

СТРУКТУРНЫЕ КЛИНЬЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ (ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ)

А. М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Анализируются сейсмические и гравитационные модели земной коры окраинно-материковых районов (Сихотэ-Алинь, Камчатка, Курилы), особенностью которых являются структурные клинья, внедрившиеся под эпоконтинентальные геологические структуры на границе расслоения “кора – мантия”. Скорость сейсмических волн и плотность в клиноформных пластинах в нижней части коры убывают, а те же параметры в верхнекоровом слое увеличиваются в направлении от океана к континенту. Геометрические и вещественные характеристики структурных клиньев в нижней части коры сочетаются с широким развитием тектонических покровов и аккреционных комплексов на поверхности. Возникновение и тектоническая эволюция структурных клиньев связываются с многоярусным расщеплением земной коры и верхней мантии при коллизии литосферных плит.

Ключевые слова: кора, мантия, гравитационное моделирование, глубинное сейсмическое зондирование, Сихотэ-Алинь, Камчатка.

Задолго до утверждения мобилистских концепций на Дальнем Востоке России многие исследователи [2, 6, 8, 18 и др.] пришли к выводу о необратимо-направленной эволюции геосинклинально-складчатых комплексов восточно-азиатской окраины, накапливающихся на протоокеаническом субстрате и последовательно причленяемых к эпоконтинентальным, ранее консолидированным, структурам. Такой способ формирования континентальной коры подтверждался закономерным изменением возраста складчатости и магматических формаций [1, 10, 18, 25], повторяемостью во времени и пространстве типовых комплексов – индикаторов тектонических обстановок [18], а также нашел ясное отображение в сейсмогравитационном районировании Северо-Западно-Тихоокеанской зоны перехода [21]. Геологические наблюдения и основные выводы этих исследователей впоследствии были использованы при разработке тектоники террейнов [19, 29], однако механизмы образования и тектоническая эволюция комплексов, слагающих аккреционные призмы и тектонические покровы, до сих пор остаются недостаточно ясными, поскольку в большинстве моделей, иллюстрирующих глубинное строение переходных зон “континент-океан” [14, 15, 24, 27 и др.], преобладают согласные тектонофизические границы, морфология которых плохо укладывается в схемы дисгармоничного тектогенеза.

Первые признаки дискордантного поведения глубинных тектонофизических границ по отношению к синклинонным структурам приповерхностных

складчатых комплексов обнаружены в результате глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) территорий Сихотэ-Алиня и Камчатки около 30 лет назад, однако до сих пор этим фактам уделяется слабое внимание. Так, модель скоростных границ, построенных методом полей времен в разрезе земной коры Сихотэ-Алиня [5], согласно которой можно было бы сделать вывод о моноклиналном падении подошвы земной коры в сторону Японского моря (рис. 1, разрез С), впоследствии больше не рассматривалась. Похожие тенденции поведения скоростных границ в земной коре Камчатского полуострова выявлены Н.К. Булиным в 1977 году [4], но даже сегодня при характеристике аккреционных комплексов Камчатки эти данные не используются [11], а гравитационные модели земной коры рассчитываются, исходя из традиционной синклинонной схемы строения складчатых комплексов [14, 24, 27].

Целью статьи является привлечение внимания к клиноформным моделям земной коры континентальных окраин, которые могут оказаться полезными при изучении коллизионных тектонических процессов. Основным методом доказательства существования клиноформных структур является гравитационное моделирование с опорой на данные глубинного сейсмического зондирования.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Благодаря аддитивным свойствам гравитационного потенциала гравитационное моделирование является весьма привлекательным для описания гео-

