

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.83:551.2(571.6)

КОЛЫМО-ОМОЛОНСКАЯ ПЛИТА – ОБОСОБЛЕННЫЙ ЛИТОСФЕРНЫЙ СЕГМЕНТ

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
ул. Шолом-Алейхема 4, г. Биробиджан, 679016,
e-mail: petris2010@mail.ru

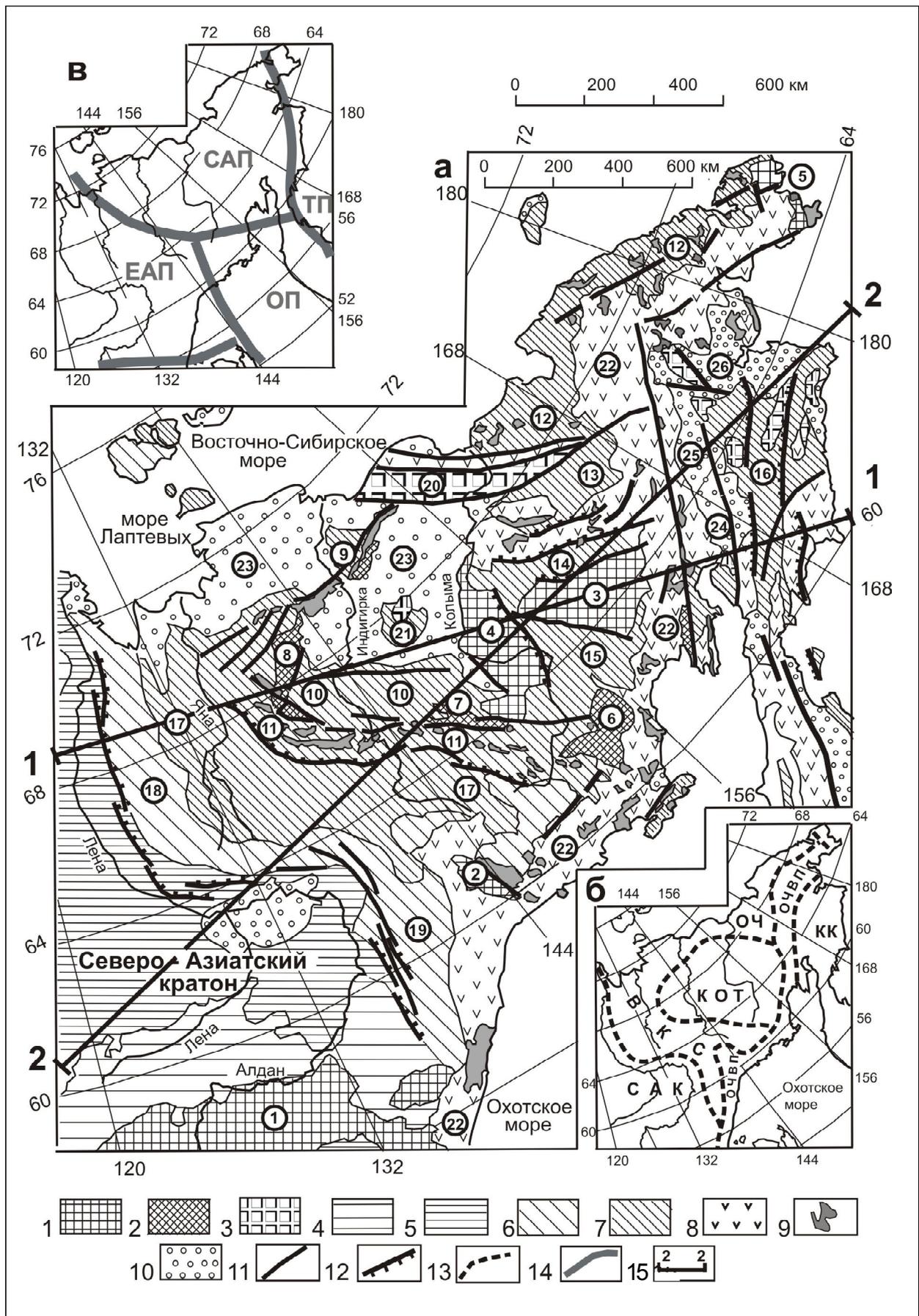
В результате формализованной интерпретации гравитационных аномалий Северо-Восточной Азии определены объемные параметры литосферных плит и разделяющих их астеносферных линз. Буферная Колымо-Омолонская плита (КОП) 2-го порядка представляет собой обособленное и целостное тектоническое сооружение, образовавшееся при расщеплении северо-американской литосферы на корово-мантийную и нижне-литосферную жесткие пластины в процессе позднепалеозойско-раннемезозойской субдукции Северо-Американской плиты под Евразийский палеоконтинент и развивавшееся впоследствии по окраинноморскому типу. Установлены черты сходства строения и эволюции Колымо-Омолонской плиты с Амурской и Охотоморской и резкие отличия ее глубинного строения от Евразийской и Северо-Американской. Западный и юго-западный фланги КОП надвинуты на складчатые комплексы Верхояно-Колымской системы на расстояние не менее 200 км и веерообразно развернуты против часовой стрелки относительно глубинных контуров КОП. Южный и юго-восточный фланги КОП характеризуются сдвиговым (трансформным) сочленением с Охотоморской и Тихоокеанской плитами, а восточный – жестко спаян с Северо-Американской плитой.

Ключевые слова: тектоника, литосферные плиты, астеносфера, гравитационные модели, Северо-Восточная Азия.

Сложное тектоническое сооружение в бассейнах рр. Индигирка, Колыма и Омолон, известное под названиями Колымского (Колымо-Омолонского) массива [11, 12, 42] или Колымо-Омолонского супертеррейна [39], представляет собой ансамбль структур, отличающийся разнообразием тектоноформационных комплексов, характером магматических проявлений, тектонических деформаций и современной геодинамической активностью от примыкающих к нему складчато-надвиговых систем (рис. 1). В его пределах тесно сопряжены террейны с выраженным континентальным типом земной коры (допалеозойские метаморфические комплексы с полого дислоцированным палеозойским чехлом), палеозойские и раннемезозойские карбонатно-терригенные комплексы миогеоклинального типа во внутренней зоне «колымской петли» (Илинь-Тасская складчатая зона [40], или Омулеский террейн [39]), турбидитовые, аккреционные и островодужные комплексы, распространенные преимущественно на флангах структуры, выступы океанической коры (офиолитовые террейны) [33, 39, 41]. Сложность геологического строения Колымо-Омолонского супертеррейна (КОТ) обусловила неоднозначное понимание тектонической позиции и механизмов образования этой структуры настолько, что многие исследовали [17, 33, 41, 45]

отказались от рассмотрения КОТ как самостоятельного и целого тектонического образования. В понимании происхождения и глубинного строения составных элементов КОТ также нет полной определенности. Так, например, Алазейский выступ метабазитов интерпретируется как структура древнего кристаллического фундамента, близкого к зеленокаменным комплексам Северо-Азиатского кратона [42], палеоостровная дуга [23, 39], или выступ океанической коры в раздвиговой зоне [40, 41]. Совершенно неясными представляются юго-восточные границы супертеррейна, перекрытые вулканитами Охотско-Чукотского пояса, и взаимоотношения его с окружающими литосферными плитами, в первую очередь Евразийской и Северо-Американской, граница между которыми разными исследователями проводится в полосе шириной 700 км [15, 16, 21, 39, 47].

Новые данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии Северо-Восточного региона, полученные с помощью «реологических» гравитационных моделей [28], позволяют вернуться к проблеме «Колымского массива» и с новых точек зрения проанализировать особенности геологического строения, происхождения и тектонической истории этой структуры.



Геологическое строение и тектоническая природа Колымо-Омолонского супертеррейна (предшествующие данные и гипотезы)

Колымо-Омолонский составной супертеррейн (КОТ) занимает обособленное структурное положение между мезозойскими Верхояно-Колымской (на западе) и Олойско-Чукотской (на востоке) складчато-надвиговыми системами (рис. 1б). Его юго-западной границей является зона позднемезозойских надвиговых дислокаций на внешнем (юго-западном) фланге Иньяли-Дебинской складчатой зоны (или Полоусненско-Дебинского турбидитового террейна по Л.А. Парфенову [39]), сопряженной с поясом раннемеловых гранитоидов; северная граница проходит по гранитоидному поясу Улахан-Тасского геоантиклинального поднятия, а северо-восточная – по Южно-Ануйскому выступу океанической коры (рис. 1а). Южная и юго-во-

Рис. 1. Тектонические комплексы (а), структуры (б) и плиты (в) Северо-Восточной Азии [39, 41]:

1 – террейны с дорифейской континентальной корой; 2 – раннепалеозойские геоантиклинальные поднятия; 3 – выступы океанической коры (офиолитовые террейны); 4, 5 – чехол Северо-Азиатского кратона (4 – палеозойский, 5 – мезозойский); 6, 7 – складчато-надвиговые комплексы (6 – мезозойские, 7 – кайнозойские); 8 – мел-палеогеновые вулканические пояса; 9 – позднемезозойские гранитоиды; 10 – кайнозойские плитные отложения; 11, 12 – разломы, в том числе надвиги (12); 13 – границы тектонических структур 1-го порядка на схеме (б); 14 – границы литосферных плит; 15 – расположение разрезов на схеме (а).

