

II. ГЕОЛОГИЯ. ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ

УДК 551. 46

О ПОСТОЯНСТВЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЫ ЕВРАЗИЯ – ТИХООКЕАНСКАЯ ПЛИТА

А.М. Жирнов

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Обосновывается представление о долговременном и стабильном положении дальневосточной геологической границы между континентальной и океанической земной корой, маркируемой осью глубоководного желоба. Земная кора по разные стороны желоба имела разное геологическое строение на протяжении 3,5–4,5 млрд. лет. К западу она сложена сиалическим катархей-архейским фундаментом, перекрытым мезозойско-кайнозойским чехлом, а с востока – ультрабазитовым фундаментом, перекрытым покровами молодых базальтов и рыхлых осадков.

Постановка проблемы

В последние два десятилетия в геологической науке России произошли существенные изменения. Господствующее положение приобрела американская гипотетическая концепция тектоники литосферных плит, предложенная рядом американских геофизиков в 1967–1970 гг. прошлого века и принятая в качестве официальной тектонической концепции в странах англо-язычного мира. В советской геологической науке эта концепция широко рассматривалась (1975–1991 гг.) и критиковалась [9, 21].

Однако в последние годы в связи с уходом прежнего поколения исследователей и приходом в науку новых молодых кадров, а также в связи с разработкой совместных грантов по исследованию земной коры (российских и американских ученых), американская концепция заняла положение ведущей тектонической парадигмы. В основе ее лежит представление о значительных горизонтальных перемещениях континентов и плит (на тысячи километров) и о движении крупных плит-блоков океанической коры под континенты, в так называемых пологонаклонных зонах субдукции: «Субдукция развивается на границе континентальной и океанской литосферы. При их встречном движении более тяжелая океанская плита уходит под континентальную, а затем погружается в мантию» [36]. Такая пологая зона субдукции предполагается и в пределах дальневосточной окраины континента – с внешней стороны Японских и Курильских островов и Камчатки (рис. 1 Б).

Однако при разработке плейт-тектонических моделей в Дальневосточном регионе России не был учтен ряд особенностей геологического строения территории:

- 1) наличие вертикальных разломов и мощных ультрабазитовых даек в основании глубоководного желоба и Курильских островов, что подтверждается геофизическими данными [1, 17–20, 35] и генеральным прямолинейным простиранием желоба;
- 2) различные ориентировки простирания Курильской цепи островов и островного пояса Сахалин-Хоккайдо;
- 3) наличие мощного консолидированного фундамента

в основании островов, образованного в архейское и катархейское время (4,4–2,5 млрд. лет назад) [7, 16–19];

4) неоднозначность геологической интерпретации пространственного расположения гипоцентров землетрясений в виде единой наклонной зоны субдукции.

Вследствие недоучета указанных факторов существует много моделей глубинного строения зоны перехода между континентом и океаном, порождающих альтернативные теоретические представления о развитии континентов и океанов [5, 8, 26, 34, 39].

В частности, опираясь на новые геолого-геофизические данные, учитывая исследования предшествующего времени, можно дать и другое объяснение – без привлечения механизмов движения плит, столкновения их, и пододвигания одной из них под другую.

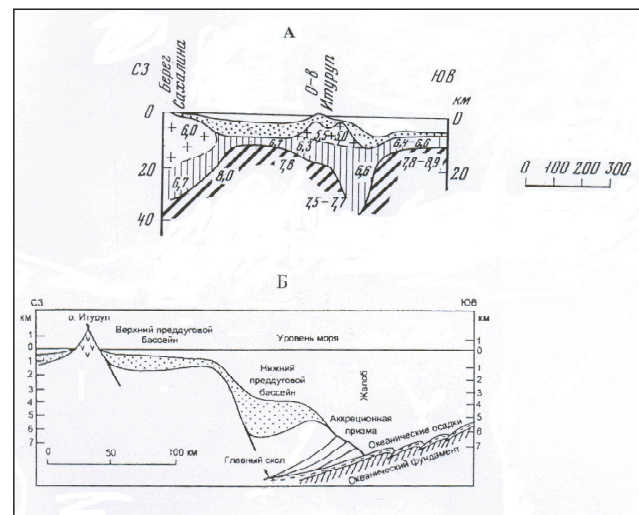


Рис. 1. Поперечный разрез зоны перехода через остров Итуруп: А – геолого-геофизический разрез переходной зоны, с вертикальным положением глубоководного желоба [31]; Б – разрез переходной зоны с пологим положением глубоководного желоба – зоны субдукции [5]

Научная новизна представленной работы заключается в доказательстве стабильного положения геологической границы между континентальной и океанической земной корой на протяжении всей геологической истории (4,5 млрд. лет).

