, но после открытия крупных месторождений урана в Забайкалье и Южной Якутии интерес к этому району пропал. Однако, по мнению ряда исследователей [4, 7, 12], перспективы поисков промышленных месторождений урана в этом районе далеко не исчерпаны.

Это обстоятельство побудило авторов этой статьи еще раз обратиться к этому району с целью прояснения его глубинного строения, определения структурной позиции и особенностей пространственного размещения рудной минерализации. Наличие четырех структурных этажей: 1) метаморфического фундамента, 2) нижнепалеозойских преимущественно терригенных комплексов (песчаников, сланцев, доломитов, известняков), 3) среднепалеозойских вулканических комплексов пестрого состава и 4) кайнозойских покровных базальтов и рыхлых отложений сдерживает здесь применение стандартных приемов плотностного моделирования, и поэтому автор использовал статистический подход к интерпретации гравитационных аномалий, направленный на оценку относительной (больше-меньше) вязкости геологических сред в объеме земной коры до глубины 30 км.

С другой стороны, интерес представляет сопоставление глубинных структур Синегорского района

с другими рудогенными структурами дальневосточной окраины России с целью поиска более изученных и продуктивных аналогов.

Носителем информации о плотностной неоднородности геологического пространства является μ_z -параметр [18], который во многих районах Дальневосточного региона обнаружил связь с аномалиями скорости сейсмических волн, удельного электрического сопротивления и температуры. Повышенные и высокие значения этого параметра повсеместно совпадают с древними жесткими метаморфическими блоками кратонов и террейнами кратонного типа, а низкие и пониженные значения – с зонами дробления и трещиноватости, аккреционными призмами и турбидитовыми террейнами [18], а также с зонами флюидно-гидротермальной проработки в разломах и апикальными магмофлюидопроницаемыми зонами структур центрального типа разного ранга [18, 19]. В верхней мантии высоким значениям μ_z -параметра соответствует нижний жесткий слой литосферы, а его низкие значения регистрируются в астеносфере и подкоровом вязком слое [16, 18, 19].

Целью статьи является построение и тектонический анализ 3D-модели плотностной контрастности земной коры под Синегорским рудным районом и в его окрестностях, в особенности – ее приповерхностного слоя.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Синегорский рудный район расположен в Западно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе [10] – пограничной структуре между раннепалеозойским Бурей-Ханкайским и мезозойским Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинским орогенными поясами [1]. Он приурочен к центральной части палеозойского блока, который с трех сторон окружен кайнозойскими впадинами (рис. 1), что дало повод некоторым исследователям [12] связывать происхождение этого района с существованием сводового поднятия длительного развития, в центре которого в девоне–перми произошла «активизация очага гранитообразования» [12, с. 81] с образованием вулканотектонических структур с урановой минерализацией.

С северо-востока к Синегорскому району примыкают древние (PR) комплексы Ханкайского метаморфического массива (супертеррейна), перекрытые раннепалеозойским (Є–S), преимущественно терригенным, чехлом (рис. 1). Среднепалеозойские (D–C) рудовмещающие комплексы подразделяются [5] на: (1) средне-позднедевонскую терригенную пестроцветную (песчаники, алевролиты, туфопесчаники, прослойки фораминиферных известняков), (2) средне-

позднедевонскую терригенно-вулканогенную (конгломераты, гравелиты, песчаники, углистые алевролиты, андезиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы) и (3) раннекаменноугольную, весьма сложную по составу и фациям, преимущественно риолитовую (риолиты, дациты, их туфы, туфы смешанного состава, туфолавы, андезиты, игнимбриты, андезибазальты, габбро, сиениты, граниты) формации. Столь сложный вещественный и фациальный состав рудовмещающих толщ Синегорского района делает практически невозможным плотностное моделирование глубинных среднепалеозойских структур, которое при изучении этого района в прошлом лишь иногда удавалось на ограниченных участках при наличии скважин и физического опробования горных пород.

По данным М.В. Горошко и Н.К. Чеканцева [4], урановое оруденение встречается в березитах среди позднекембрийских гранитов, в кварц-серицитовых метасоматитах в нижнедевонских вулканитах, в надинтрузивных зонах апогранитов и альбитизированных породах ранне-среднекаменноугольного возраста, в березитах и гидрослюдах зон разломов в вулканогенно-осадочных породах кембрия–девона. Таким образом, урановорудный процесс в этом районе развивался в течение длительного времени и носил прерывистый характер, однако возраст наиболее продуктивного этапа уранообразования, определенный по U–Pb изохроне, оценивается [4] периодом 370–340 млн лет назад (D–C), и он связывается с девонско-каменноугольными вулканоплутоническими комплексами [4].

Сложность геологического строения определяет также разнообразие точек зрения на происхождение и структурную позицию Синегорского ураноносного района. По представлениям М.В. Горошко, Л.А. Изосова и Н.К. Чеканцева [4, 5], этот район приурочен к Синегорской вулканотектонической впадине длительного (более млрд лет) развития, характеризующейся признаками среднепалеозойской активизации («дива-структуры») [11]. Эта оценка находится в противоречии с данными определения абсолютного возраста пород фундамента Ханкайского супертеррейна [1], который составляет около 500 млн лет.

Внутри впадины выделяются вулканотектонические депрессии и два интрузивно-вулканогенно-купольных поднятия (рис. 2 а). По этой версии [11], Синегорская впадина представляет собой типичное концентрически зональное вулканотектоническое сооружение с поднятием в центре. Основная часть проявлений урановой минерализации сосредоточена здесь в пределах центрального Куйбышевского поднятия и примыкающей к нему Грибовской депрессии (рис. 2 а).