Наименования плит на схеме (в): ЕАП – Евразийская, САП – Северо-Американская, ТП – Тихоокеанская, ОП – Охотоморская. Наименование структур на схеме (б): КОТ – Колымо-Омолонский супертеррейн; складчато-надвиговые системы: ВКС – Верхояно-Колымская, ОЧ – Олойско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатская; САК – Северо-Азиатский кратон, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс. Наименования структур 3-го порядка на схеме (а): террейны с дорифейской континентальной корой: 1 – Алдано-Становой, 2 – Охотский, 3 – Омолонский, 4 – Приколымский, 5 – Чукотский; раннепалеозойские террейны континентального типа (геоантиклинальные поднятия): 6 – Балыгычанский, 7 – Омудевский, 8 – Уяндинский, 9 – Улахан-Тасский; складчато-надвиговые зоны: 10 – Илин-Тасская, 11 – Иньяли-Дебинская, 12 – Олойско-Чукотская, 13 – Олойская, 14 – Березовская, 15 – Сугойская, 16 – Корякско-Камчатская, 17 – Восточно-Верхоянская, 18 – Западно-Верхоянская, 19 – Южно-Верхоянская; офиолитовые террейны: 20 – Южно-Ануйский, 21 – Алазейский; 22 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; кайнозойские впадины: 23 – Колымская, 24 – Гижигинская, 25 – Марковская, 26 – Анадырская

сточная границы КОТ перекрыты Охотско-Чукотским вулканическим поясом. В геологическом строении КОТ принимают участие дорифейские сиалические метаморфические комплексы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма: хлорит-мусковит-кварцевые, кварц-серпичитовые и альбит-хлорит-эпидотовые сланцы, амфиболиты, реже гнейсы [39, 42], распространенные преимущественно на периферии КОТ в основании террейнов (или микроконтинентов [3, 41]) с континентальной корой; карбонатные, карбонатно-терригенные, молассовые, флишевые и турбидитовые комплексы с подчиненным количеством «пестрых» вулканических пород полого дислоцированного (брахиформного) палеозойского чехла кратонных террейнов [11, 41] и миогеоклинальных прогибов во внешней части КОТ [3]; раннепалеозойские (ордовикские) серпентиниты, амфиболитовые сланцы, габбро-амфиболиты и метаморфизованные базальты – выступы океанической коры во внутренней зоне «колымской петли», на границе Илин-Тасской и Иньяли-Дебинской зон [19], на Алазейском поднятии, в Олойской и Березовской складчатых зонах [40, 41], позднемезозойские вулканические и вулканогенно-кремнистые комплексы палеоостровных дуг на Алазейском и Приколымском поднятиях, в Олойской и Иньяли-Дебинской зонах [3, 24, 33, 39].

На территории Колымо-Омолонского супертеррейна и, в особенности, на его флангах чрезвычайно разнообразны фациальные характеристики осадочных формаций. В различных районах и для разных периодов геологической истории КОТ реконструируются седиментационные обстановки глубоководных океанических и окраинноморских (преимущественно триасово-юрских) бассейнов (Илин-Тасский террейн, Алазейский выступ и Олойская складчатая зона [3, 40]), континентального склона и подножия (Иньяли-Дебинский турбидитовый террейн и восточное обрамление Уяндинского выступа [17, 24, 39, 40]), глубоководных желобов (область сочленения Илин-Тасской и Иньяли-Дебинской зон [17]) и континентального шельфа (западные и юго-западные фланги КОТ, южное обрамление Приколымского и Омолонского кратонных террейнов [3, 17, 24]), частая изменчивость которых во времени и пространстве, в совокупности с многочисленными перерывами в осадконакоплении, свидетельствует о дивергентности (неустойчивости) тектонических режимов на территории КОТ на протяжении всего палеозоя и большей части мезозоя. Широкое и неоднократное проявление постконсолидационных (деструктивных) палеозойских и мезозойских рифтогенных

процессов [3, 12, 40], сопровождающихся усилением темпов седиментации и андезито-базальтовым вулканизмом в раздвиговых зонах, сильно осложняет корреляцию стратиграфических разрезов и тектоническую диагностику составных элементов Колымо-Омолонского супертеррейна.

Формационный состав палеозойских складчатых комплексов и их тектонические взаимоотношения с кристаллическим дорифейским фундаментом в террейнах кратонного типа также различны. Н.А. Богданов и С.М. Тильман [3, 41] выделяли три типа кратонных террейнов. К первому типу отнесены Омолонский и Приколымский, в пределах которых древние кристаллические комплексы обнажаются на поверхности, ко второму типу – Омулевский, Уяндинский и Улахан-Тасский, сложенные у поверхности рифейскими и раннепалеозойскими шельфовыми комплексами, а к третьему типу – Балыгычанский террейн, сложенный складчатыми комплексами «верхоянского» типа (рис. 1а). Неясным структурным положением и, соответственно, тектонической интерпретацией характеризуется Охотский террейн, разделяющий Южно-Верхоянскую и Восточно-Верхоянскую ветви Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы (ВКС) за пределами КОТ (рис. 1а). С одной стороны, минеральные парагенезы, характер метаморфизма и структурные особенности архейско-протерозойских кристаллических комплексов, так же как и вещественный состав, мощность и ископаемая фауна перекрывающих их средне-позднерифейских терригенно-карбонатных толщ Охотского террейна не отличаются от одновозрастных образований Северо-Азиатского кратона [41, 42], с другой – слабая и неравномерная гранитизация дорифейского субстрата, наряду с отсутствием проявлений известково-калиевого (континентального) магматизма, вызывает резкие возражения по поводу его эпикратного происхождения [18, 45].

На протяжении последних 30 лет в объяснении тектонического происхождения и геологической истории Колымо-Омолонского супертеррейна конкурировали три основные концепции, каждая из которых внутренне представляется логичной и обоснованной.

Сторонники первой концепции [11, 12, 14, 42] относят КОТ к области развития «зрелой» дорифейской континентальной коры, представляющей собой отторгнутую часть Северо-Азиатского, или Северо-Американского кратона, значительно переработанную деструктивными позднепалеозойскими и мезозойскими рифтогенными процессами [40], либо – к области раннего становления континентальной коры (срединному массиву, или мик-

роконтиненту) внутри обрамляющих его палеозойских океанических бассейнов, позднее трансформированных в складчатые системы. Основными аргументами в пользу такой концепции являются:

- древний возраст (2150–1500 млн лет) и одинаковый характер тектонических деформаций метаморфических комплексов в основании КОТ, включая зеленокаменные комплексы Алазейского и Приколымского террейнов [42];

- пологая (брахиформная и коробчатая) складчатость, мелководные фации и отсутствие магматических проявлений в кембрийско-силурийских разрезах КОТ [42];

- унаследованный тип складчатости на протяжении длительного времени (от рифея до позднего мезозоя) в чехле Приколымского террейна [42];

- многочисленные перерывы в осадконакоплении, выраженные параллельными (стратиграфическими) несогласиями в разрезах от рифея до поздней юры, часто сопровождающиеся известково-щелочным (калиево-натриевым) вулканизмом [11, 14, 44];

- сходство палеозойских толщ геоантиклинальных поднятий (Омолонский выступ) и обрамляющих их складчатых зон (Олойская зона) [14].

Охарактеризованная концепция доминировала на ранних стадиях исследований Северо-Востока России (1970–1987), однако и в позднее время высказывались предположения о первичной принадлежности кратонных террейнов к Северо-Азиатскому кратону [39].

Вторая концепция [3, 17, 40, 44], получившая наибольшее развитие в период 1980–1990 гг. и сохранившая сторонников до настоящего времени [45], предполагает океаническое, или окраинноморское происхождение большей части структурных компонентов КОТ, согласно которой на территории последнего вплоть до позднего палеозоя существовал открытый океанический бассейн. Аргументами в защиту второй концепции являются:

- выходы раннепалеозойской (600–450 млн лет) субкристаллической океанической коры во внутренних (Алазейский выступ) и внешних (на границе Илин-Тасской и Иньяли-Дебинской зон) районах супертеррейна [3, 19, 41];

- параллельный сиалический (в геоантиклинальных поднятиях) и симатический (в рифтогенных структурах) магматизм [43, 45];

- островодужная и окраинноморская (рифтогенная) петрохимия ультрабазитов [3, 45];

- сопоставимость кремнисто-вулканогенных формаций Алазейского выступа и Олойской складчатой зоны с офиолитами Корьяско-Камчатской складчатой системы [32, 44];

- сопоставимость палеозойских и раннемезозойских тектонических обстановок Колымо-Омолонского супертеррейна с современными обстановками Охотского [3] и Филиппинского [45] морей.

Третья, современная и наиболее признанная, концепция [5, 23, 24, 33, 39] объясняет разнообразие структурных элементов КОТ исходя из представлений о коллаже террейнов различного происхождения (океанических, кратонных, островодужных, аккреционных, турбидитовых, шельфовых и др.), в разное время амальгамированных в современную структуру – Колымо-Омолонский супертеррейн. Основанием для этого являются:

- отчетливо выраженный аккреционно-надвиговый и сдвигово-раздвиговый стили палеозойских и мезозойских тектонических деформаций, сопровождающихся широким развитием олистостромовых толщ, тектонических покровов, аккреционных призм [2, 20, 22, 31, 39] и фрагментов океанической коры [19, 39];

- палеомагнитные и палеобиогеографические признаки горизонтальных перемещений КОТ [33] и его составных элементов [5, 24];

- тесная пространственная сопряженность фациально и тектонически неоднородных комплексов (дорифейские сиалические метаморфиты, рифейско-раннепалеозойские плитные комплексы; палеозойские карбонатные, флишоидные и турбидитовые толщи; океанические офиолиты; островодужные вулканогенные и кремнисто-вулканогенные образования) в пределах небольших по площади районов [39, 41].

Границы между охарактеризованными концепциями нечеткие и приверженцы разных гипотез нередко пользуются одними и теми же аргументами, либо с разными оттенками истолковывают одни и те же фактические геологические данные. Так, например, сторонники «океанической» гипотезы происхождения КОТ не отрицают возможность существования в архее и протерозое Колымо-Омолонского континентального литосферного сегмента, бывшего частью Северо-Азиатского кратона [39], подвергнутого в палеозое вторичной океанизации (деструкции), а ортодоксальные мобилисты – первичной принадлежности к кратону его отдельных компонентов (Приколымского и Омолонского террейнов), в разное время отторгнутых от него [39, с. 215]. В ряде работ [3, 41] сторонники океанической природы КОТ сближаются с позициями умеренных мобилистов.

Сложность геологического строения, неясность происхождения и эволюции, неопределенность современной тектонической позиции и глубинных границ Колымо-Омолонского супертеррейна, в со-

четании с труднодоступностью Северо-Восточного региона для целенаправленных и широкомасштабных полевых исследований, вынуждают искать новые источники информации о геологическом строении этого региона. Такой источник мы находим в гравиметрических наблюдениях, сеть которых несоизмеримо более представительна (кондиционна), по сравнению с редкими сейсмическими (ГСЗ) и магнитотеллурическими (МТЗ) данными.