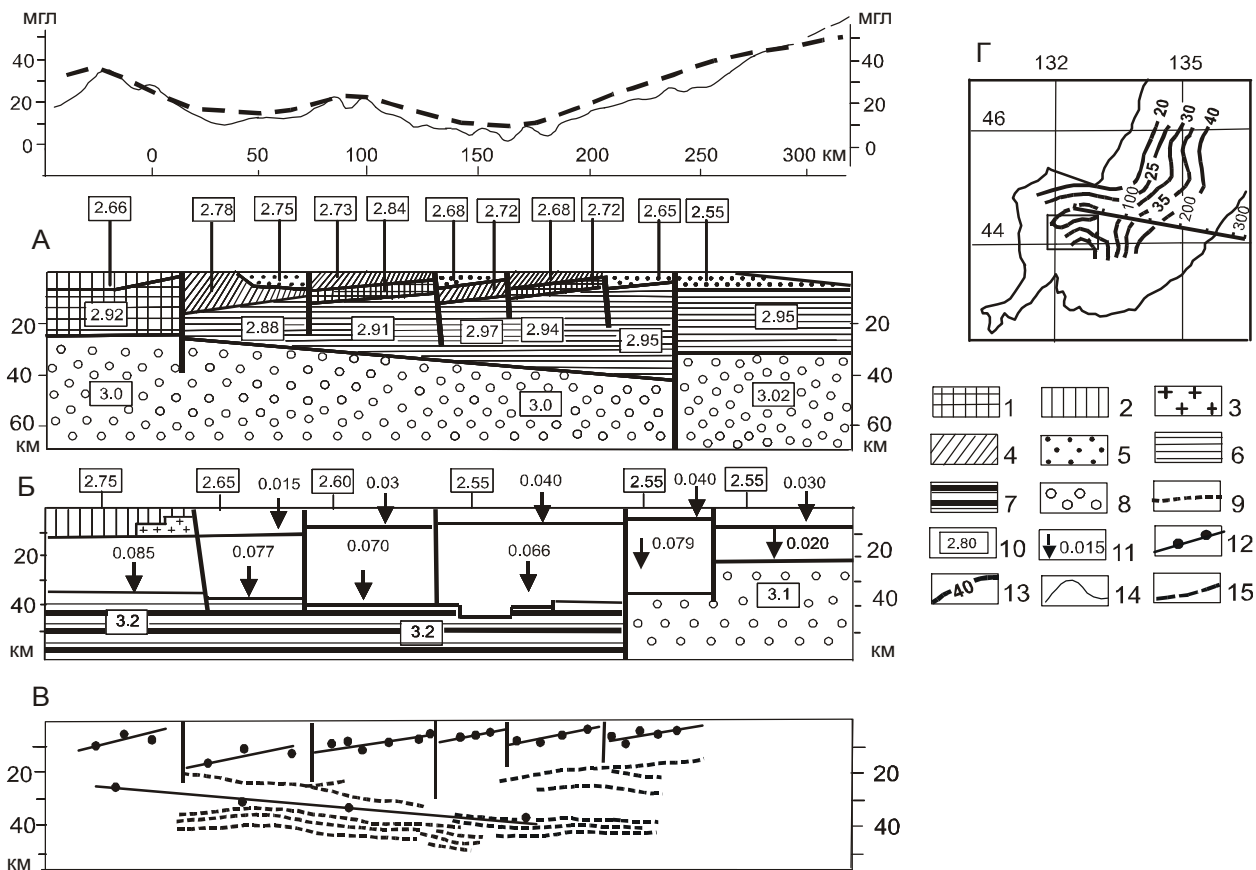


Рис. 1. Гравитационные модели земной коры Сихотэ-Алинской складчатой системы.

А – модель распределения плотности в слоях, ограниченных статистическими гравитирующими границами; Б – модель распределения вертикальных градиентов плотности в слоях, ограниченных скоростными границами [3]; В – скоростные преломляющие границы [5] и распределение плотностных неоднородностей [23]; Г – схема распределения компактных плотностных неоднородностей в переходном слое "кора-мантия", изолинии глубин центров масс в км.

1 – допалеозойские кристаллические комплексы; 2 – раннепалеозойские метаморфогенно-складчатые комплексы; 3 – гранитные батолиты; 4 – поздне-палеозойские складчатые комплексы; 5 – мезозойские и кайнозойские вулканогенно-осадочные образования; 6 – земная кора субокеанического типа ("базальтовый слой"); 7 – "нормальная" верхняя мантия; 8 – разуплотненная верхняя мантия; 9 – скоростные преломляющие границы; 10 – плотность комплексов, г/см³; 11 – вертикальный градиент плотности, г / см³ / км; 12 – центры локальных плотностных неоднородностей и линии их корреляции (в разрезе В); 13 – изолинии глубины залегания центров плотностных неоднородностей, км (на схеме Г); 14 – наблюдаемая аномалия сила тяжести; 15 – расчетная аномалия силы тяжести для разреза А.

логических структур любой сложности в широком глубинном диапазоне, однако почти всегда сталкивается с дефицитом априорной информации и по этой причине становится неоднозначным. При изучении разрезов земной коры на окраинах континентов, где складчато-блоковые структуры сочетаются со структурами дробления, сучивания, надвигания и широким проявлением магматических процессов, неоднозначность гравитационного моделирования, по сравнению с океаническими и внутриконтинентальными районами, возрастает. Недостаточность априорных данных (редкая сеть сейсмических профилей, отсутствие глубокого бурения) и сложность геологического строения окраинно-континентальных районов вынуждают искать дополнительные

источники информации, которые автор настоящей статьи находит в изучении особенностей пространственного распределения элементарных компактных плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии. Под компактной плотностной неоднородностью здесь понимается тело с квазизометричным поперечным сечением, удовлетворяющее условию: $Z_1 > 0.5 D$, где Z_1 – глубина до поверхности тела, D – горизонтальные размеры тела. Согласно расчетным моделям погружающегося купола [23], при $Z_1 > 0.7 D$ ошибки в определении геометрических центров плотностных неоднородностей (Z_0) не превышают 15%, при $Z_1 = 0.5 D$ составляют 30% и только при $Z_1 < 0.3 D$ превышают 60%. Во всех случаях ошибки приводят к завышению глубин, поэто-