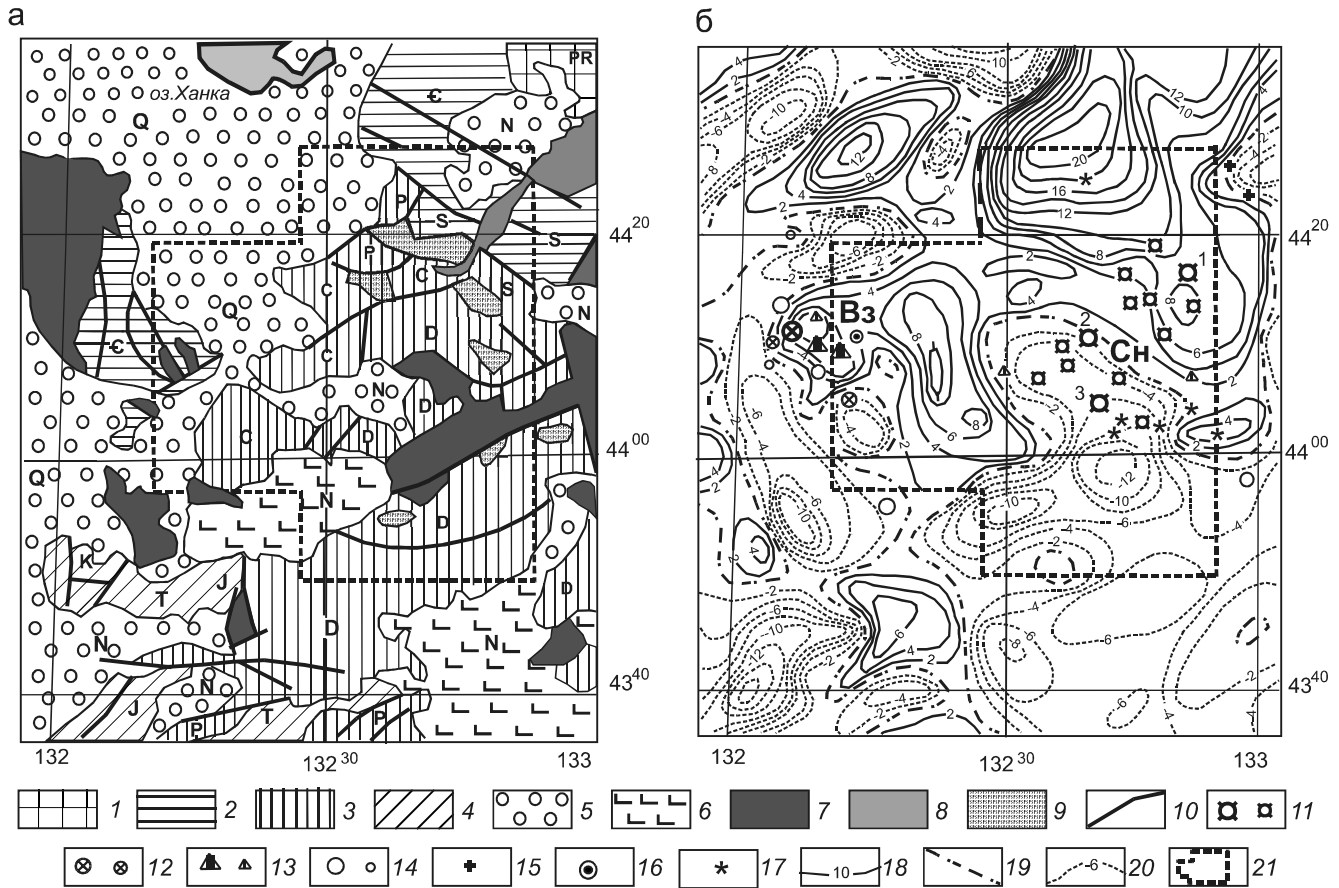


Рис. 1. Обзорные геологическая [6] (а) и гравиметрическая (б) карты района исследований.

1–5 – протерозойские (1), раннепалеозойские (2), среднепалеозойские (3), мезозойские (4) и кайнозойские (5) тектонические комплексы; 6 – неогеновые базальты; 7–8 – гранитоидные интрузивы палеозойские (7) и мезозойские (8); 9 – синвулканические экструзивы; 10 – разломы; 11–17 – месторождения (крупный значок) и рудопроявления (мелкий значок): урана (11), полиметаллов (12), флюорита (13), олова (14), вольфрама (15), олово-вольфрамовые (16), золота (17); 18–20 – изоаномалы локальной составляющей гравитационного поля после пересчета наблюдаемых аномалий вверх на высоту 15 км (по В.К. Ключеву, 1980 г.): положительные (18), нулевая (19), отрицательные (20); 21 – границы Синегорской модели μ_z -параметра. Обозначения рудных районов: В3 – Вознесенский, Сн – Синегорский.

Совершенно другая интерпретация геологического строения Синегорского рудного района предложена А.М. Жирновым [7]. Ориентируясь на разрозненные выходы позднедевонских, преимущественно вулканогенных, пород лунзенской свиты, он объединил их в грабене (рис. 2 б), ограниченном предполагаемыми разломами, хотя на геологической карте [6] здесь располагается поднятие, сложенное девонскими комплексами в обрамлении карбоновых. Структурная позиция рудного района определяется приуроченностью к зоне пересечения северо-восточных древних структур Ханкайского массива с меридиональным грабеном длительного (PR–Mz) развития и широтной Кавалерово-Вознесенской зоны глубинных разломов (рис. 2 б). Такая концепция, известная с незапамятных времен, игнорирует многие геологические наблюдения, накопленные за

последние 50 лет. Например: проявления урановой минерализации вне распространения лунзенской свиты (D3) за пределами позднедевонского «грабена» [4, 5], узкий временной диапазон (продолжительностью около 30 млн лет) главной фазы уранового оруденения [5] на фоне пересекающихся трансрегиональных структур длительного развития и существование Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса протяженностью 1200 км [9], в который закономерно укладывается Синегорский рудный район. На месте Куйбышевского поднятия (рис. 1 а) автор второй концепции [7] рисует грабен (рис. 1 б), необходимый ему для параллелизации Синегорского района с ураноносными грабенами Приамурья.

Третья точка зрения на происхождение и глубинное строение Синегорского рудного района [12] предполагает его приуроченность к реликтовому бло-