Методика исследований

Глубинное строение Колымо-Омолонского супертеррейна характеризуется по результатам интерпретации гравитационных аномалий тремя методами.

Первый метод [6] представляет собой статистическое обобщение результатов множественной интерпретации зон градиентов аномалий Буге, соответствующих возмущающим источникам типа «вертикальный блок», или параллелипипед. С помощью палеток Ю.Я. Ващиловым определялись верхняя (Z_1), нижняя (Z_2) кромки блоков и его избыточная плотность (γ). Такая процедура без априорных данных не является однозначной, однако при статистическом обобщении результатов вычислений стало возможным увидеть главные черты блоковой делимости литосферы Северо-Востока России, особенности ее расслоения и поведения границ раздела [6, 46]. Обобщенные характеристики плотности в разных срезах земной коры содержат информацию о ее вещественной неоднородности [7].

Второй метод [28] в качестве элементарной плотностной неоднородности использует тип «компактного» источника, удовлетворяющего условию $Z_1 > 0,5D$, где Z_1 – глубина до поверхности источника, D – его горизонтальные размеры [28]. Как и в методе Ю.Я. Ващилова [6], во множественной постановке интерпретируются квазисимметричные аномалии Буге разных пространственных классов. Вычисления осуществляются по параллельным профилям, оптимально (вкрест преобладающему простиранию изоаномал) пересекающим гравитационные аномалии. Определяются амплитуда локальной гравитационной аномалии (V_{zm}) и глубина залегания центра плотностной неоднородности (Z_0). Результатом вычисления является цифровой массив: $Z_0, V_{zm}(x, y)$, который в дальнейшем используется для вычислений нормированной поверхностной плотности эквивалентных сфер (μ_z):

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

где $H_c = Z_0 - R$ – глубина поверхности «конденсации» массы объемного источника на поверхность эквивалентной сферы, км; R – радиус элементар-

ной сферы, км; K – гравитационная постоянная ($6,673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$).

Значения этого параметра зависят от величины аномальной плотности элементарной односвязной возмущающей массы и степени приближения ее центра тяжести к поверхности среза объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$. Каждое единичное определение μ_z -параметра является случайным, не имеет конкретного геологического смысла и является результатом сложения гравитационных эффектов множества источников.

Статистическая обработка результатов множественных вычислений μ_z -параметра позволяет выявлять наиболее резкие особенности пространственного размещения плотностных неоднородностей разной геологической природы без привлечения дополнительной (кроме аномалий Буге) геолого-геофизической информации. Для построения 3D-моделей $\mu_z(x, y, H_c)$ исследуемое геологическое пространство разбивается на серию сопряженных слоев, ограниченных поверхностями Z_1 и Z_2 , источники гравитационных аномалий внутри которых выметаются на поверхность эквивалентных сфер, касательных к поверхностям H_c (выполняется условие: $H_c > Z_1$). Более подробно физико-математическое обоснование и технология построения 3D-моделей $\mu_z(x, y, H_c)$ рассмотрены в работах [26–28, 30]. Сопоставление аномалий градиентов плотности (μ_z) с распределениями скорости сейсмических волн, электрических сопротивлений, тепловыми моделями и сейсмичностью тектоносферы Северо-Восточной Азии привело к выводу, что эта характеристика формализованного геологического пространства отображает реологические свойства тектонических сред [26–28].

Таким образом, предлагаемые вниманию читателей специализированные модели тектоносферы (рис. 4, 5) в формализованном виде отражают степень плотностной дифференциации тектонических сред по присутствию (или отсутствию) в них источников контрастных гравитационных аномалий. В микститовых, милонитизированных, вязких и текучих средах этот параметр имеет меньшее значение, а в жестких, дифференцированных по плотности, кристаллических – большее. На обширной территории Северо-Восточной Азии максимумам μ_z -параметра соответствуют глубоко метаморфизованные блоки и пластины древней континентальной коры и нижнего слоя литосферы, а минимумам – слои пониженной вязкости в подкоровом слое верхней мантии и астеносфере [26–29, 43].

Третий метод представляет собой стандартное двумерное плотностное моделирование по алгоритму Голиздры-Старостенко [35], выполненное

по двум разрезам, пересекающим Колымо-Омолонский супертеррейн. Структурной (геометрической) основой плотностных разрезов в этом методе интерпретации гравитационных аномалий являлись вертикальные разрезы $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели. Решалась прямая линейная задача – осуществлялся подбор плотности под геометрические формы плотностных неоднородностей. Индикаторами границ сред разной плотности являлись границы резких изменений значений и морфологии изолиний μ_z -параметра. На территории Северо-Восточной Азии плотностные модели обнаружили устойчивую связь плотности сред с их реологическими свойствами: высоким значениям этих параметров (μ_z и σ) соответствуют кристаллические блоки и пластины метаморфической коры и нижний слой литосферы, а низким и пониженным – вязкие среды в подкоровом слое и астеносфере [26, 28].

Гравитационные модели тектоносферы Северо-Восточной Азии

Наибольший вклад в изучение глубинного строения Северо-Восточного региона гравиметрическим методом внесен исследованиями Ю.Я. Ващилова [6–8, 10, 46 и др.], гравитационные модели которого исходят из представлений о блоково-слоистом строении земной коры и верхней мантии, широко распространенных в период разработки и реализации второй парадигмы теории интерпретации гравитационных аномалий [36]. В результате этих исследований для территории Северо-Восточной Азии составлены схемы рельефа подошвы сиалических кристаллических комплексов, земной коры [46] и литосферы [10], а также схемы-срезы латеральной плотностной неоднородности литосферы на глубинах: 10, 20, 30, 40 и 60 км [7, 8].

В этих моделях расчетные параметры слоев и блоков земной коры увязывались с плотностью вулканогенно-осадочных, интрузивных и метаморфических пород на поверхности и корреляционных связей плотности со скоростью сейсмических волн в редких разрезах ГСЗ, на основании чего глубинные распределения плотности интерпретировались в вещественно-породном (петрологическом) аспекте. Пространственные связи плотностных аномалий с приповерхностными тектоническими структурами, за редкими исключениями, прослежены только до глубины 10 км, при этом тектонические взаимоотношения составных элементов КОТ и его глубинная структура, как целого тектонического образования, не анализировались. Последнее объясняется тем, что Колымо-Омолонский супертеррейн и его составные элементы плохо проявлены в гравитационных аномалиях. Из четырех крупных террейнов кратонного типа только один – При-

колымский – сопровождается интенсивным (около 50 мгл) гравитационным максимумом с небольшим (30–40 км) горизонтальным смещением (рис. 2). Омолонский, Уяндинский и Тас-Хаяхтасский террейны далеко смещены, или развернуты, относительно близких к ним по размерам и форме гравитационных максимумов. Алазейский же выступ океанической коры коррелируется с локальным минимумом аномалий силы тяжести (?!). Судя по гравитационным аномалиям (рис. 2), последний не имеет глубинной структурной связи с Приколымским террейном и Олойской складчатой зоной, которая предполагалась рядом исследователей [40, 42]. Этот выступ вообще не имеет глубоких «корней» в земной коре, тем более – в верхней мантии и, по-видимому, представляет собой перемещенный фрагмент раннепалеозойской островодужной [39] структуры. Зона высоких градиентов силы тяжести северо-западного простираения интенсивностью более 50 мгл, маркирующая глубинный субвертикальный тектонический контакт, смещена на 150–200 км к северо-востоку от приповерхностной юго-западной границы КОТ (рис. 2), что соответствует геологическим признакам аллохтон-

ного залегания Иньяли-Дебинской зоны и надвигания ее на Верхояно-Колымскую складчатую систему [2, 22].

Чтобы яснее увидеть глубинные структурные особенности КОТ, мы трансформировали данные Ю.Я. Ващилова [7] в схемы изолиний плотности с помощью стандартной картографической программы (Surfer-8) крайгинг-методом (рис. 3а–в). В среднечетковом срезе (рис. 3а) с местоположением КОТ коррелируется концентрически зональная область повышенной плотности, на 150–200 км смещенная к северо-востоку относительно контуров супертеррейна. Взаимное расположение локальных максимумов внутри этой области типично для структур центрального типа, в частности – плюмов [30, 48], а наблюдаемое горизонтальное смещение приповерхностных контуров КОТ к юго-западу от глубинных контуров структуры соответствует геологическим данным [2, 20, 22, 23, 41] о надвигании Илинью-Тасской и Иньяли-Дебинской складчатонадвиговых зон на Верхояно-Колымскую систему и Олойско-Чукотской системы – на Колымо-Омолонский супертеррейн. Распределению плотности в этом срезе (рис. 3а) приблизительно соответству-

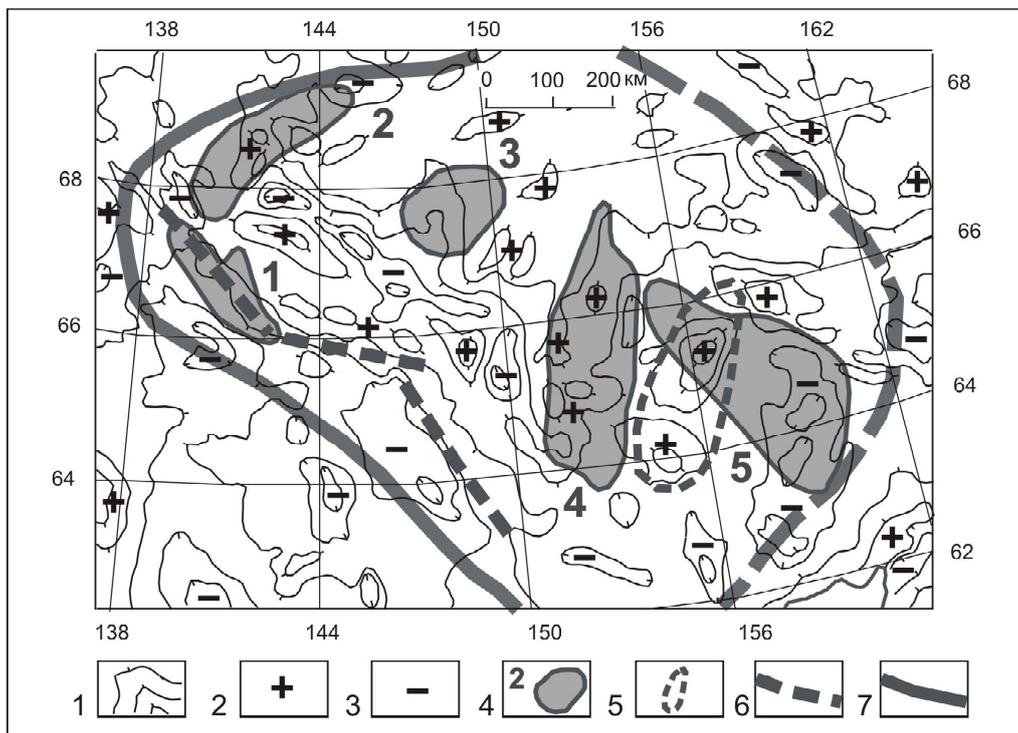


Рис. 2. Гравитационные аномалии и допалеозойские террейны Колымо-Омолонского супертеррейна