му определение глубины залегания центров масс локальных источников гравитационных аномалий в горизонтально-слоистых средах имеет смысл предельных оценок амплитуд структур. При статистических исследованиях пространственных распределений элементарных плотностных неоднородностей все многообразие геологических тел и структур сводится к двум типам неоднородностей: компактных ($Z_1 > 0.5 D$) и горизонтально-плоских ($Z < 0.5 D$). В общем случае, количественное соотношение источников элементарных гравитационных аномалий этих типов в земной коре заранее не известно, однако, по геологическим данным, в районах с интенсивным развитием магматизма, аккреционной и блоковой тектоники компактные плотностные неоднородности имеют широкое распространение. Влияние горизонтально-плоских структур в приповерхностной части земной коры (наложенные впадины и тектонические покровы), вносящих искажения в оценки распределений источников компактного класса, ослабляется при исключении фона локальных гравитационных аномалий. Оно может быть еще более ослаблено применением частотных фильтраций или геологического редуцирования (последнее возможно при крупномасштабных исследованиях). Формирование массивов Z_0 , описывающих множественно-вероятные распределения элементарных плотностных неоднородностей, осуществлялось по системе параллельных профилей, расстояние между которыми в Сихотэ-Алине составляло 5 км (рис. 1, схема Г), а в Охотоморском регионе – 15 км (рис. 2, схемы А и В). Принцип выделения локальных аномалий на линейном фоне показан на рис. 2 (разрезы 1-1 и 2-2), а вычисление Z_0 в автоматизированном режиме осуществлялось по абсциссам полумаксимумов аномалий и интегральным формулам Д.С. Микова [17], результаты осреднялись.

Опыт статистического гравитационного моделирования глубинных тектонических и магматических структур активных окраин Востока Азии [23] свидетельствует о том, что формальные распределения локальных плотностных неоднородностей содержат объективную геологическую информацию о глубинном строении земной коры и верхней мантии и могут использоваться в качестве экспресс-оценок или моделей первого приближения глубинных структур. Статистические построения не претендуют на исчерпывающую характеристику тектоно-формационных комплексов, они способны выявить только общие структурные закономерности (тенденции) в распределении плотностных неоднородностей тектонической и магматической (а при более детальных исследованиях – и метаморфической) природы.

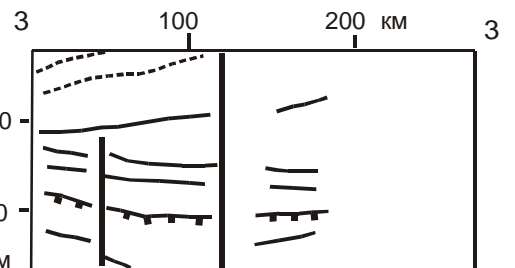
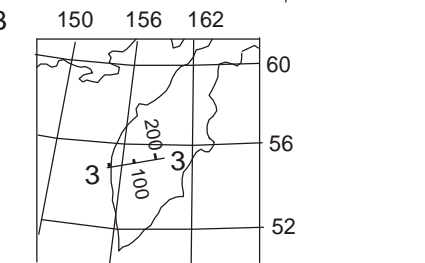
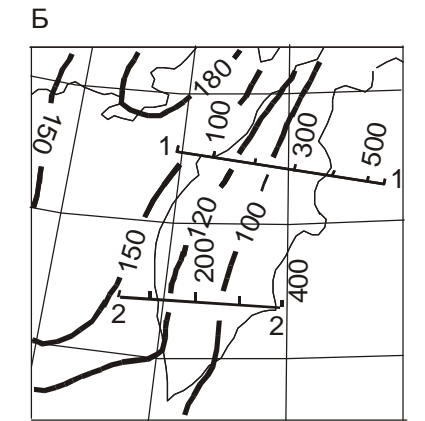
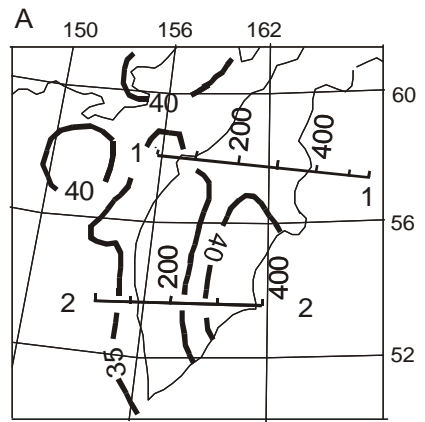
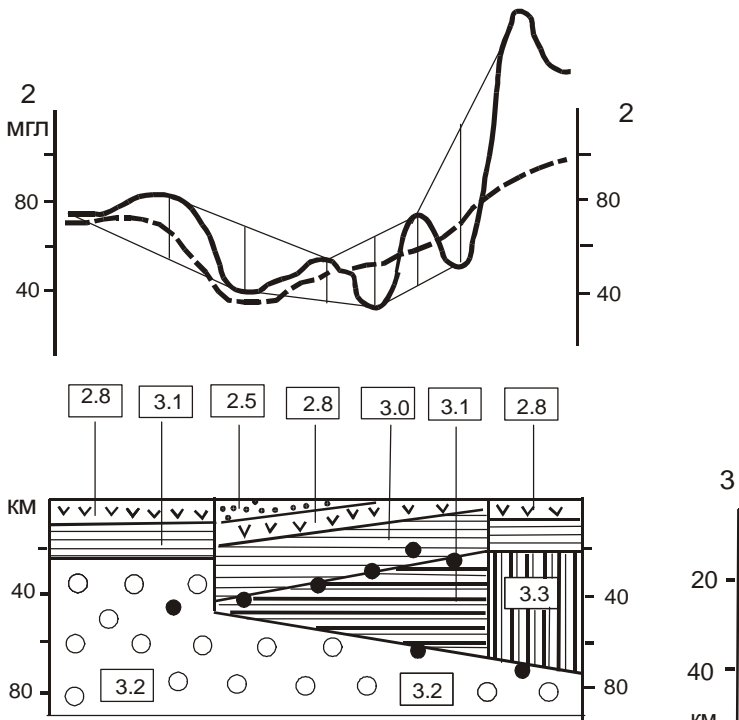
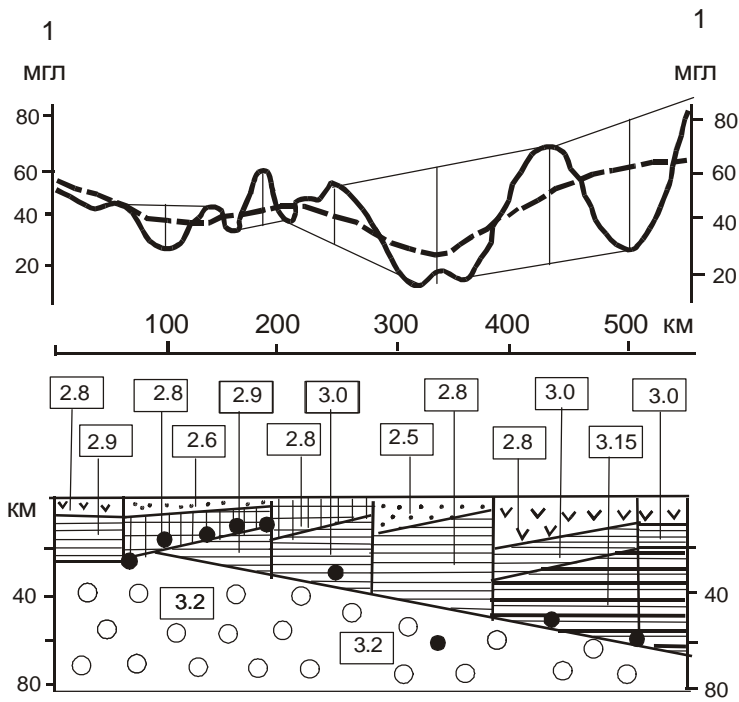
Вещественное заполнение статистических структурных моделей осуществляется на втором эта-