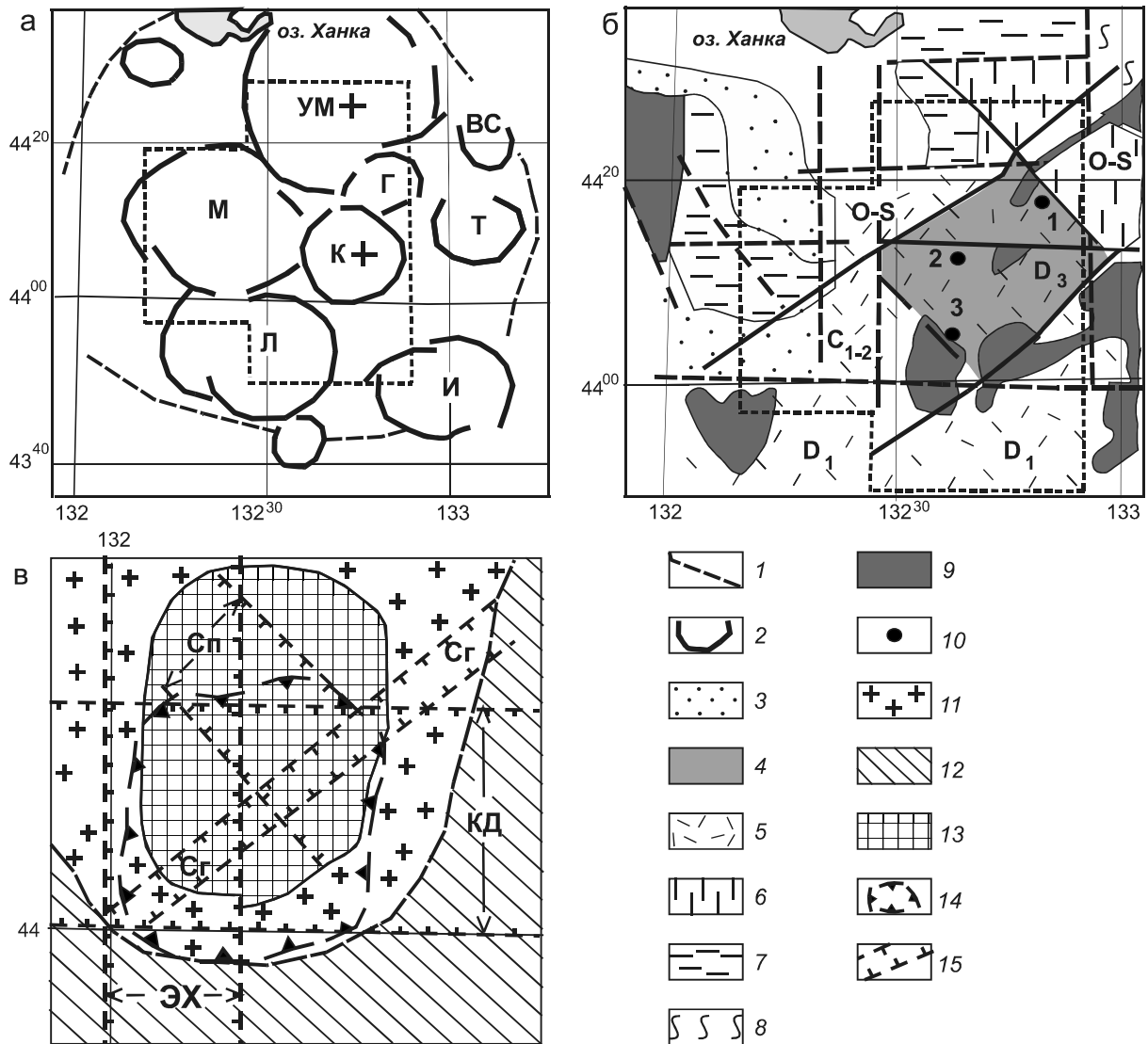


Рис. 2. Тектонические модели Синегорского района по представлениям предшественников: а – по Л.А. Изосову и М.В. Горошко [11], б – по А.М. Жирнову [7], в – по А.А. Коковкину [12].

1 – граница Южно-Синегорской впадины; 2 – вулcano-тектонические структуры высоких порядков, депрессии: М – Монастырищенская, Л – Ляличенская, И – Известкинская, Т – Тихорецкая, Г – Грибовская (Лунзенская), ВС – Верхне-Синегорская, вулcano-тектонические поднятия (отмечены знаком +): К – Куйбышевская, УМ – Усть-Медведицкая; 3–8 – тектонические комплексы на схеме «б»: 3 – рыхлые кайнозойские, 4 – среднедевонские вулcanoгенно-осадочные (в грабене); 5 – вулканические кислого состава, 6 – ордовик-силурийские флишoidные, 7 – раннекембрийские кремнисто-терригенно-карбонатные, 8 – архейские метафические; 9 – гранитоидные интрузивы; 10 – месторождения урана: 1 – Синегорское, 2 – Феникс, 3 – Липовое; обозначения к схеме «в»: 11 – кольцевой гранитный батолит; 12 – позднепермские и мезозойские осадочно-вулcanoгенные комплексы; 13 – жесткие блоки протерозойско-раннепалеозойских пород внутренней части батолитового кольца; 14 – контур девон-каменноугольных и пермских (континентальных) вулcano-тектонических структур; 15 – зоны региональных разломов: КД – Кавалерово-Дальнегорского, ЭХ – Эхилкан-Ханкайского, Сг – Синегорского, Сп – Спасского.

ку байкальско-герцинской параплатформы, активизированному под влиянием процессов (Mz–Kz) в Тихоокеанском складчатом поясе. На месте современной Приханкайской низменности А.А. Коковкин предположил существование одноименного глубинного поднятия (свода) длительного развития, замещенного в центральной («ядерной») части силурийским гранитоидным

батолитом (рис. 2 в). Калиевые граниты основной фазы формирования батолита характеризуются повышенной специализацией на уран, фтор, редкие и редкоземельные элементы [12]. В самом центре свода расположились жесткие протерозойско-раннепалеозойские блоки, перекрытые девон-каменноугольными и пермскими континентальными (плитными) отложениями.

С момента активизации центральной части гранитоидного батолита берет начало формирование Синегорской рудно-магматической системы (РМС), которая продолжала свое развитие вплоть до позднекайнозойского времени [12]. Новейшая активизация РМС произошла в плиоцен-четвертичное время и проявилась на мантийном уровне в сопровождении траппового магматизма. В очагах новейшего метасоматоза проявились признаки перераспределения сформированного ранее каледонского и герцинского уран-редкометалльного оруденения (Раковское месторождение). К сказанному следует добавить, что структурная позиция Синегорского района, по А.А. Коковкину (рис. 2 в), так же как на схеме А.И. Жирнова (рис. 2 б), определяется пересечением трех зон разломов: широтной, меридиональной и северо-восточной.

Гравитационные аномалии рассматриваемого района (рис. 1 б) – остаточные после пересчета наблюденного поля на высоту 15 км (составитель В.К. Ключев, 1980 г.) – в общих чертах согласуются с геологической картой (рис. 1 а). Эти аномалии приблизительно отражают плотность пород, залегающих на глубине 5–7 км, либо – поведение кровли архейско-протерозойского кристаллического фундамента под палеозойским чехлом. Так, блок кембрийских пород на северном фланге Синегорского района совпадает с интенсивным максимумом силы тяжести, а положительные аномалии меньшей интенсивности располагаются южнее, в поле силурийских пород. Вознесенский рудный район, приуроченный к интрузивно-купольной структуре в поле кембрийских пород [15], тоже располагается в области локального гравитационного максимума (рис. 1 б). Широкому полю девонских вулканогенно-осадочных пород соответствует гравитационный минимум. Если предположить, что гравитационные аномалии (рис. 1 б) в какой-то степени отражают поведение кровли фундамента палеозойских вулканогенно-осадочных толщ, то вулкано-тектонические структуры 2-го порядка, выделенные Л.А. Изосовым и М.В. Горошко (рис. 2 а), далеко не во всем согласуются с этими аномалиями. В частности, только Грибовская, Ляличенская и Ивановская депрессии совпадают с гравитационными минимумами, Монастырищенская депрессия располагается в области гравитационного максимума, а Куйбышевское поднятие – в области минимума. Это обстоятельство свидетельствует о том, что гравитационные аномалии в рассматриваемом районе (рис. 1 б) зависят не только от рельефа допалеозойского метаморфического фундамента, но также от вещественного состава вулканогенно-осадочного чехла и расположения глубинных палео-

магматических очагов, питавших вулканические постройки. Тем не менее, центральная часть Южно-Синегорской впадины выражена минимумом силы тяжести амплитудой порядка 10–12 мГл (рис. 1 б).