1 – изолинии равных значений аномального гравитационного поля; 2–3 – знаки локальных гравитационных возмущений (2 – положительных, 3 – отрицательных); 4 – крупнейшие допалеозойские террейны; 5 – домезозойское положение Омолонского террейна; 6 – глубинные разломы на юго-западной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна; 7 – граница Колымо-Омолонского супертеррейна [39]. Обозначения террейнов (цифры на схеме): 1 – Тас-Хаяхтасский, 2 – Уяндинский, 3 – Алазейский, 4 – Приколымский, 5 – Омолонский

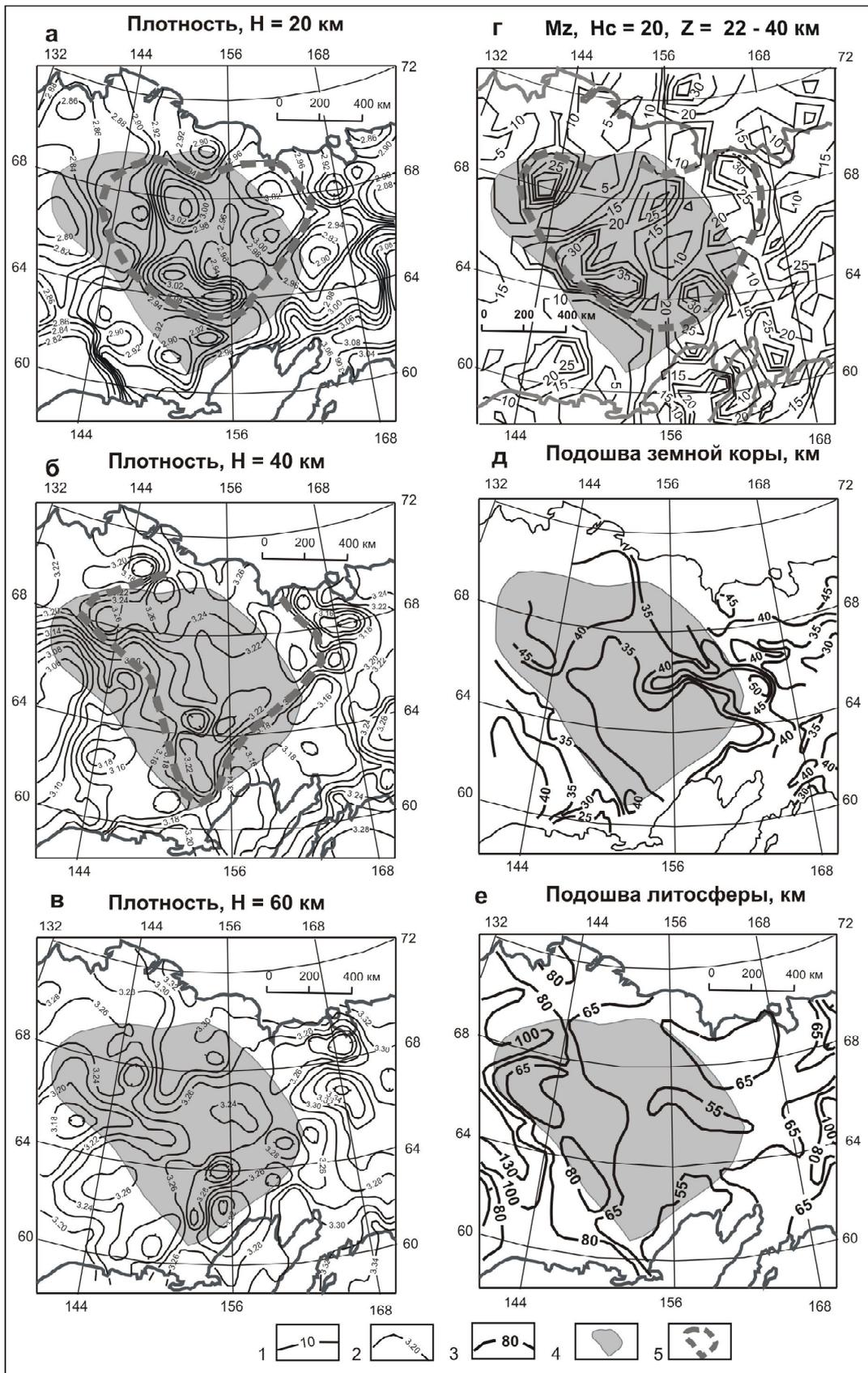


Рис. 3. Схемы плотностной неоднородности (а-г), мощности земной коры (д) и литосферы (е) Колымо-Омолонского супертеррейна

1 – изолинии объемной плотности ($\text{г}/\text{см}^3$) на схемах «а–в», отрисованные по данным [7]; 2 – изолинии нормированной сферической плотности μ_z ($10^{-2}/\text{кг}/\text{м}^2$) на схеме «г»; 3 – изопахиты мощности земной коры и литосферы [46], км; 4 – Колымо-Омолонский супертеррейн; 5 – контуры супертеррейна в глубинных срезах

ет распределение μ_z -параметра (рис. 3г), которое тоже характеризуется концентрическим размещением локальных максимумов относительно пониженных значений в центре КОП и северо-восточным смещением его глубинного контура относительно приповерхностного.

В нижнекоровом срезе (рис. 3б) КОТ с таким же смещением может быть вписан в максимум плотности, имеющий полигональные очертания. Близкий к нему вид имеет схема статистического рельефа подошвы коровых блоков (рис. 3д), в котором центральная часть КОТ характеризуется сокращением мощности земной коры до 32–35 км.

На глубине 60 км (рис. 3в) распределение плотности не коррелируется с границами Колымо-Омолонского супертеррейна. Здесь проявляются другие особенности, связанные с позднемезозойским и кайнозойским этапами геологической истории региона: наблюдаются максимум плотности под Колымской кайнозойской впадиной и относительный минимум – в Примагаданском звене Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Рассмотренные модели приводят к выводу, что в основании сложного ансамбля приповерхностных геологических структур – Колымо-Омолонского супертеррейна – существует зонально построенная, однако целостная, коровая (или корово-мантийная) тектоническая пластина, вертикальная мощность которой составляет менее 60 км. Ниже этой глубины, по расчетам предшественников (рис. 3е), залегает слой пониженной вязкости – верхний слой «полиастеносферы [10]», существование которого объясняет наблюдаемые горизонтальные смещения глубинных и приповерхностных контуров супертеррейна (рис. 2; 3а, б, г). Увеличение мощности надастеносферного слоя на северо-западной, юго-западной и северо-восточной границах КОТ согласуется с позднепалеозойской и мезозойской геодинамикой супертеррейна [20, 24], согласно которой на этих границах могло происходить коллизионное (аккреционное) утолщение земной коры и надастеносферной верхней мантии.

Рассмотренных моделей, однако, недостаточно для выяснения взаимоотношений КОТ с окружающими его литосферными плитами, определения объемных параметров астеносферы, уточнения геологической истории супертеррейна и связи его с современными геодинамическими процессами. Дополнительные данные о глубинном строении Колымо-Омолонского супертеррейна были получены в результате анализа пространственных распределений нормированной поверхностной плотности элементарных сфер (μ_z), эквивалентных плотностным неоднородностям компактного класса (рис. 4).

В разрезах тектоносферы Колымо-Омолонского супертеррейна до глубины 150 км от поверхности геоида (рис. 4г) максимумами μ_z -параметра отчетливо проявлены две жесткие тектонические пластины, нижняя из которых – наклонная – соответствует субдуцированной Северо-Американской плите, а верхняя представляет собой самостоятельный тектонический элемент – Колымо-Омолонскую буферную плиту (КОП) 2-го порядка, аналогичную Амурской и Охотоморской. В разрезе 1-1 Колымо-Омолонской плиты наблюдаются два жестких слоя: коровый (интервал глубин 20–40 км) и нижний литосферный (50–80 км), которые разделены тонким слоем пониженной вязкости (зоной низких значений μ_z -параметра). В разрезе 2-2 (рис. 4г) жесткость нижнего литосферного слоя КОП понижена, а коровый слой на юго-западном фланге этой плиты залегает на выступе астеносферного слоя. Вертикальные разрезы распределений градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий (рис. 4-г) подтверждают ранее высказанные предположения [10, 26, 28] о существовании нескольких (как минимум, двух) слоев пониженной вязкости в тектоносфере Северо-Восточной Азии. Наиболее широко распространены и коррелируемы в пространстве являются подкоровый («верхний астеносферный») и астеносферный («нижний астеносферный») по Ю.Я. Ващилову [10] вязкие слои. Первый слой ответственен за высокую подвижность коровой составляющей литосферных плит второго порядка, складчатость и магматические проявления внутри и на их границах, а второй – обеспечивает (и обеспечивал в прошлом) взаимодействие литосферных плит первого порядка (Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской).