пе исследований, когда с помощью стандартных алгоритмов аналитического гравитационного моделирования рассчитываются плотностные параметры слоев и блоков земной коры, ограниченных статистическими границами – геологическими границами 2-го рода, по Ю.А. Косыгину [13].

ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ КЛИНОФОРМНЫХ СТРУКТУР В ЗЕМНОЙ КОРЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

При сопоставлении статистических распределений локальных плотностных неоднородностей с сейсмическими моделями земной коры Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы установлено совпадение тенденций поведения статистических гравитационных и скоростных границ в глубинном диапазоне залегания подошвы земной коры (рис. 1, схема Г, разрез В), которые моноклинально погружаются в направлении от континента к Японскому морю. Пространственное распределение локальных плотностных неоднородностей в верхних слоях земной коры характеризуется противоположной тенденцией: погружением в сторону континента (рис. 1, разрез В) и, таким образом, нижний слой земной коры под складчатыми комплексами Сихотэ-Алиня, по полученным данным, имеет форму клиновидной пластины. Подбор плотностной модели по профилю ГСЗ Спасск – Зеркальная, опирающейся на скоростные и статистические гравитирующие границы в нижней части коры и плотностные характеристики литокомплексов – в верхней (рис. 1, разрез А), приводит к выводу о направленном уменьшении плотности нижнекорового слоя в направлении от побережья Японского моря (2.95 г/см^3) к Приханкайской низменности (2.75 г/см^3). Широкое присутствие архейско-протерозойских сиалических комплексов в такой модели земной коры маловероятно, они могут слагать только небольшие по мощности экзотические пластины.

Исследуя градиентные плотностные модели двуслойной земной коры по профилям сейсмических зондирований, Л.И. Брянский [3] обнаружил встречные тенденции в изменениях вертикальных градиентов плотности в верхне- и нижнекоровом слоях (рис. 1 В). Встречно направленные плотностные характеристики верхне- и нижнекорового слоев согласуются с результатами геомеханического моделирования коровых тектоно-магматических процессов в смежных районах Дальнего Востока России [12], согласно которым генеральное направление перемещения (или течения) вещества земной коры на глубинах до 30 км от поверхности предполагается на восток, а с глубины более 35 км – на запад. В свете рассмотренных данных, тектоническая природа нижнекорового слоя земной коры Сихотэ-Алиня может



- 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
- 11 12 13 14

быть связана с поддвижением жесткой субокеанической клиноформной пластины под пластичные (слабо диагенезированные) осадки окраинного моря. Уменьшение плотности нижнекорового клина в западном направлении может быть обусловлено дроблением, разогревом, переплавлением его фронтальной части и ассимиляцией перекрывающих комплексов. В верхних горизонтах коры, при такой модели, могут формироваться аккреционные призмы и тектонические покровы, жесткость (а следовательно и плотность) которых возрастает с востока на запад по мере усиления тектонического или гравитационного давления со стороны новых, последовательно аккрелируемых толщ.