Анализ работ предшественников обнаружил неоднозначность и существенные противоречия в понимании происхождения, глубинного строения и эволюции Синегорского рудного района. Поэтому привлечение независимых и внутренне однозначных гравитационных реологических моделей земной коры этого района может быть полезным для оценки элементов глубинного строения и тектонических концепций на его происхождение. В частности, эти, по существу статистические, модели могут дать ответы на главные вопросы глубинного строения района, в том числе на вопрос о том, что лежит в основе происхождения и геологического строения Синегорского рудного района: сводовое поднятие платформенного типа с гранитным ядром [12], грабен [7] или сложное вулкано-тектоническое сооружение в вулканическом поясе [8, 10, 11] ?

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Гравитационный метод сравнительной диагностики реологических состояний геологических сред (сравнительно более или менее вязких) основывается на вычислении плотностной контрастности изучаемой среды на отрезках между центрами плотностных неоднородностей компактного класса и поверхностями эквивалентных сфер [18]. Носителем информации о реологических свойствах среды является параметр:

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

где: Z_0 – кажущаяся глубина залегания центра масс, определяемая в случайном пересечении поля источника, Vzm – амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, Hc – глубина залегания поверхности, на которую выметаются, по Пункаре [24], аномальные массы источников гравитационных аномалий, K – гравитационная постоянная. Вычисление этого параметра является математически однозначной операцией, поскольку глубина залегания центра плотностной неоднородности с изометричным поперечным сечением (Z_0) вычисляется однозначно множеством способов [14], амплитуда аномалии измеряется по графикам аномалий, а поверхность конденсации плотностных неоднородностей (Hc) задается интерпретатором. Проблема внешней (абсолютной) однозначности состоит в том, что гравитационные аномалии зависят не только от глубины залегания, но и от формы возбуждающих их источников (по причине эквивалентности объемного

и плоского потенциалов). При значительной вытянутости плоского источника по горизонтали ($Z_0 \ll D$, где D – горизонтальные размеры источника) вычисленные значения Z_0 будут занижены относительно истинных. Количественная оценка таких отклонений выполнена в работе [18], в которой определены граничные условия применимости метода гравитационной оценки реологических свойств геологического пространства с точностью $\pm 30\%$. Согласно этим оценкам, метод применим для изучения геологических тел и структур широкого пространственного диапазона: $5 > \Delta H / D > 0.1$, где ΔH – вертикальная мощность источника. В диапазоне $2 > \Delta H / D > 0.5$ точность построения μ_z -моделей не превышает 10% . Критерием геологической представительности μ_z -моделей является совпадение аномалий μ_z -параметра с особенностями геологического строения изучаемых районов и аномалиями других геофизических параметров: скорости сейсмических волн, удельного электрического сопротивления и температуры [16, 18, 19].

Опыт применения μ_z -моделей для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии в разнообразных по геологическому строению районах Северо-Востока Азии и Австралии обнаружил устойчивую связь μ_z -параметра с реологическим состоянием геологических сред. В жестких, т. е. более вязких, средах (древние метаморфические комплексы, пластины океанической коры) этот параметр имеет высокие значения, а в зонах реологического разуплотнения (аккреционных призмах, вулканических покровах и молодых впадинах) – низкие. В верхней мантии минимумы μ_z -параметра совпадают с зонами затухания и поглощения сейсмических волн и зонами высокой электрической проводимости, которые идентифицируются как астеносфера [18, 19].

Для построения 3D-модели плотностной контрастности земной коры Синегорского рудного района и его окрестностей были определены глубины залегания центров масс плотностных неоднородностей на широтных профилях, отстоящих друг от друга на 2 км в пределах контура, показанного на рисунках 1–5. Каждое элементарное вычисление глубины центра масс (Z_0) являлось случайным и геологическая природа его не рассматривалась. Построенные по этим профилям кривые аномалий Буге трансформировались осреднением с тем, чтобы охватить весь видимый пространственный спектр симметричных гравитационных возмущений обоим относительного знака. Вычисления накапливались в массиве $Z_0(x, y)$. Всего были определены кажущиеся центры масс 425 плотностных неоднородностей с квази-изометричным поперечным сечением.

На втором этапе исследуемое геологическое пространство было разбито на слои в интервалах глубин: 1–2, 2–4, 3–5, 5–8, 6–10 и 9–15 км – и для каждого слоя были вычислены значения μ_z -параметра на глубинах, соответственно: $H_c = 0, 1, 2, 4, 5$ и 8 км. Ниже глубины 15 км количество аномальных источников компактного класса при данном масштабе исследований ($1 : 50\,000$) было недостаточным для их уверенной пространственной корреляции.

Вычисления были объединены в цифровом массиве $\mu_z(x, y, H_c)$, который использовался в дальнейшем для построения карт-срезов и разрезов μ_z -модели. Более подробно с теоретическими основами и методикой построения моделей $\mu_z(x, y, H_c)$ можно познакомиться в работе [18].

С целью изучения глубоких частей разреза была привлечена ранее построенная μ_z -модель [17] более мелкого масштаба ($1 : 1\,000\,000$).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИНЕГОРСКОГО РАЙОНА

В верхнем слое земной коры (интервал глубин 0–5 км) распределения центров аномальных масс (рис. 3 а) и плотностной контрастности (рис. 3 б) характеризуются выраженной концентрической зональностью, характерной для тектоно-магматических структур центрального типа. Центр этой структуры располагается в районе пересечения координат $132^{\circ}40' \text{ E} - 44^{\circ}30' \text{ N}$. Он выражен поднятием в распределении центров плотностных неоднородностей (рис. 3 а) и локальным максимумом плотностной контрастности (рис. 3 б). В этом месте давно предполагалось существование вулканотектонического поднятия, в разное время и в разных пространственных границах именованного как Сандуганское [8], Еловое [10] или Куйбышевское [11]. На геологической карте (рис. 1 а) это поднятие выражено полем девонских вулканогенно-осадочных пород в обрамлении каменноугольных. Локальный максимум плотностной контрастности в слое 3–5 км (рис. 3 б) и соответствующий локальный гравитационный максимум над Куйбышевским поднятием (разрез 1-1 на рисунке 4 в) дают основание предположить, что в центре Южно-Синегорской впадины располагается палеомагматический очаг среднего состава, коагматами которого являются базальты, андезибазальты и трахиандезиты лунзенской свиты [5].