Глубинные литосферные контуры КОП в плане можно проследить по распределению μ_z -параметра на глубине среза $H_c=85$ км (рис. 4а). От смежных литосферных сегментов Колымо-Омолонская плита отделена выступами астеносферного слоя и сопровождающими их резкими изменениями морфологических особенностей распределений градиентов плотности – признаками глубинных разломов – в разрезах (рис. 4г). У поверхности Земли тектоническую обособленность КОП подчеркивает периферическое расположение аккреционных и вулканических островодужных комплексов [33, 38, 40], близких к аналогичным комплексам Корьякии и Камчатки [1, 32, 45] на юго-западных, северо-восточных и южных границах этой плиты. В свете полученных данных (рис. 4а, в) вопрос о западной границе Северо-Американской плиты может быть решен в пользу предположения Л.М. Парфенова

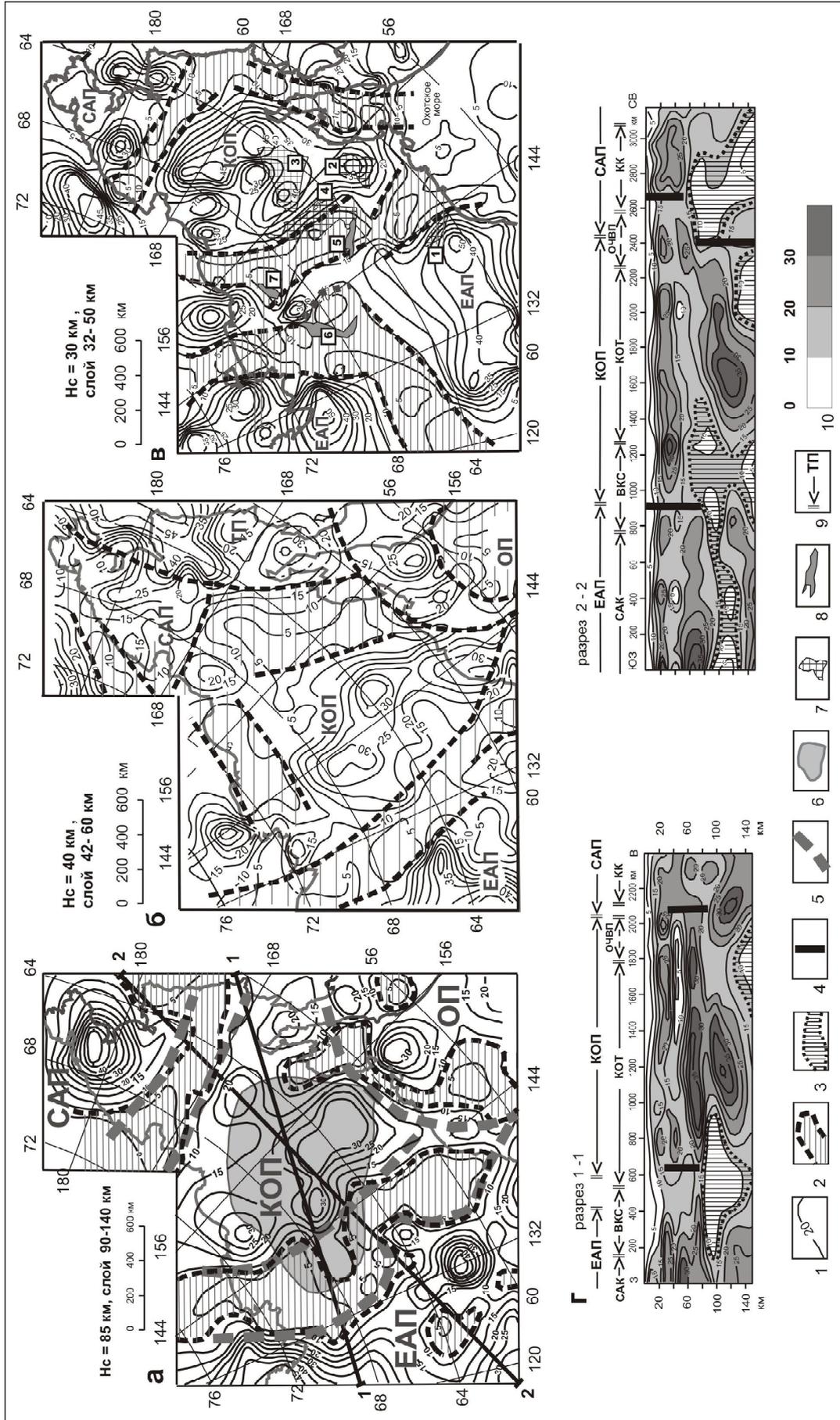


Рис. 4. Схемы распределений поверхностной плотности эквивалентных сфер в нижнем слое литосферы (а), подкорковой мантии (б) и нижнем слое земной коры (в) Северо-Восточной Азии с разрезами (г)

1 – изолинии сферической плотности ($10^2/\text{кг}/\text{м}^3$); 2, 3 – слои пониженной вязкости (2 – в плане, 3 – в разрезе); 4 – глубинные разломы; 5 – глубинные разломы; 6 – Кольмо-Омолонский супертеррейн; 7 – территории крапотно типа; 8 – островолужные супертеррейны; 9 – привязка тектонических структур к разрезам; 10 – шкала раскраски разрезов. Нс – глубина залегания поверхности, на которую конденсируются элементарные плотностные неоднородности слоя. Обозначения тектонических структур на рис. 1

[21], который проводил ее по офиолитам Южно-Анхойской зоны. На этой границе, вблизи меридиана 168°, наблюдаются отчетливые признаки расщепления северо-американской литосферы (разрез 2-2), очень похожие на расщепление тихоокеанской верхней мантии в разрезах тектоносферы Охотского моря [28, рис. 15]. Западной границей КОП является восточный край линейного астеносферного выступа, проходящей вдоль 144 меридиана, а южной границей – дугообразный выступ охотоморской астеносферы, повторяющий современную границу континента.

В подкоровом срезе верхней мантии (рис. 4б) западная и юго-западная границы КОП смещены, соответственно, к западу и юго-западу от нижнелитосферного контура почти на 400 км, а ее коровые границы с Северо-Американской и Охотоморской плитами повторяют нижне-литосферные границы. Такая особенность подчеркивает доминировавший в позднем палеозое и раннем мезозое юго-западный вектор тектонических напряжений [2], в результате которого Колымо-Омолонский коровомантийный сегмент был расщеплен и чешуйчато перемещен на юго-запад [24], возможно, синхронно с Северо-Американской плитой. Во фронте такого перемещения на юго-западных границах супертеррейна у поверхности Земли сконцентрировались аккреционные и островодужные террейны, «склеенные» поясами меловых гранитоидов [39], а нижнекорковый жесткий кристаллический слой был инъецирован в складчатые структуры ВКС (разрез 2-2, рис. 4г). Глубинные юго-западные границы КОП (при рассмотрении сверху вниз) веерообразно развернуты относительно приповерхностных контуров Колымо-Омолонского супертеррейна (сравните рис. 1б, 4а, б) по часовой стрелке, возможно – при участии мезозойских гранитоидных магм в среднем слое земной коры (меловой батолитовый пояс на юго-западных границах КОТ) и двух слоев пониженной вязкости: подкоровому и астеносферному. Послойный характер горизонтальных перемещений юго-восточных флангов КОТ принципиально согласуется с характером сдвиговых дислокаций на позднемеловой трансформной северо-восточной окраине Азии, в процессе которых происходили северо-восточные горизонтальные перемещения тектонических масс, прилегающих к континенту [43, 48]. Признаки мезозойского вращения кратонных террейнов (Омолонского и Приколымского) против часовой стрелки и горизонтальных северных перемещений тектонических масс Омолонского террейна и расположенной южнее Сугойской зоны выявлены ранее по данным кинематического анализа складчато-

разрывных структур и палеомагнитных исследований [5]. Отметим, что палеомагнитной модели вращения Омолонского террейна [5] точно соответствует характер гравитационных аномалий (рис. 5), на основании которого можно предположить, что первоначально (вплоть до среднего палеозоя) Приколымский и Омолонский террейны составляли одно целое, а, начиная со среднего девона (возраст субаэральных вулканитов кедонской серии [39]) или позднее, Омолонский террейн был отделен от Приколымского раздвигом северо-восточного (близкого к субмеридиональному) простирания, а его южный фланг – «сорван» и по дуге 45° перемещен относительно своего глубинного корово-мантийного основания. Вероятно поэтому Омолонский террейн отличается от Приколымского широким проявлением липарит-дацитового калиево-натриевого верхнекорового вулканизма [39, 41]. По ориентировочным расчетам, глубина залегания detachment (плоскости срыва) не превышает 15 км. Значительное смещение датировок возраста кедонских вулканитов (380 млн лет) и времени вращения Омолонского террейна по палеомагнитным данным (160 млн лет) может быть признаком длительного (около 200 млн лет) существования подкорового (или среднекорового) вязкого слоя в этом районе КОП, однако вопрос этот нуждается в дальнейшем исследовании.

Подкоровые структуры юго-восточного фланга КОП, вместе с аналогичными комплексами Северо-Американской плиты, в позднем мезозое были «срезаны» трансрегиональным трансформным сдвигом, проходящим субпараллельно границе Тихоокеанской плиты и перекрыты пластинами океанической коры, которая фрагментарно диагностируется в складчато-надвиговых комплексах Корякской системы (рис. 4б). Однако на южном фланге КОП корово-мантийные максимумы μ_z -параметра с небольшим горизонтальным смещением и поворотом осей аномалий продолжают из районов северо-западного Приохотья в акваторию Охотского моря (рис. 4б), что может быть обусловлено поддвижением северного фланга Охотоморской плиты под Колымо-Омолонскую [28, рис. 34]. Признаки продолжения континентальных структур в акваторию Охотского моря на этом участке континентальной окраины можно увидеть и непосредственно в гравитационных и магнитных аномалиях [9].