Такой вывод подкрепляется изучением модели формирования современного тектонического покрова с аккреционной призмой в верхних горизонтах коры по данным МОВ ОГТ на профиле, пересекающем южную оконечность Курильской гряды [20]. Интерпретация временного разреза МОВ ОГТ, приводимая на рис. 3, показывает, что покровная тектоническая пластина на приконтинентальном склоне глубоководного желоба представляет собой структурный клин, залегающий на втором океаническом слое. Внешняя (верхняя) граница покрова, с аккреционной призмой во фронтальной части, наклонена в сторону океана, а нижняя – в сторону Охотоморской плиты (микроплиты). Отметим, что глубина залегания и характер поведения кровли субокеанической коры в Курильском желобе (рис. 3) и субокеанического структурного клина в разрезе Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы (рис. 1, разрез А) практически одинаковы.

Установленные закономерности в распределении плотностных характеристик верхне- и нижнекоровых слоев Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы позволяют предположить простую модель решения проблемы пространства взаимодействующих тектонических пластин. В верхнем слое коры эта проблема решается за счет сжатия (складкообразования) океанического осадочного слоя и

механического переноса ранее аккрецированных масс (террейнов), а в нижнем – ведущее значение при решении проблемы пространства фронтальной части клина может принадлежать магматическим процессам, в конечной фазе которых происходит вынос на поверхность больших объемов кислых и средних по составу вулканитов (Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса). Автор настоящей статьи не затрагивает вопрос о связи отмеченных тенденций с субдукцией литосферы, поскольку он выходит за рамки описываемых пространственных построений.

Гравитационные (плотностные) и сейсмические (скоростные) характеристики глубинного строения складчатой системы, в совокупности, отражают объективные данные о направленном характере перестройки земной коры Сихотэ-Алиня мезозойскими и кайнозойскими тектоно-магматическими процессами. Как уже неоднократно отмечалось многими исследователями, вектор горизонтального давления и глубинного массопереноса, независимо от способа перемещения вещества (тектоническое скольжение пластин, магматическое инжецирование межформационных пространств, диффузионное замещение и др.), на границе “кора-мантия” в мезозое и кайнозое был направлен со стороны субокеанической плиты и совпадал с вектором направленной континентализации Восточно-Азиатской окраины [1, 2, 6, 10, 18, 21, 25]. Формирование складчатых (аккреционных) комплексов Сихотэ-Алиня происходило на субокеанической коре.

Структурным аналогом Сихотэ-Алиня на северо-западе Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода является складчатая система Камчатки. Обе системы характеризуются близкими значениями мощности коры и уровней региональных аномалий Буге [21], преобладающим северо-восточным направлением разрывных и складчатых дислокаций, наличием двух (западного и восточного), смещенных во времени, вулканических поясов. Основное различие систем состоит в возрасте складчатых и магматических

Рис. 2. Гравитационные модели земной коры Камчатки.

А – схема распределения компактных плотностных неоднородностей в переходном слое “кора-мантия” (изолинии глубины залегания центров масс в км); Б – схема распределения компактных плотностных неоднородностей в нижнем слое литосферы (изолинии глубины залегания центров масс в км); В – схема расположения сейсмического профиля; 1-1 и 2-2 – типичные разрезы земной коры Камчатки по статистическим (Z_0) и детерминированным (плотность) гравиметрическим оценкам; 3-3 – сейсмический разрез по [4].

1 – кайнозойские вулканогенно-осадочные отложения; 2 – второй океанический слой; 3 – сиалические метаморфические комплексы; 4 – нижний слой океанической коры; 5 – аномальная разуплотненная мантия; 6 – аномальная уплотненная мантия; 7 – однородная верхняя мантия пониженной плотности; 8 – плотность структурно-вещественных комплексов, г/см³; 9 – центры эквивалентных компактных плотностных неоднородностей (на разрезах); 10 – изолинии глубины залегания центров масс, км (на схемах); 11 – наблюдаемая (сплошная линия) и расчетная (пунктир) аномалии Буге, тонкими линиями показан принцип выделения локальных аномалий; 12 – отражающие скоростные границы; 13 – преломляющие скоростные границы; 14 – граница Мохоровичича.