Интрузивно-купольная природа Куйбышевского поднятия читается в разрезах μ_z -модели (рис. 3 в). Высказано предположение [10], что это вулканогенно-интрузивно-купольное поднятие определило заложение и развитие всей Южно-Синегорской впадины. Судя по распределениям плотностной кон-

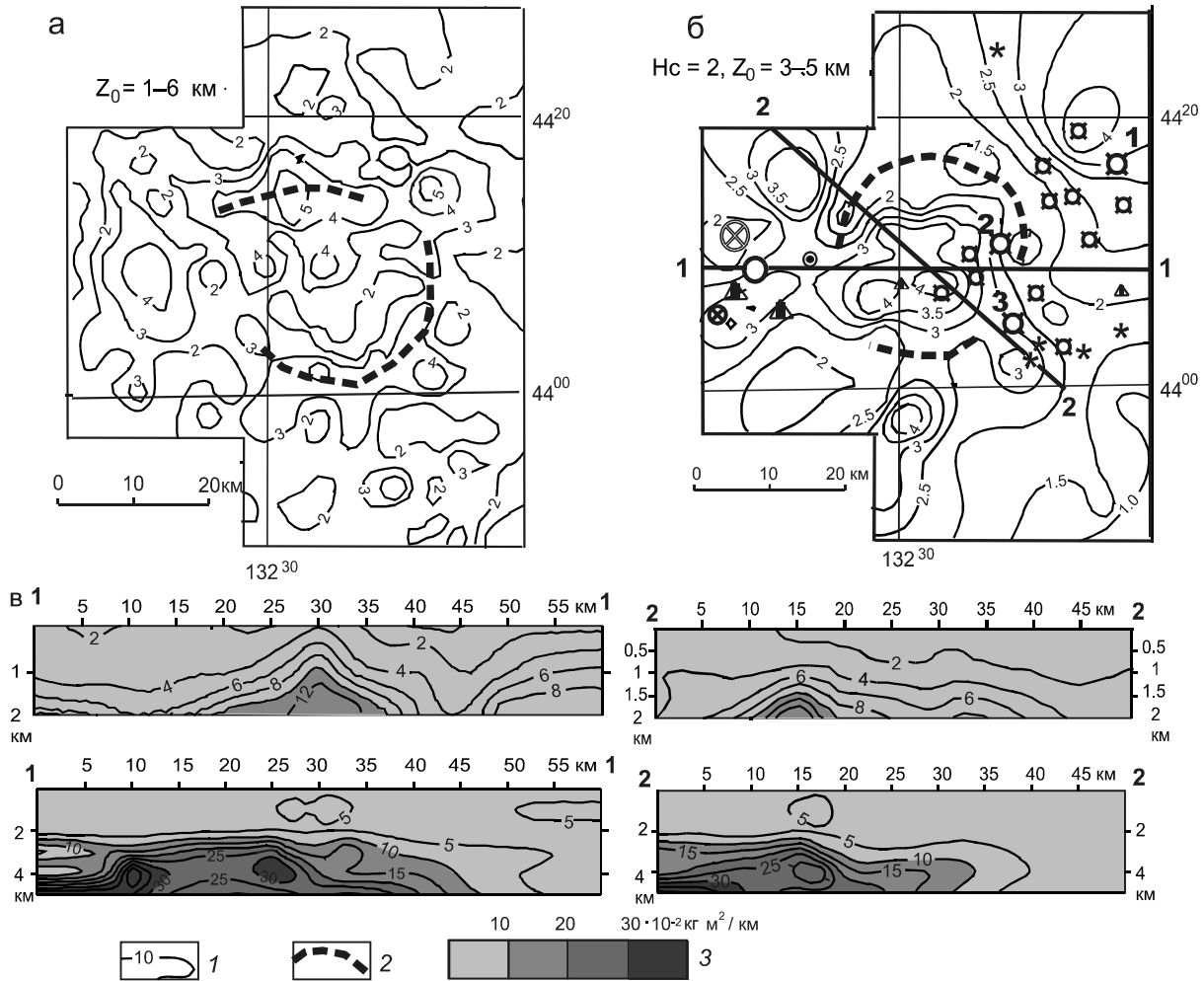


Рис. 3. Распределение центров плотностных неоднородностей (а) и μ_z -параметра (б) в верхнекоровом слое с разрезами μ_z -модели (в).

1 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг / м² / км); 2 – оси дуговых минимумов плотностной контрастности на схеме «б» и погружений плотностных неоднородностей на схеме «а», подчеркивающих концентрическую зональность аномалий μ_z -параметра; 3 – шкала раскраски разрезов. Другие обозначения на рис. 1.

трастности в разных глубинных срезах, ее эволюция носила сложный и многоэтапный характер, поэтому локальные вулканоструктуры в центре и на периферии впадины в разное время переживали знакопеременные вертикальные движения. Г.М. Фремд [22] и В.И. Сухов [21] относили такие структуры к полигенным и подчеркивали отсутствие принципиальной генетической разницы между вулканическими депрессиями и интрузивно-купольными поднятиями. В обоих случаях такие структуры возникают под давлением магмы, и если последняя застывает на глубине, образуются интрузивно-купольные поднятия. Если же перекрывающая очаг толща вмещающих пород обрушивается в магму, то на поверхность выходят вулканические коагматы и структура приобретает вид вулканотектонической депрессии или кальдеры.

Примерами первого типа структур являются Вознесенская [15] и Белогорская [18], а второго типа – множественные вулканические впадины в Сихотэ-Алинском и Охотско-Чукотском вулканических поясах. Типичным примером интрузивно-купольной структуры с обрушенным сводом является Дальнегорская [23]. К структурам промежуточного типа можно отнести Гонжинский свод в верхнем Приамурье [19], в центре которого сохранилась тонкая (мощностью менее 1 км) метаморфическая покрывка магматического очага, а на периферии образовались вулканические депрессии, заполненные эффузивами. Из-под протерозойской метаморфической покрывки интродировали по латерали «языки» гранитоидной магмы.

В более глубоком срезе (рис. 4 а) Южно-Синегорская впадина выражена широким максимумом

плотностной контрастности, который тоже имеет зональное строение. Центр впадины характеризуется низкими значениями μ_z -параметра (< 15 ед.), а локальные максимумы плотностной контрастности картируются на периферии, где примерно соответствуют положению Монастырищенской, южному флангу Усть-Медведицкой и восточному флангу Ляличенской депрессий (рис. 2 а). Во всех перечисленных депрессиях, наряду с кислыми вулканитами риолитового комплекса, установлено присутствие андезитобазальтов, базит-гипербазитовых массивов, перидотитов и базальтов [10], что предполагает возможность существования интрузивных ядер основного-среднего состава в основании этих структур. Несовпадения приповерхностных контуров вулcano-тектонических структур с глубинными аномалиями плотностной контрастности объясняется существованием сдвигонадвиговых дислокаций в среднепалеозойском струк-

турном этапе, сопровождавшихся перемещением приповерхностных комплексов в западном направлении [3, 9]. Этим, по-видимому, объясняется западное смещение верхнекорового максимума плотностной контрастности (рис. 3 б) относительно геологических контуров Куйбышевского поднятия (рис. 2 а).