Основные черты геологии дальневосточной окраины континента

Дальневосточная зона перехода от континента к океану изучалась многочисленными геологическими и геофизическими организациями страны, а также – по международным геофизическим проектам уже более 50 лет. За это время получен огромный материал, опубликовано много монографий и сотни статей [1–39]. Однако некоторые установленные факты либо еще не получили достаточно определенного понимания, либо интерпретируются с разных позиций. В частности, факт наличия в пределах региона достаточно мощного консолидированного фундамента, образованного в архейское и более раннее время, известен давно [3, 18, 25, 26, 37]. По нашему мнению, **именно происхождение этого фундамента является ключом к пониманию генезиса всей зоны перехода от континента к океану и, главное, к пониманию длительности существования границы между континентальной и океанической земной корой**: «Проблема субстрата Тихоокеанского пояса – одна из наиболее важных для понимания его строения и развития» [30].

Зона перехода от континента к океану представлена главным образом окраинными морями (Берингово, Охотское, Японское и др.). Кроме морей в зоне находятся несколько крупных островов (Сахалин, Японские острова), вулканические цепи (Курильская и др.) и полуостров Камчатка. Географические границы ее достаточно ясные и вытекают из самого определения данного понятия. Западной границей зоны перехода является береговая линия континента, восточной – глубоководный желоб, отделяющий Тихий океан от Курильской цепи островов и Камчатки [25, 28, 34, 37]. Указанные границы являются вместе с тем и геологическими границами: глубоководный желоб отделяет базит-ультрабазитовую кору океана от сиалической континентальной коры зоны перехода, а вдоль береговой линия континента располагается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Этот пояс представляет собой крупнейшую барьерную тектоно-магматогенную структуру, отделяющую мезозойско-палеозойские складчатые структуры континента широтного и северо-западного простирания, от северо-восточных магматогенных и тектонических структур в зоне перехода к Тихому океану.

Геологическое развитие зоны перехода в юное мезозой-кайнозойское время (170–10 млн. лет назад) в существенной мере определялось развитием двух пограничных структур – Тихого океана и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В начале мезозоя, когда зона перехода представляла собой в основном сушу, вдоль западной части Тихого океана началась активизация многих разломов и излияния базальтов: «До средней юры вся северо-западная часть Тихоокеанской мегавпадины представляла собой мелководный морской бассейн, в котором происходили интенсивные трещинные излияния базаль-

тов...» [8].

Только в мелу глубина опускания территорий мегавпадины достигла 1000–1500 м, а в интервале времени 125–80 млн. лет образовалось около 50 % площади второго слоя базальтовой океанической коры [8]. В конце кайнозоя (в миоцене), в интервале времени 20–10 млн. лет назад, начались быстрые и глубокие опускания дна Тихого океана – до глубин 5–6 км.

Мезозойские тектонические движения частично затронули и территорию прилегающей к океану окраины континента, где на месте современных Охотского и Берингово морей, Камчатки появились узкие осадочные бассейны – вдоль северо-восточных разломов. Северо-восточные разломы определили положение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, образованного в середине мела (в интервале 105–85 млн. лет назад). И все пространство зоны перехода между вулканогенным поясом и древним глубоководным желобом (также северо-восточного простирания) стало ареной разновременного развития северо-восточных разломов и связанного с ними магматизма.

На территории дна Охотского моря распространены осадочные породы позднеюрского и мелового возраста (обычно в основании ряда возвышенностей). Это свидетельствует об образовании первых локальных прогибов данной территории одновременно с образованием крупных впадин в соседней тихоокеанской территории. Однако главную роль в строении чехла Охотского моря и ряда островов играют кайнозойские эффузивные комплексы пород, которые объединяются в несколько возрастных комплексов [13, 22, 28, 37].