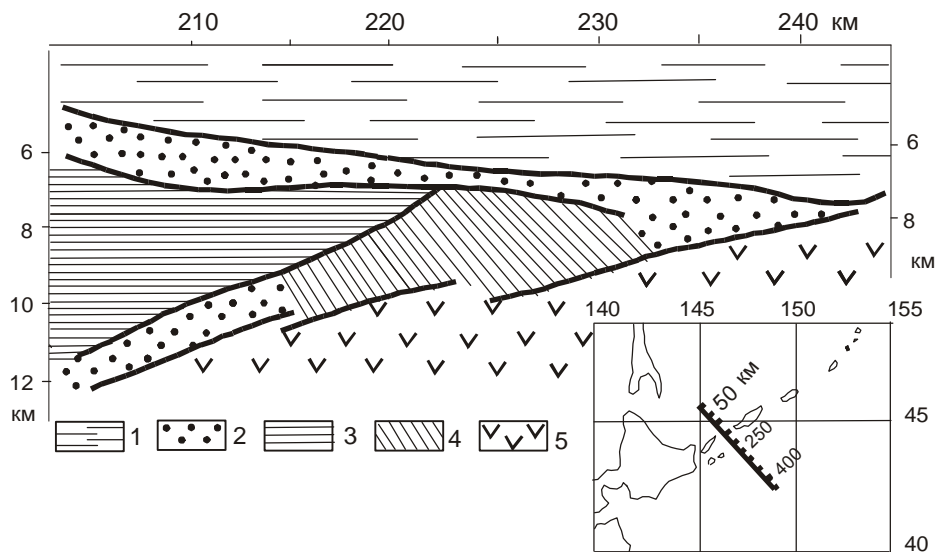


Рис. 3. Интерпретация временного разреза МОВ ОГТ в южной части Курильской островной дуги (по [20]).

1 – водные массы Тихого океана; 2 – осадочный океанический чехол; 3 – тектонический покров (шарьяж Пегаса); 4 – аккреционная призма; 5 – второй океанический слой.

комплексов, соответственно более молодых на Камчатке. Сопоставление структурных, геохронологических и палеотектонических [18] характеристик систем позволяет предполагать, что развитие тектонических процессов в Камчатской системе повторяет эволюцию земной коры в Сихотэ-Алине с запаздыванием на 40–60 млн лет.

Несмотря на то, что асимметрия глубинного строения Камчатского полуострова, выраженная в утолщении коры и увеличении скорости сейсмических волн в Восточно-Камчатском блоке, известна достаточно давно [4, 7], большинство исследователей отдают предпочтение синклинойной модели границы Мохоровичича под вулканогенно-складчатыми комплексами Камчатки [14, 24, 27 и др.].

Между тем, при внимательном рассмотрении сейсмических данных [4, рис. 3], [7, рис. 5, 32], в земной коре Центральной и Восточной Камчатки можно увидеть несогласные, встречно-направленные, границы, которые очерчивают клиноформную структуру в нижней части коры. Фрагмент этой структуры показан на рис. 2 (разрез 3–3) нашей статьи. Несогласное, по отношению к дислокациям приповерхностных комплексов, поведение скоростных границ, так же как и в Сихотэ-Алине, соответствует распределению элементарных плотностных неоднородностей в нижнекоревом слое (или переходном слое “кора-мантия”), по которому территория Камчатки четко разделяется на два блока: восточный опущенный и западный приподнятый (рис. 4). Признаки структурного клина, наблюдаемые по сейсмическим данным [3, 7], подтверждаются распределением эквивалентных компактных плотностных неоднородностей в типичных разрезах Камчатского полуострова, а плотностное моделирование клина приводит к выводу о

направленном уменьшении его плотности в западном направлении (рис. 2, разрезы 1–1 и 2–2). Такая модель принципиально согласуется с ранее опубликованной гравитационной моделью земной коры по профилю глубинного сейсмического зондирования V-V [7, рис. 37], показывающей направленное на запад уменьшение пластовой скорости и плотности в нижнекоревом слое (скорости – от 8.0 до 7.6 км/с, плотности – от 3.08 до 2.89 г/см³) и верхней мантии (от 8.3 до 7.9 км/с и от 3.12 до 3.07 г/см³, соответственно). Горизонтальное смещение расчетной и наблюдаемой аномалий силы тяжести в последней модели обусловлено, на наш взгляд, невозможностью увязки гравитационных эффектов приповерхностных и глубинных структур в модели с согласным залеганием слоев. В том же случае, когда удается добиться более точного совпадения расчетных и наблюдаемых гравитационных аномалий, асимметрия поверхностной и глубинной структур Камчатского полуострова становится очевидной [14, рис. 11].

В целом же, несмотря на различие в интерпретационных подходах у разных исследователей [3, 4, 7, 14, 20, 23], плотностные и скоростные характеристики земной коры Камчатского полуострова и Сихотэ-Алиня обнаруживают больше сходства, чем различий. Доминирующей особенностью моделей глубинного строения сравниваемых складчатых систем являются явные признаки существования клиноформных пластин, по-видимому проникающих в эпиконтинентальные структуры со стороны океанической плиты.

В глубоких горизонтах верхней мантии, по полученным и ранее опубликованным [16] данным, предполагаются другие несогласные (по характеру дислокаций контактирующих структурно-вещественных комплексов) гравитирующие границы