Распределение плотностной контрастности в срезе $H_c = 4$ км (рис. 4 а) и разрезы μ_z -модели до глубины 10 км (рис. 4 в) показывают, что на поздних этапах эволюции Южно-Синегорской впадины в ней преобладали восходящие вертикальные движения. В результате этих движений метаморфический фундамент, залегающий в интервале глубин 3–8 км, под давлением магматического очага был приподнят и приобрел форму выпуклого слоя (разрез 1–1 на рис. 4 в). Горизонтальные размеры поднятия составляют 30–35 км. Судя по минимуму силы тяжести и средним значениям μ_z -параметра (20–25 ед.), палео-

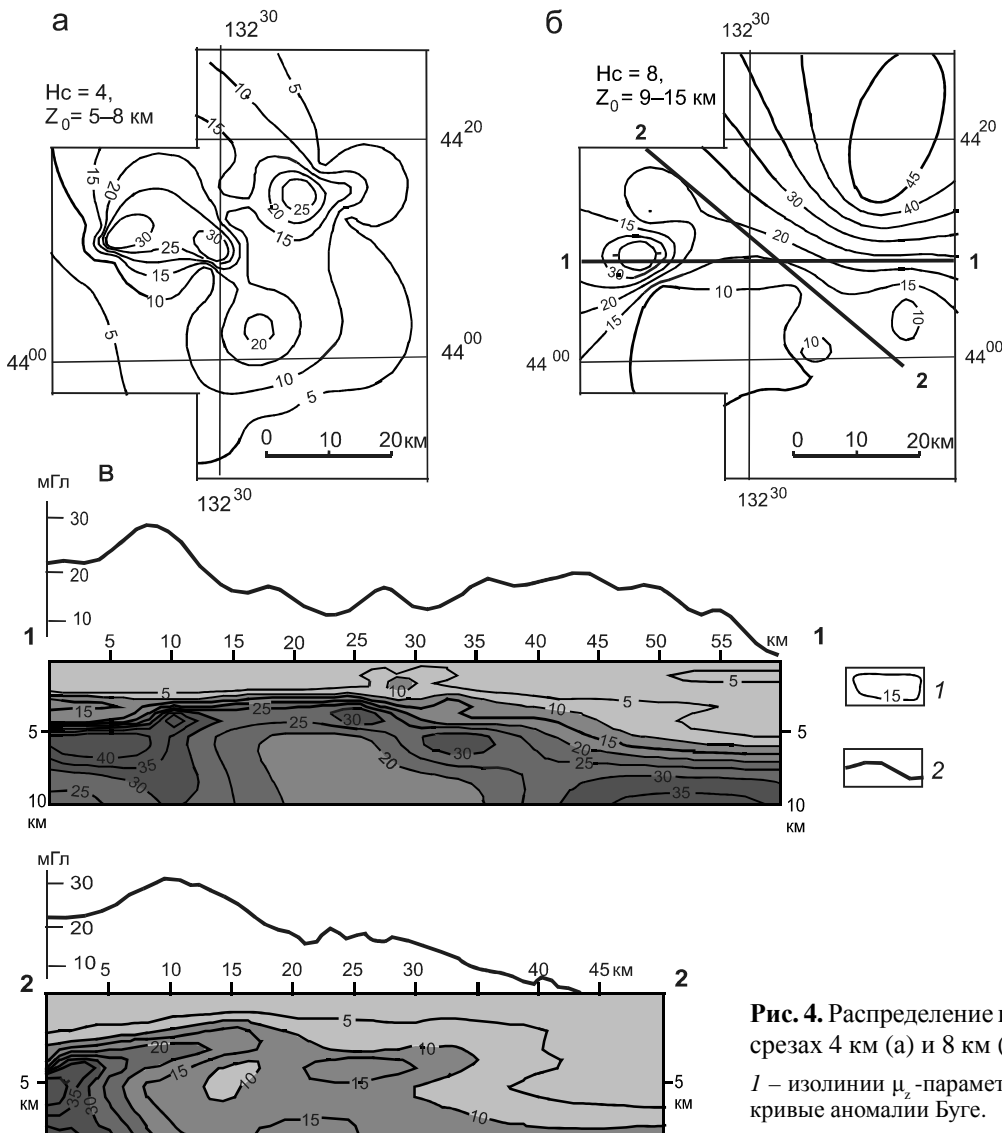


Рис. 4. Распределение плотностной контрастности в срезях 4 км (а) и 8 км (б) с разрезами μ_z -модели (в). 1 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг / м³ / км); 2 – кривые аномалии Буге.

магматический очаг в центре вулcano-тектонического поднятия имеет средний петрографический состав. В разрезе 2–2 отчетливо проявлен только северо-западный фланг поднятия, а юго-восточный фланг выражен хуже, поскольку он перекрывается обширным полем шуфанских неогеновых базальтов, андезибазальтов и долеритов [5], магматический источник которых до сих пор находится в вязком состоянии. По этой же причине юго-восточный фланг структуры не выражен и в гравитационных аномалиях (рис. 1 б).

Сравнение контуров максимума плотностной контрастности в срезах на глубинах 2 км (рис. 3 б, в) и 4 км (рис. 4 а, в) свидетельствует о том, что размеры тектоно-магматического поднятия увеличиваются по мере увеличения глубины срезов. По-видимому, заложение Южно-Синегорской впадины тоже было связано с глубинным магматическим очагом, под влиянием которого в послесилурийское время произошло проседание допалеозойского фундамента и раннепалеозойского чехла по кольцевым разломам, дешифрируемым на космических снимках, и морфоструктурам рельефа земной поверхности [10]. В среднем палеозое впадина была заполнена каменноугольными и девонскими вулcanoгенно-осадочными комплексами, а еще позже – неогеновыми базальтами и терригенными кайнозойскими отложениями. В среднем палеозое (С–D) магматический очаг продолжал оказывать влияние на эволюцию Южно-Синегорской впадины, и он сократился до горизонтальных размеров 25×25 км (рис. 3 б, в), а в центре впадины сформировалось тектоно-магматическое поднятие. Таким образом, гравитационная реологическая модель подтверждает предположение предшественников [10, 11] о том, что эта впадина развивалась длительное время.

В какой-то степени гравитационная модель согласуется и с представлениями А.А. Коковкина [12], предполагающего существование под впадиной интрузивного цоколя, перекрытого в кровле протерозойско-палеозойскими комплексами (рис. 2 в). Однако этот цоколь никак нельзя идентифицировать с гранитоидным батолитом, поскольку на поверхности здесь картируются многочисленные интрузивные, субвулканические тела и вулканические покровы основного-среднего состава [6], а вулканические постройки высоких порядков располагаются концентрически зонально относительно центра Южно-Синегорской впадины. При этом большая часть гранитоидных интрузивов ориентирована в северо-восточном направлении (рис. 1 а) согласно с разломами на границе Ханкайского супертеррейна и Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы.

На глубине среза 8 км (рис. 4 б), соответствующей среднему срезу гранитно-метаморфического слоя земной коры, в распределении μ_z -параметра картируются два максимума, северо-восточный из которых соответствует Спасскому, а западный – Вознесенскому блокам протерозойского фундамента.