Иной характер глубинных взаимоотношений наблюдается южнее, на границе Охотоморской плиты с Евразийской [28, 29], где предполагается надвигание жесткой и тонкой (мощностью 35–40 км) пластины океанического происхождения на астеносферу Охотского моря и далее – на прогибаю-

щуюся Евразийскую плиту (ЕАП). В прибрежно-материковых районах произошло выгибание этой пластины (снизу вверх), сопровождавшееся локальным поддвижением ее края под континентальную кору [28] и образованием крупных аккреционных призм. В раннемеловое время на западной окраине Охотоморской плиты поддвижение сменилось (или сопровождалось) трансформным сдвигом [43, 47]. Различный характер сочленения Охотоморской плиты с ЕАП и КОП является следствием резких различий глубинного строения (в первую очередь – мощности) плит и тектонической обособленности ЕАП и КОП на протяжении длительного времени: палеозоя и большей части мезозоя.

Представление о характере коллизий коровых сегментов на северо-восточной окраине Азии дает срез 3D-модели на глубине 30 км (рис. 4в). В этом срезе с максимумами μ_z -параметра совпадают наибольшие по толщине жесткие блоки земной коры Северо-Американской, Евразийской и Колымо-Омолонской плит. В пределах последней в области обширного μ_z -максимума располагаются Омолонский и Приколымский кратонные массивы. К этому же типу, очевидно, можно отнести и Балыгычанский массив, сложенный складчатыми комплексами «верхоянского» типа [41]. Таким образом, этот срез μ_z -модели подтверждает доминирующую точку зрения о континентальной (микроконтинент либо перемещенная часть кратона) природе Колымо-Омолонского супертеррейна. Вместе с тем в этом срезе ясно проявлено смещение масси-

вов кратонного типа к западу от нижнекорового μ_z -максимума, что соответствует доминирующему вектору мезозойского тектонического стресса [2, 20, 24, 31]. Более мелкие палеозойские террейны (Омулевский, Уяндинский, Улахан-Тасский и др.) во фронте чешуйчатого перемещения тектонических комплексов КОП (о чем свидетельствуют многочисленные надвиги и тектонические покровы в этом районе) располагаются еще дальше (западнее) за пределами μ_z -максимума и, по этому признаку, не имеют глубоких «корней». Большая часть из них, по-видимому, представляет собой перемещенные фрагменты островных и вулканических дуг.

Западный и южный фланги Колымо-Омолонской плиты сейсмически активны в полосе шириной 500–600 км, а неглубокое залегание эпицентров землетрясений (15–35, реже до 55 км [39]) позволяет уверенно коррелировать проявления сейсмичности с западным флангом тонкой (мощностью 25–35 км) жесткой нижнекоровой пластины, залегающей на выступе астеносферного слоя (разрезы 1-1 и 2-2, рис. 4). В нижнекоровом-подкоровом срезе (на глубине 40 км) сейсмически активная зона – пояс Черского [39] – совпадает с зоной высоких значений μ_z -параметра, простирающейся за пределы материка в акватории Охотского и Лаптевых морей. В Охотском море эта зона смыкается с Сахалинской зоной корово-мантийной сейсмичности, а в Северном Ледовитом океане – коррелируется с сейсмогенным поясом срединно-океанического хребта Гаккеля [15, 39]. Такая корреляция

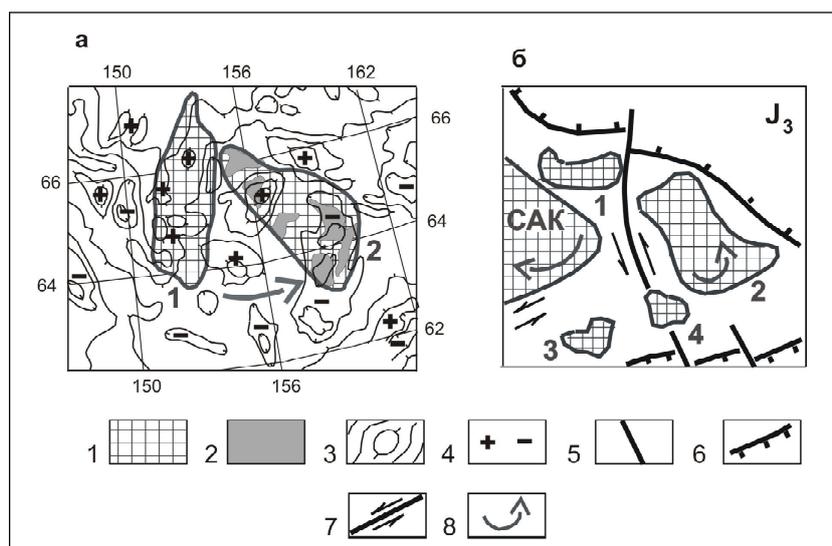


Рис. 5. Гравитационная (а) и палеомагнитная (б) [5] модели вращения Омолонского террейна

1 – допалеозойские массивы кратонного типа; 2 – субархальные вулканиды кедонской серии (D_2); 3 – изолинии равных значений гравитационных аномалий; 4 – знаки локальных гравитационных возмущений; 5–7 – разломы, в том числе надвиги (6) и сдвиги (7); 8 – направление вращений кратонных массивов. Обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон; террейны кратонного типа: (цифры на схемах): 1 – Приколымский, 2 – Омолонский, 3 – Былыгычанский, 4 – Хетачанский

указывает на наложенный характер сейсмического пояса Черского, пространственная связь которого с глубинными границами разновозрастных литосферных плит весьма опосредована. Кинематический анализ разрывных структур и расчеты векторов сеймотектонических напряжений [39, рис. 1.16] в сочетании с приближением астеносферы до глубины 60 км (разрез 2-2, рис. 4в) свидетельствуют о том, что западной глубинной границей КОП является зона новейшего континентального спрединга.

Формализованные гравитационные модели Колымо-Омолонской плиты (рис. 4) увязаны с геологическим строением приповерхностных комплексов решениями прямой линейной итерационной задачи гравитационного потенциала. Структурной

основой рассматриваемых ниже глубинных разрезов (рис. 6) являются границы зон и областей с разным уровнем, или характером распределений градиентов плотности (рис. 4г), а вещественная характеристика (плотность) составных элементов глубинных разрезов вычислялась с учетом приповерхностных петрофизических данных и карт-срезов плотности тектоносферы в моделях Ю.Я. Ващилова (рис. 3а, в). В связи с редкой сетью расчетных данных (50×12,5 км) плотностные модели (рис. 6), представляющие собой стандартный плотностной аналог рассмотренных выше формализованных распределений μ_z -параметра (рис. 4г), не претендуют на однозначную и исчерпывающую характеристику тектонических сред, особенно в верхней (до глубины 15 км) части разрезов, одна-

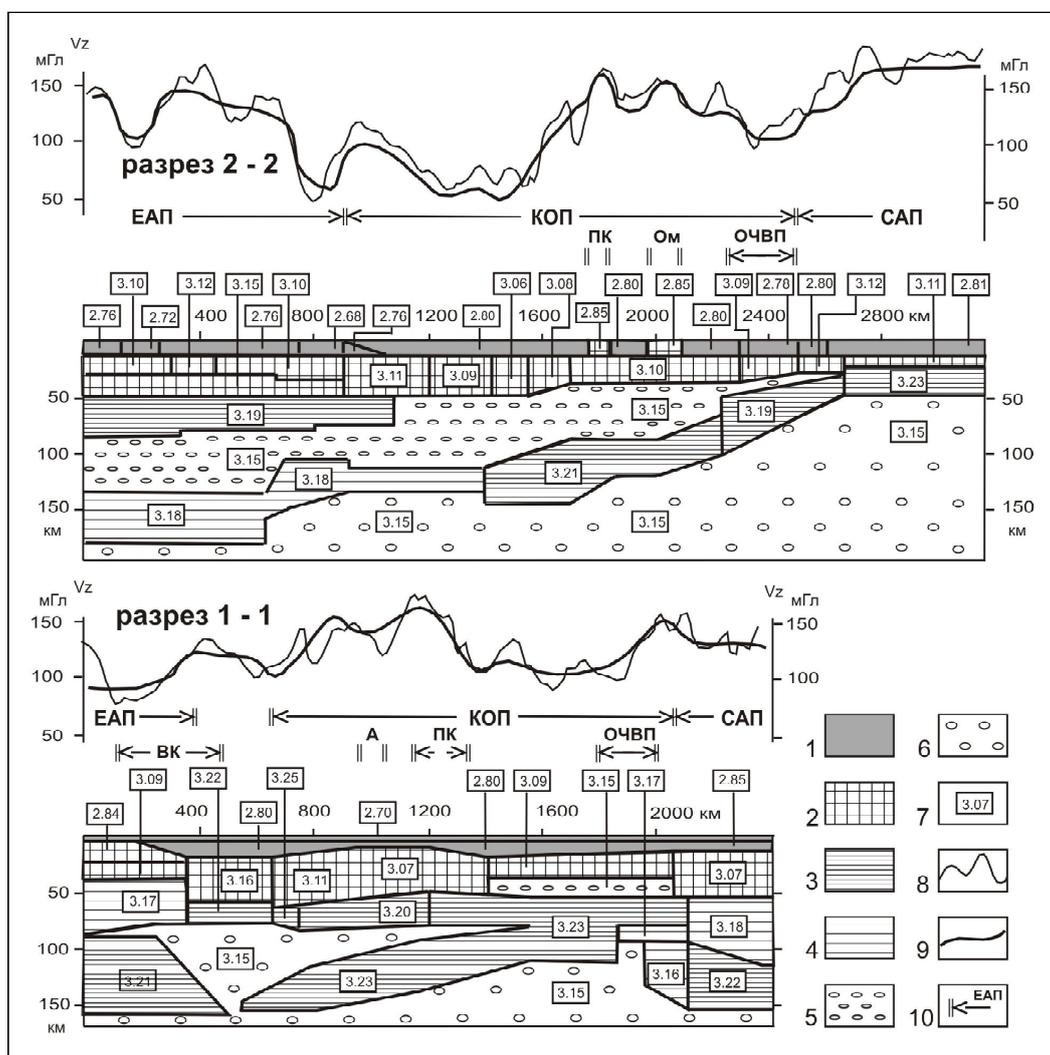


Рис. 6. Плотностные модели тектоносферы Северо-Восточной Азии в разрезах 1-1 и 2-2

1 – вулканогенно-осадочный слой смешанного состава; 2 – кристаллическая земная кора; 3–4 – пластины и блоки верхней мантии (3 – более жесткие, 4 – менее жесткие); 5 – подкоровый вязкий слой; 6 – астеносфера; 7 – расчетная плотность сред, г/см³; 8, 9 – графики аномалий силы тяжести (8 – наблюдаемые, 9 – расчетные); 10 – границы тектонических структур над разрезами. Наименования структур 3-го порядка: кратонные террейны: ПК – Приколымский, Ом – Омолонский; А – Алазейский выступ океанической коры. Другие обозначения на рис. 1

ко они позволяют понять и проследить главнейшие особенности глубинного строения тектоносферы Северо-Восточной Азии в традиционной форме их отображений. Поскольку большая часть границ тектонических сред при решении прямой задачи была априорно закреплена по распределениям градиентов μ_z (рис. 4г), вычисленные значения их плотности (рис. 6) являются источником дополнительной геологической информации.