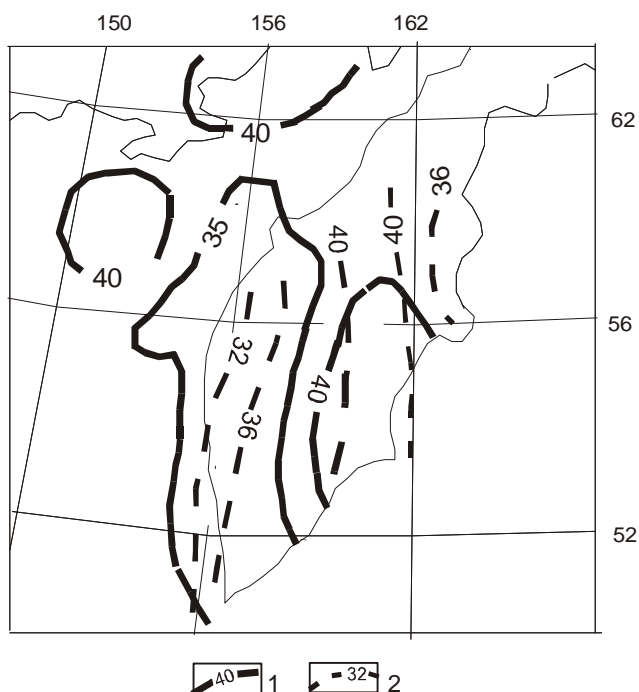


Рис. 4. Рельеф подошвы земной коры Камчатского полуострова.

1 – изолинии глубин центров масс локальных плотностных неоднородностей, км; 2 – изолинии глубины залегания границы Мохоровичича, км [4].

внутри и около подошвы литосферы. Поведение одной из таких границ, приуроченной к подошве литосферы в Охотоморском регионе, характеризуется увеличением глубины залегания от 90 км в Во-

сточно-Камчатском блоке до 150 км в Центральном-Охотоморском блоке (рис. 2Б). Таким образом, структурная пара границ “подошва коры – подошва литосферы” образует здесь еще один клиновидный слой, мощность которого сокращается от 100–110 км в центральной части Охотского моря до 40–60 км на современной границе “континент – океан”. Горизонтальные размеры литосферного клина в широтном направлении составляют 400–600 км, а в меридиональном – 800–1200 км.

Охарактеризованные взаимоотношения верхнекорового (рис. 2), нижнекорового (рис. 1, 2А, 4) и нижнелитосферного, переходного между литосферой и астеносферой (рис. 2Б) слоев в Азиатско-Тихоокеанской переходной зоне позволяют предполагать многоуровневое расщепление и послойное перемещение вещества земной коры и верхней мантии при столкновении литосферных плит в широком диапазоне глубин. Структурные клинья в эпиконтинентальной коре, по-видимому, являются одной из форм тектонической перестройки окраин континентов. Они известны, в частности, в юго-западной Австралии [30], где клиноформная пластина в переходной зоне “кора – мантия” мощностью свыше 20 км, плотностью 3.1 г/см³ и скоростью сейсмических волн 7.34 км/с внедрилась со стороны Индийского океана под архейский кристаллический блок Йилгарн на расстояние 400 км вглубь материка (рис. 5).

Похожее внедрение (поддвиг) субокеанической пластины со стороны окраинного моря под эпиконтинентальные структуры можно предпола-

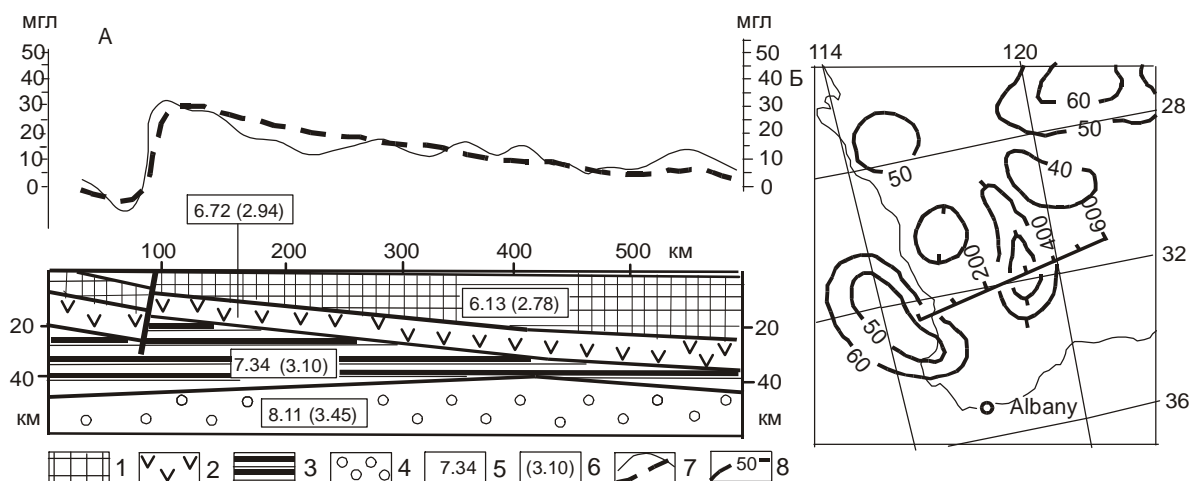


Рис. 5. Сейсмо-гравитационная модель земной коры юго-западной Австралии, по Матуру С.П. [30] с дополнениями автора.

А – сейсмо-гравитационный разрез земной коры по профилю Перт – Кулгарди, составлен Матуром С.П. [30]; В – схема распределения компактных плотностных неоднородностей в переходном слое “кора – мантия” (составлена автором).