Распределения плотностной контрастности в более глубоких срезах земной коры (рис. 5) построены по Сихотэ-Алинской модели μ_z -параметра [16]. Южно-Синегорская впадина в этих срезах не проявлена, из чего следует вывод, что мантийный «корень» этой структуры, признаком которого являются палеозойские андезиты, базальты, андезибазальтов, перидотиты, повсеместно картируемые на территории Южно-Синегорской структуры, находится юго-восточнее, за границами исследуемого района, где регистрируются минимумы плотностной контрастности в большинстве срезов μ_z -модели и обширный гравитационный минимум (рис. 1 б). Следует предположить, что в позднем палеозое и мезозое верхний слой земной коры до глубины 10 км был целиком перемещен на запад или северо-запад, синхронно с надвиговыми и сдвиговыми дислокациями в Сихотэ-Алине [2, 9, 17]. Об этом же свидетельствуют расчеты, выполненные в Сихотэ-Алинской модели [17], в которой связь рудной минерализации Синегорского района с плотностными неоднородностями разного относительного знака ограничивается глубиной 8 км. Гранитно-метаморфический слой в интервале глубин 10–20 км (рис. 5 в) имеет такую же клиновидную форму, как и в основании мезозойских аккреционно-складчатых комплексов [15, 17]. На верхней и нижней границах этого слоя обнаружены тонкие зоны пониженной вязкости, облегчавшие горизонтальные перемещения тектонических масс. Суммарная амплитуда этих перемещений за 400 млн лет составляет не менее 60 км.

Схемы распределения μ_z -параметра в горизонтальной плоскости (рис. 5 а, б) свидетельствуют о том, что плотностная контрастность гранитно-метаморфического слоя уменьшается в восточном направлении, что соответствует поведению кровли гранитно-метаморфического слоя (рис. 5 в) и понижению средней плотности земной коры [1]. Уменьшение плотностной контрастности мафического (океанического) слоя в южном направлении соответствует сокращению мощности земной коры в том же направлении [13].

Рассмотренные модели однозначно связывают Синегорский рудный район с центральной (присводовой) частью тектоно-магматического поднятия в центре Южно-Синегорской полигенной вулcano-

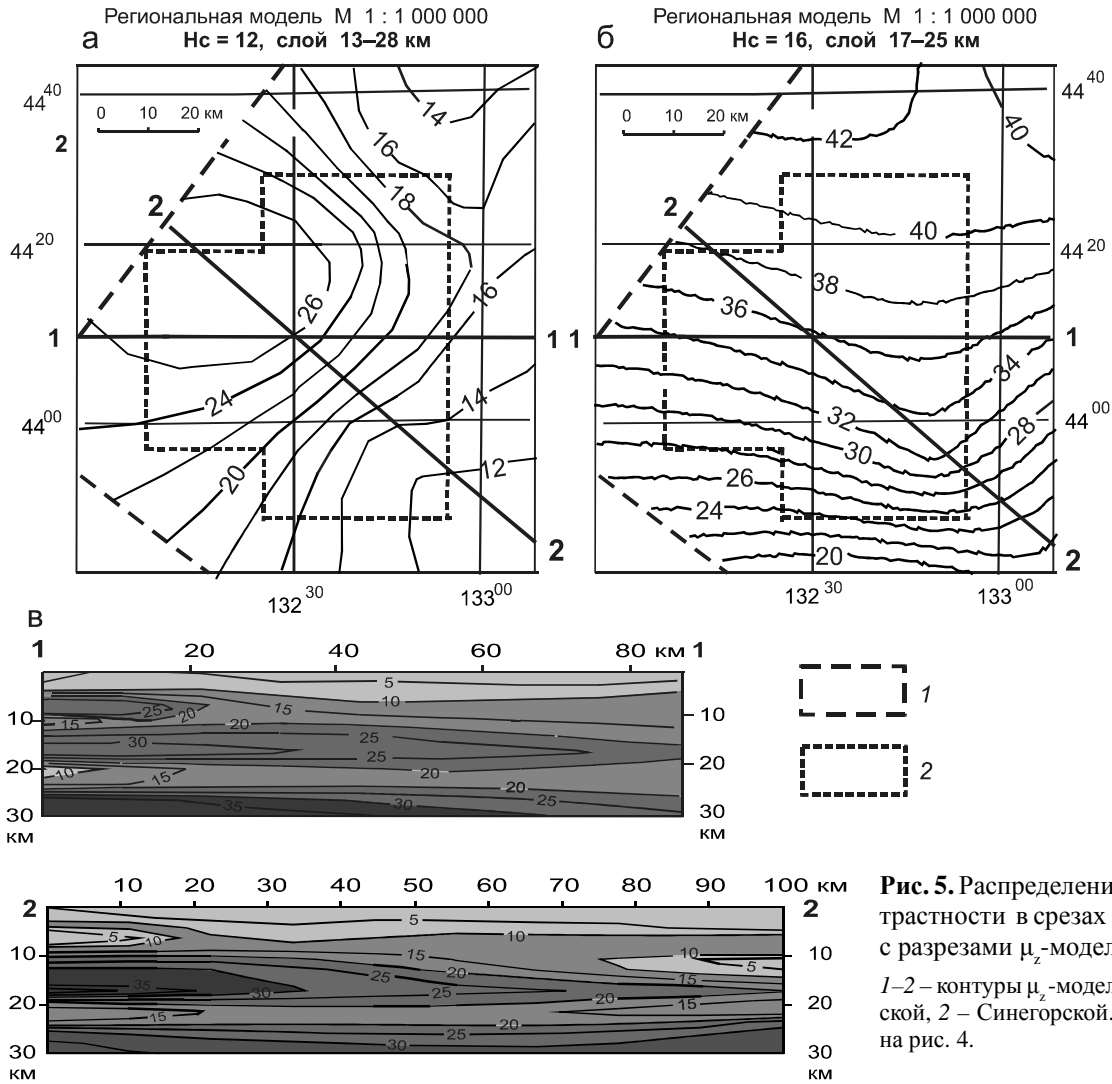


Рис. 5. Распределение плотностной контрастности в срезах 12 км (а) и 16 км (б) с разрезами μ_z -модели (в).

1–2 – контуры μ_z -моделей: 1 – Сихотэ-Алинской, 2 – Синегорской. Другие обозначения на рис. 4.

тектонической структуры. Два из трех месторождений урана в этом районе приурочены к флангам центрального свода (вулcano-интрузивного купола), характеризующегося максимумом плотностной контрастности (рис. 3 б) и гравитационным минимумом (рис. 1 б, 3 в). Вместе с тем, около половины рудопроявлений урана и Синегорское месторождение располагаются на крайнем восточном фланге Южно-Синегорской структуры за пределами поднятия и вне пространственной связи с девон-каменноугольными вулканическими комплексами (рис. 1, 3 б). Это обстоятельство можно рассматривать в качестве признака широкого распространения урановой минерализации на флангах Южно-Синегорской структуры, в частности – в районе симметрично расположенной относительно центра Монастырищенской депрессии, которая характеризуется близкими значениями гравитационных аномалий (рис. 1 б) и плотностной контрастности (рис. 3 б, 4 б) по отношению к райо-

ну ураноносного Грибовского (Лунзенского) вулcano-тектонического грабена. Монастырищенская депрессия и Грибовский грабен характеризуются также близкими геологическими описаниями [10]. В обеих структурах присутствуют позднедевонские-раннекаменноугольные вулканические покровы основного и кислого состава, с которыми генетически связывается происхождение урановой минерализации [4, 5]. Таким образом, по полученным данным и тектонической обстановке, Монастырищенская депрессия может быть рекомендована для поисков новых урановых проявлений. Не будь она на 80 % перекрыта неоплейстоценовыми рыхлыми отложениями (рис. 1 а), на ее территории, возможно, давно были бы открыты урановые месторождения.