В качестве точек отсчета (реперов) при вычислении плотности блоков и пластин тектоносферы приняты значения: $3,15 \text{ г/см}^3$ – для вязкой (астеносферной) верхней мантии и $2,80 \text{ г/см}^3$ – для приповерхностного, толщиной 15 км, слоя земной коры. Условная плотностная граница между кристаллической континентальной корой и вышележащими тектоническими массами смешанного происхождения на глубинах 15–20 км не является реальной геологической границей, поскольку детальное моделирование верхнекоровых структур невозможно при таком масштабе исследований (шаг регистрации поля составляет 12,5 км). Эта граница означает лишь то, что в интервале глубин 0–40 км увеличение плотности с глубиной составляет в среднем $0,35 \text{ г/см}^3$, что соответствует расчетам Ю.Я. Ващилова [7]. В этом диапазоне глубин похожим образом увеличивается и градиент плотности эквивалентных сферических источников ($10 \times 10^{-2} \text{ кг/м}^2/\text{км} \times 40 \text{ км} = 0,40 \text{ г/см}^2$). В результате моделирования с этими исходными условиями вычисленные значения плотности нижнего слоя земной коры ($3,07\text{--}3,13 \text{ г/см}^3$) в приводимых разрезах (рис. 6) оказались близкими к значениям плотности в моделях Ю.Я. Ващилова (рис. 3а, б).

Плотностные модели (рис. 6) подтверждают главнейшие особенности глубинного строения тектоносферы Северо-Восточной Азии, выявленные при анализе распределений μ_z -параметра:

1. Понижение региональной составляющей аномального гравитационного поля с северо-востока на юго-запад соответствует погружению (субдукции) Северо-Американской плиты под Колымо-Омолонскую.

2. Повышение уровня аномального гравитационного поля в направлении от Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы к Северо-Азиатскому кратону обусловлено увеличением мощности и плотности нижнего слоя внутриконтинентальной литосферы.

3. Границы Колымо-Омолонской плиты выражены субвертикальными плотностными контактами в нижнем слое земной коры и в верхней мантии (перепады плотности составляют $0,04\text{--}0,08 \text{ г/см}^3$) и поднятиями вязкого слоя верхней мантии.

4. Наблюдаются черты сходства плотностных разрезов Евразийской и Северо-Американской плит (разрез 1-1) и резкое отличие от них разрезов КОП.

5. В северо-восточной части разреза 1-1 отсутствуют ясные признаки субдукции Тихоокеанской плиты под Колымо-Омолонскую, что подтверждает предположение о сдвиговом (трансформном) характере границы между этими плитами [43].

В свете полученных данных вулканогенно-кремнисто-терригенные комплексы Корякской складчато-надвиговой системы, содержащие значительное число включений океанической коры [32, 41] и относимые по этому признаку к Тихоокеанской плите [39], представляются надвинутыми на домеловое кристаллическое, или складчатое основание Северо-Американской (на северо-востоке) и Колымо-Омолонской (на юго-западе) плит. Эта особенность хорошо просматривается при сравнении карт-срезов μ_z -параметра подкорового и нижнего литосферного слоев прибрежно-материковой окраины. В близостеносферном срезе преобладают субмеридиональные ориентировки изолиний и осей группирования аномалий μ_z -параметра (рис. 4а), а в переходном слое «кора-мантия» – северо-восточные (рис. 4б), при этом особенно четко признаки «надвигания» нижнекоровых плотностных неоднородностей на структуры нижнего слоя литосферы и астеносферу проявлены в зоне Корякской системы надвиговых дислокаций и в Анадырском заливе. Наблюдаемые здесь шарьяжи встречного направления (от континента к океану) в приповерхностном слое земной коры [40] могут быть результатом гравитационного сползания аккрецируемых к континенту океанических комплексов, либо – отражением новейших (палеоцен-миоценовых) рифтогенных процессов в Охотско-Анадырской раздвиговой зоне [28, 29]. Встречные горизонтальные перемещения верхне- и нижнекоровых тектонических масс являются характерной особенностью прибрежно-материковых районов Северо-Восточной Азии, в частности Камчатки и Сихотэ-Алиня [28].

Распределения плотности в нижнем слое земной коры и в верхней мантии (рис. 6) обнаруживают ряд новых особенностей глубинного строения рассматриваемого региона, плохо или совсем не проявленных в распределениях μ_z -параметра. В частности, на восточном фланге КОП наблюдается аккреционное утолщение (разрез 1-1) кристаллического слоя земной коры, что согласуется с признаками коллизии литосферных плит [22, 31, 41]. В разрезе 1-1 отчетливо проявлено надвигание Верхояно-Колымской системы на кристаллическое основание Северо-Азиатского кратона, амплитуда

которого составляет не менее 150 км, а инверсный характер рельефа подошвы приповерхностных осадочных толщ и подошвы литосферы в области глубинного контакта ЕАП и КОП, в сочетании с относительным уплотнением коры и нижнего слоя литосферы (разрез 1-1), типичен для раздвиговых (рифтогенных) и плюмовых структур.

Обсуждение и выводы

Рассмотренные модели существенно дополняют и корректируют представления о глубинном строении и тектонической природе Колымо-Омолонского супертеррейна. Эти модели не претендуют на геологическую однозначность построений, однако – будучи основанными на инаприорных формализованных расчетных процедурах в классе обратных задач гравитационного потенциала, обладающих внутренней (процедурной) единственностью решений – они являются объективным и однозначно воспроизводимым источником информации. В совокупности с известными геолого-геофизическими данными, формализованные гравитационные модели убеждают в существовании на территории Северо-Восточной Азии обособленного литосферного сегмента – Колымо-Омолонской плиты 2-го порядка, занимающей промежуточное (буферное) положение между Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской литосферными плитами 1-го порядка. На поверхности Земли отчетливые признаки гетерогенности КОП проявлены в окраске конодонтов в среднепалеозойских (О-С₁) карбонатно-терригенных отложениях, резко отличающихся по цвету (индекс окраски 4–6) от конодонтов восточной окраины кратона (1–1,5), что является признаком разных условий катагенеза этих пород [38]. По этому признаку можно предположить, что еще до вовлечения в региональный метаморфизм палеозойские карбонатно-терригенные комплексы КОТ были подвергнуты высокой тепловой проработке и тектоническому стрессу. Эти условия отсутствовали при формировании нижних ярусов чехла кратона.

По-видимому, по той же причине Колымо-Омолонская плита отличается от окружающих складчато-надвиговых систем резким увеличением плотности (рис. 3а, б) и нормированной сферической плотности (рис. 3г, 4в) среднего и нижнего слоев земной коры и повышенными значениями μ_z -параметра в литосферной мантии (рис. 4а). Как и другие плиты 2-го порядка (палеозойская Амурская и кайнозойская Охотоморская), Колымо-Омолонская плита характеризуется уменьшенной (по сравнению с континентальными плитами 1-го порядка) мощностью земной коры (рис. 3д) и литосферы (рис. 3е, 4г). В разрезах тектоносферы срав-

ниваемых плит (табл. 1) наблюдаются отчетливые черты сходства реологической расслоенности и вертикальной мощности составляющих ее слоев.

Так же как Амурская и Охотоморская, Колымо-Омолонская плита характеризуется признаками окраинноморского происхождения [3, 40, 44, 45]. На территории Амурской плиты открытый океанический (Монголо-Охотский) бассейн существовал начиная от рифея до позднего палеозоя [13, 25], а на территории Колымо-Омолонской плиты (Южно-Ануйский бассейн) – вплоть до позднеюрского времени [39]. Современная Охотоморская плита в позднем мелу и кайнозое была подвергнута сменяющимся во времени активным коллизионным, рифтогенным и вулканическим процессам [37], не прекратившимся до настоящего времени. В свете рассмотренных (рис. 3–4, 6) и ранее полученных [28, 29] моделей представляется возможным предположить одинаковый геодинамический сценарий образования и эволюции буферных плит 2-го порядка: Колымо-Омолонской палеозойско-раннемезозойской и Охотоморской позднемезозойско-кайнозойской.

Современная окраинноморская Охотоморская плита, представляющая собой тонкую (мощностью 35–40 км) отщепленную корово-мантийную пластину Тихоокеанской плиты 1-го порядка [28, 29], сначала была надвинута на прогибающуюся Евразийскую плиту (или придвинута к ней [4]), а затем ее западный край начал скользить вдоль ее границы с Евразийской [43]. В настоящее время восточный фланг Охотоморской плиты продолжает испытывать давление Тихоокеанской плиты, нижняя жесткая сейсмогенная пластина которой субдуцирована под астеносферу Охотского моря на расстояние 500–600 км [28, рис. 15]. В палеоценмиоцене на флангах Охотоморской плиты проявились интенсивные постколлизионные рифтогенные процессы [37], сконцентрированные в двух зонах северо-восточного простирания. Западная – Северо-Охотская – зона унаследовала внутриконтинентальную рифтовую систему Танлу, став ее северным продолжением, а восточная – обособила от континента Корякско-Камчатскую складчато-надвиговую систему [29].