1 – архейские кристаллические комплексы; 2 – нижнекоровый (“базальтовый”) слой; 3 – переходный слой “ кора – мантия”; 4 – нормальная мантия; 5 – скорость сейсмических волн, км/с; 6 – плотность слоев, г/см³; 7 – наблюдаемая (сплошная линия) и расчетная (пунктир) аномалии Буге; 8 – изолинии глубины залегания центров масс, км (на схеме).

гать в южной части Охотского эпикратонного блока [22], где пространственные распределения эквивалентных компактных гравитирующих масс нижнекорового слоя (диапазон глубин 25–40 км) резко дискордантны верхнекоровым распределениям (глубина 10–20 км) и дислокациям приповерхностных тектонических структур, а вектор преобладающего погружения плотностных неоднородностей в нижнем слое земной коры ориентирован в направлении Охотского моря.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные данные содержат объективные доказательства существования клиноформных структур в земной коре и верхней мантии континентальных окраин, которые согласуются с представлениями о всеобщей относительной подвижности концентрически зональных оболочек Земли [26, 28]. В верхних горизонтах коры клинья приурочены к границам структурно-вещественных (тектоно-стратиграфических) комплексов: океанический фундамент – осадочный слой, океанический фундамент – сиалический кристаллический слой материковой коры. На более глубоких уровнях клинья приурочены к тектоно-физическим границам “кора – мантия” и “литосфера – астеносфера”. Возникновение и тектоническая эволюция структурных клиньев, по-видимому, обусловлены многоярусным расщеплением земной коры и верхней мантии при взаимодействии (столкновении) литосферных плит. В эпиконтинентальных складчатых системах клиноформные структуры преобладают над горизонтально-слоистыми и сочетаются с широким развитием аккреционных комплексов и тектонических покровов.

Проблема пространства структурных клиньев на границе “кора – мантия”, вероятно, решается за счет дробления и магматической переработки фронтальной части клиньев и выноса на поверхность образующихся вулканических масс.

ЛИТЕРАТУРА

- Бевзенко П.Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 318 с.
- Берсенев И.И. История геологического развития // Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. С. 629–663.
- Брянский Л.И. Гравитационные модели Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 52–61.
- Булин Н.К. Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным // Сов. геология. 1977. № 5. С. 140–148.
- Василенко В.П., Ключев В.К. Глубинное строение восточной части Приморья и закономерности размещения оловорудных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. X. С. 175–182.
- Васильковский Н.П. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса // Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1969. С. 9–87.
- Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 129 с.
- Гнибиденко Г.С. К тектонике Ханкайского массива // Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1964. С. 44–54.
- Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
- Загрузина И. А. Эволюция мезозойского магматизма в Тихоокеанском обрамлении в свете радиологических данных // Геология и геофизика. 1980. № 4. С. 10–17.
- Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корьякии // Геотектоника. 2001. № 5. С. 76–94.
- Корчагин Ф. Г., Маслов Л.А. Геомеханическая модель Приамурья и ее сейсмотектонические следствия // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 16, № 3. С. 97–104.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
- Косыгин В.Ю. Гравитационные поля и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
- Кулинич Р.Г., Маслов Л.А., Гильманова Г.З., Комова О.С. Плотностная модель и напряжения в северной части Японского моря // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 108–114.
- Лойтер П.П., Петрищевский А.М. Гравитационные статистические модели тектоносферы Восточно-Азиатской зоны сочленения континента с океаном // Геодинамические исследования. № 10. Геофизика восточно-азиатских морей. М.: МГК АН СССР, 1988. С. 130–138.
- Миков Д.С. Интегральные методы интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1975. 93 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П., Попеко Л.И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–103.
- 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.
- Патрикеев В.Н., Ломтев В.А. Покровная структура Курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 60–66.
- Петрищевский А.М., Натальин Б.А. Сейсмо-гравитационное районирование и тектоническая эволюция Северо-Востока Азии // Физика и структура земной коры окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1987. С. 58–67.
- Петрищевский А.М. Глубинная структура Охотского срединного массива // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1987. № 4. С. 100–106.

23. Петришевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1988. 168 с.
24. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Наука, 1996. 337 с.
25. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
26. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
27. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
28. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1437–1440.
29. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с., 3 л. прил.
30. Mathur S.P. Relation of Bouger anomalies to crustal structure in southwestern and central Australia // BMR Journ. of Australian Geology and Geophysics. 1976. N 1. P. 277–286.

Поступила в редакцию 13 июня 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

A.M. Petrishchevskiy

Structural wedges in the earth's crust of the Russian Far East margin (geophysical features)

The typical seismic and gravity crust models of epicontinental areas (Sikhote-Alin, Kamchatka, the Kurils, and southwestern Australia) are analyzed. The feature of these regions is the structural wedges intruded under the epicontinental geological structures at the "crust-mantle" boundary. Wave-velocity and density of the wedge-shaped layers in the lower part of the crust decrease, and the same parameters increased in the subsurface layers from ocean to continent. The geometrical and material descriptions of the structural wedges in the lower part of the crust are combined with the tectonic nappes and accretionary complexes on the surface. The origin and tectonic evolution of the structural wedges is related to the crust and upper mantle splitting during the collision of lithosphere plates.