ВЫВОДЫ

Внутренне однозначная статистическая гравитационная модель, отражающая реологические свойства

ва земной коры Синегорского рудного района до глубины 30 км, подтверждает и дополняет представления тех исследователей, которые связывают его с Южно-Синегорской вулcano-тектонической структурой [4, 5, 10, 11]. Новая информация об этом районе формулируется в следующих выводах.

Южно-Синегорская среднепалеозойская впадина (структура 1-го порядка) представляет собой сложное вулcano-тектоническое сооружение над магматическим очагом (рис. 4 а, в), которое эволюционировало от впадины на начальных этапах развития до поднятия на конечных этапах.

В центре структуры 1-го порядка располагается обширный палеомагматический очаг предположительно среднего состава, кровля которого приближается до глубины 6–7 км от поверхности Земли, а горизонтальные размеры составляют 25 × 25 км (разрез 1–1, рис. 4 в).

Урановая минерализация сосредоточена на восточном фланге центрального (Куйбышевского) поднятия и восточнее от него (в Грибовском вулканическом грабене). Этот район характеризуется повышенной плотностной контрастностью земной коры в интервале глубин 3–5 км (рис. 3 б).

Симметрично относительно центра структуры 1-го порядка на западе изученной территории располагается максимум плотностной контрастности, совпадающий с Монастырищенской вулканической депрессией, которая имеет перспективы обнаружения там новых месторождений урана.

Распределение плотностной контрастности в среднем и нижнем слоях земной коры свидетельствует об отсутствии в настоящее время связи верхнекоровых вулканических структур с глубинными структурами верхней мантии. Мантийный источник интрузивных и субвулканических пород (андезитов, базальтов, андезибазальтов, базит-гипербазитовых массивов, перидотитов), повсеместно картируемых на территории Южно-Синегорской структуры, располагается, по-видимому, юго-восточнее изученного района. А весь приповерхностный слой земной коры до глубины 10 км в позднем палеозое и мезозое был перемещен на северо-запад, синхронно с надвиговыми и сдвиговыми с дислокациями в Сихотэ-Алине.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Горошко М.В. Влияние пострудных дислокаций и процессов магматизма на оценку месторождения (на примере Алданского щита и Ханкайского массива // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 77–82.
4. Горошко М.В., Чеканцев Н.К. Ураноносность Южно-Синегорского рудного района (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 19–30.
5. Горошко М.В., Изосов Л.А. Особенности металлогении Южно-Синегорской впадины Ханкайского массива (Приморье) // Региональные проблемы. 2007. № 8. С. 63–70.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия, L-52 (Пограничный), L-53 (оз. Ханка) / Г.С. Белянский, Н.И. Углова, М.Д. Рязанцева. СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006.
7. Жиринов А.А. Факторы локализации и прогноза уранового оруденения в протерозойских и мезозойских грабенах Бураинско-Ханкайского кратона // Литосфера. 2016. № 2. С. 129–153.
8. Изосов Л.А. Палеозойские вулcano-тектонические структуры Юго-Западного Синегорья // Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 62–68.
9. Изосов Л.А., Мельников Н.Г. О чешуйчато-покровных структурах западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1988. № 6. С. 47–53.
10. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 314 с.
11. Изосов Л.А., Горошко М.В. Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие // Отеч. геология. 2006. С. 33–41.
12. Коковкин А.А. Эоцен-голоценовая эволюция Синегорской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 80–88.
13. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н. Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // Дальневосточные моря России. Т. 3. Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 48–52.
14. Петрищевский А.М. Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек (Вознесенский рудный район Приморья) // Геология и геофизика, 1981. № 5. С. 105–115.
15. Петрищевский А.М. Глубинные структуры Вознесенского флюоритоносного района. Владивосток: Дальнаука, 2002. 106 с.
16. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
17. Петрищевский А.М. Реологическая модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня (по гравиметрическим данным) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 50–65.
18. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
19. Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Геофизические, магматические и металлогенетические признаки проявления

- мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Зея // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 4. С. 568–593.
20. Петрищевский А.М. Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // Геотектоника. 2016. № 6. С. 87–104.
21. Сухов В.И. К вопросу о механизме формирования послескладчатых гранитоидных интрузий, ассоциированных с эффузивами // Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. М., 1972. С. 19–25 (Тр. ДВИМС. Вып. 2.).
22. Фремд Г.М. Вулкано-тектонические структуры, вулканотектонические системы // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 124–133.
23. Юшманов Ю.П. Структурные особенности локализации золотосеребряного оруденения Дальнегорского рудного узла // Тихоокеан. геология. 1997. № 2. С. 32–37.
24. Evans G.C. Application of Poincare's sweeping-out process // Mathematics. 1933. V. 19. P. 457–461.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

A.M. Petrishchevsky, V.I. Isaev

Rheological gravity model of the Earth's crust in the Sinegorsk ore region, Southwestern Primorye, Far East

As a result of interpreting the statistic gravity model which reflects rheological properties of the crust in the Sinegorsk ore region up to depth of 30 km, the space connection of the southern Sinegorsk Basin with the Paleozoic magmatic chamber was revealed at the depth of 5–7 km. According to the data obtained, intrusive center of the volcanic edifice approaches to a depth of 1.5–2 km from the Earth's surface, where it forms a local volcanic-tectonic uplift with uranium mineralization on its eastern flank. The suggestion has been made that the western flank of the volcanic center which occupies the territory of the Monastyrishensky volcanic depression, in much of the area overlapped by the Cenozoic cover, shows considerable promise. The distribution of the density contrast in the middle and lower layers of the Earth's crust is testimony to the fact that currently uppermost volcanic structures are not connected with the deep structures of the upper mantle. The conclusion was offered that the upper crust layer was detached in the Late Paleozoic and Mesozoic time up to a depth of 10 km from the mantle root of the southern Sinegorsk volcanic structure and shifted northwestward synchronously with strike-slip-overthrust dislocations in the Western Sikhote-Alin. The existence of the mantle root is evidenced by the presence of Paleozoic andesites, basalts, diabases, peridotites and others ultra-basic rocks on all the territory of this structure.

Key words: gravity model, rheology, volcanic-tectonic structures, Sinegorsk ore region, uranium mineralization, Southwestern Primorye, Far East.