Вышеописанные тектонические процессы в близкой последовательности проявились внутри и на окраинах Колымо-Омолонской палеозойско-раннемезозойской плиты. Здесь, как и в Охотоморском регионе, в начальный этап коллизии плит 1-го порядка (САП и ЕАП), вдоль меридиана 168° произошло расщепление северо-американской литосферы на две крупные пластины, нижняя из которых субдуцировала под палеоазиатскую окраину, а

верхняя (корово-мантийная) – была надвинута на нее. Верхняя пластина впоследствии трансформировалась в самостоятельную Колымо-Омолонскую плиту 2-го порядка, развивавшуюся по окраинноморскому типу. Существование вязкого слоя между этими пластинами, частично сохранившегося до настоящего времени (рис. 4в), обеспечивало компенсационную (по отношению к продвижению нижней, субдуцирующей, пластины) аккрецию формирующихся карбонатно-терригенных, турбидитовых и флишоидных комплексов Южно-Ануйского моря, образование палеостровных дуг (коровых структур сжатия) и горизонтальные перемещения более жестких дорифейских сиалических массивов (террейнов), оторванных от Северо-Американской плиты, либо существовавших в форме изолированных (экзотических) древних микроконтинентов (Приколымский, Омолонский и др.).

Процесс направленного (с северо-востока на юго-запад) циклического сжатия [2] периодически сменялся обстановками разнонаправленного растяжения Колымо-Омолонской плиты. Наиболее древней структурой растяжения, вероятно, была ранне-среднепалеозойская Алазейско-Олойская рифтовая зона [40], в настоящее время полностью закрытая, о чем свидетельствует характер гравитационных аномалий, под прямыми углами пересекающих эту зону (рис. 2). Более поздние и сохранившиеся до настоящего времени структуры растяжения, проникающие в астеносферу (рис. 4а, г), приурочены к северо-восточной, юго-западной и южной границам КОП. В новейший период геологической истории (олигоцен-плейстоцен) на юго-западной окраине Колымо-Омолонской плиты развиваются сдвиговые процессы [39, рис. 1.16], напоминающие сдвиговый характер сочленения Охотоморской плиты с ЕАП и КОП. Эти процессы сопровождаются коровыми землетрясениями и коррелируются с трансформными поясами сейсмичности срединноокеанического хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане и Сахалинским – в Охотском море.

Амурская плита не изучена нами в полном объеме [26–28], однако есть основания полагать, что эволюция ее северного фланга развивалась по тому же сценарию. Активные коллизионные процессы на границе Амурской плиты с Северо-Азиатским кратоном произошли в позднем палеозое и первой половине мезозоя [13, 25, 34], когда поддвижение нижнего слоя океанической, или «окраинноморской» литосферы в основании Амурской плиты под Северо-Азиатский кратон сопровождалось у поверхности Земли шарьированием складчато-надвиговых комплексов Байкало-Витимского и Амурско-

го супертеррейнов на Становую систему, а Становой системы – на Алданский щит [13]. Горизонтальные перемещения приповерхностных тектонических масс обеспечивались гранитоидными магмами, впоследствии кристаллизовавшимися в Ангаро-Витимском (иногда его называют Баргузинским) позднепалеозойском и Становом юрско-раннемеловом гранитных поясах, и двумя слоями повышенной вязкости: подкоровым и астеносферным [27, 28]. По-видимому, таким же образом в меловое время происходило надвигание Колымо-Омолонской плиты (и расположенного на ее фланге Иньяли-Дебинского террейна) на Верхояно-Колымскую систему с использованием вязких (или расплавленных) магм, кристаллизовавшихся позднее в главном гранитоидном поясе ВКС [39]. Установлены признаки скольжения («косой субдукции») Амурского супертеррейна (литосферной плиты 2-го порядка) вдоль Северо-Азиатского кратона с юго-запада на северо-восток [25, 34]. А в позднем мезозое и кайнозое здесь активизировались рифтогенные и сдвиговые процессы в зоне Монголо-Охотского структурного шва и Байкало-Становой (Южно-Якутской) цепи межгорных впадин, сопровождающиеся землетрясениями [39].

Таким образом, на восточных окраинах Азии обнаруживается единообразный и повторяющийся во времени характер взаимодействия литосферных плит: субдукция примыкающих плит 1-го порядка под Евразийский континент → образование буферных окраинноморских плит 2-го порядка, демпфирующих циклично направленные коллизионные процессы сжатия-растяжения → сдвиговые перемещения разнопорядковых плит по новообразованным трансформным границам.

Статья подготовлена при поддержке Гранта ДВО РАН 15-И-2-004 по программе фундаментальных исследований ДВО РАН «ДАЛЬНИЙ ВОСТОК».

ЛИТЕРАТУРА:

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-Жиншин В.А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. 1981. № 2. С. 81–98.
3. Богданов Н.А., Тильман С.М. Синтез тектоники Северо-Востока СССР с позиции актуализма // Тихоокеанская геология. 1990. № 1. С. 20–30.
4. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
5. Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-

- меловой истории Омолонского массива // Геотектоника. 1997. № 2. С. 13–27.
6. Ващилов Ю.Я. Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
 7. Ващилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 5–19.
 8. Ващилов Ю.Я. Гравиметрическая томография – новое направление изучения твердой оболочки Земли // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 532–536.
 9. Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Зимникова Т.П., Лучинина А.В., Любомудров В.В., Постникова В.В., Сахно О.В. Продолжение линейных структурных элементов береговой рамы в Северо-Охотской акватории // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-западной Тихоокеанской плиты. Т. 1. Южно-Сахалинск, 2002. С. 26–27.
 10. Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Максимов А.Е., Любомудров В.В., Лучинина А.В., Постникова В.В. Полиастеносфера Северо-Востока России – методы изучения, структура, кинематика, динамика // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 135–142.
 11. Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Милановский Е.Е., Мокшанцев К.Б., Славин В.И., Хаин В.Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных // Геотектоника. 1977. № 4. С. 32–45.
 12. Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.С., Булгакова М.Д. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука. 1981. 359 с.
 13. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
 14. Драновский Я.А., Гольбрайх И.Г. К проблеме Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 46–56.
 15. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника и кайнозойская геодинамика арктического сектора границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 2. Иркутск: СО РАН, 2005. С. 39–81.
 16. Мигурский А.В., Мигурский Ф.А., Соболев П.Н. Элементы инденторного строения земной коры Северо-Востока России в районе опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан – пос. Омолон) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1. М.: Геос. 2005. С. 433–437.
 17. Натапов Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С., Сурмилова Е.П. и др. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 18–31.
 18. Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Позиция и прихода Охотского массива // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 49–53.
 19. Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф. и др. Пояс офиолитов хребта Черского // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 6. С. 3–20.
 20. Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (северо-восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–69.
 21. Парфенов Л.М. Схема тектоники советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 3–25.
 22. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шашкин М.М. Среднепозднеюрские тектонические покровы Тас-Хаяхтаской зоны (горная система Черского) // Геотектоника. 1989. № 1. С. 130–134.
 23. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 24. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 13, № 6. С. 32–43.
 25. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Темуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
 26. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора–мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
 27. Петрищевский А.М. Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // Доклады РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 248–255.
 28. 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.
29. Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона. Ученые записки Сахалинского государственного университета. Сборник научных статей. Вып. 4. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С. 10–20.
 30. Петрищевский А.М., Ханчук А.И. Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 3. С. 116–119.
 31. Прокопьев А.В., Оксман В.С. Тектонические покровы Восточной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 8. С. 20–24.
 32. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1992. 182 с.
 33. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексюткин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
 34. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–36.
 35. Справочник геофизика. Гравиразведка. М.: Недра, 1990. 607 с.
 36. Страхов В.Н. О задачах, решаемых в рамках второй парадигмы в теории гравитационных и магнитных аномалий // Известия АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 3. С. 56–67.
 37. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: РАН. Национальный геофизический комитет. 1996. 337 с.
 38. Тарабукин В.П. Особенности катагенетической зональности палеозойских карбонатных отложений Северо-Востока России по цвету конодонтов // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Материалы конференции, посвященной памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск: ДВО РАН. 2007. С. 337–340.
 39. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпереводика», 2001. 571 с.
 40. Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1977. № 4. С. 6–17.
 41. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Масштаб 1:2 000 000. М.: ГУГК. 1992.
 42. Третьяков Ф.Ф. Эволюция тектонических структур Колымского массива. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1987. 140 с.
 43. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1635–1645.
 44. Чехов А.Д. Об «окраинноморской» тектонической природе дорифейского субстрата мезозойского северо-востока СССР // ДАН СССР. 1986. Т. 289, № 5. С. 1209–1214.
 45. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Научный Мир. 2000. 204 с.
 46. Шилов Н.А., Ващилов Ю.Я., Мигович И.М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1979. № 2. С. 12–28.
 47. Churkin M. Western boundary of the North American plate in Asia // Bull. Geol. Soc. Amer., 1973. Vol. 83, N 4. P. 1027–1036.
 48. Khanchuk A. I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // Earth Science (Chikyu Kagaku). 2001. Vol. 55, N 5. P. 275–291.

As a result of the formalized interpreting of gravity anomalies of the Northeastern Asia it has been determined 3D-parameters of the lithosphere plates and dividing them asthenosphere lenses. The second rank buffer Kolima-Omolon plate (KOP) represents an exclusive and complete tectonic structure formed at splitting of the Northern American lithosphere to crust-mantle and lower lithosphere rigid plates in process of the Later Paleozoic - Early Mesozoic subduction of the Northern American plate under the Eurasian paleocontinent, and later developing according to the marginal sea-type structure. It has been detected the features of similarity in structure and evolution between the Kolima-Omolon plate and the Amur and Sea-of-Okhotsk plates, as well as sharp differences of its deep structure from the Eurasian and other American plates. The KOP western and southwestern flanks are thrust into folded complexes of the Verkhoyano-Kolyma system for the distance of no less than 200 km and they are turned fan-shaped in counter-clockwise direction with regard to deep contours of the KOP. The KOP southern and southeastern flanks are characterized by shifting (transforming) connection with the Sea-of-Okhotsk and Pacific plates, and the eastern flank is rigidly united with the Northern American plate.

Key words: tectonics, lithospheric plates, asthenosphere, gravity models, North-East Asia.