Сходная геологическая обстановка характерна и для Камчатки, где выделяются два северо-восточных вулканических пояса, сложенных осадочно-эффузивными породами мел-кайнозойского возраста [7, 11, 12, 31].

Верхняя часть островов и полуостровов, за исключением Корейского полуострова, сложена молодыми, неоген-четвертичными, породами. В отличие от указанных морей острова возникли при противоположном движении вертикальных тектонических сил, снизу – вверх, что привело к формированию тектонических горстов [2, 9, 15]. Более древние породы, мезозойского и палеозойского возраста, установлены на современных островах в основном под покровом молодых кайнозойских отложений. Иногда встречаются небольшие блоки пород еще более древнего, докембрийского, возраста (на Чукотке и Японских островах). Но они также представляют собой тектонические горсты пород нижнего фундамента [3, 9, 32].

Таким образом, геологическая история формирования островов и морей начинается, по имеющимся с поверхности и близ поверхности геологическим данным, с мезозоя и, частично, с палеозоя, когда на суше появились первые узкие прогибы, заполненные морями, и началось накопление осадков. Но наличие в Японии отдельных блоков древних метаморфических пород протерозойского или даже архейского возраста определенно свидетельствует о еще более древнем времени заложения первых локальных геосинклинальных прогибов.

Тектоника

Характерной чертой геологического строения территории является наличие на ней большого числа разно ориентированных крупных региональных и трансрегиональных разломов и линейментов (рис. 2), сыгравших определяющую роль в формировании современной морфоструктуры региона [3, 7–20, 22–24]. К группе ведущих генеральных разломов территории относятся северо-восточные разломы, согласные с ограничивающими тектоническими структурами – Охотско-Чукотским вулканогеном и глубоководным желобом. Они относятся к группе периокеанических, сверхглубоких, обычно – прямолинейных и вертикальных разломов [10, 31, 32, 35].

На положение и ориентировку этих разломов нередко существенно влияют поперечные и диагональные разломы северо-западного и меридионального направления.

Например, Охотско-Чукотский вулканический пояс, характеризующийся генеральным северо-восточным простиранием, на Чукотке (на севере) и на юге (в долине р. Уды) меняет свое направление в долине р. Омсукчан (с древними меридиональными разломами), вулканы пояса приобретают меридиональное простирание. Таким образом, направление вулканического пояса изменяется в разных частях его под влиянием более древних разломов, активно омоложенных в период формирования указанного пояса [11, 15, 23, 29]. Эти данные не согласуются с представлениями о региональных сдвигах вдоль северо-восточных разломов [33].

Так же и Курильская цепь островов, контролируемая продольными разломами, в середине ее ограничивается сближенными зонами поперечных северо-западных разломов в поперечных проливах Буссоль и Диана. Далее к северу от этих проливов направление продольных разломов и цепочки островов отклоняется на 20° к западу и приобретает согласное положение с восточным побережьем Камчатки. Поэтому часто употребляемое выражение Курильская островная «дуга» является не вполне точным при рассмотрении крупномасштабных карт. Фактически, цепочка островов состоит из двух генеральных прямолинейных отрезков разного простирания, разделенных (экранированных) посередине группой поперечных разломов. Отдельные конкретные острова также разделяются мелкими поперечными разломами, немного смещаются вдоль них и приобретают кулисное расположение относительно друг друга.

Это касается и положения глубоководного желоба, параллельного цепи островов. Он также разделен указанной поперечной зоной разломов на два прямолинейных в целом отрезка, расположенных севернее и южнее зоны поперечного барьерного разлома. На указанном поперечном барьере ограничивается и подводный хребет Витязь Малой Курильской цепочки островов [22].

Вторую важную группу разломов в зоне перехода составляют меридиональные разломы. Как, например, меридиональный Сахалино-Ломоносовский линеймент, упомянутый В.Е. Хаиным и Е.А. Радкевич [32, 35] и более детально рассмотренный на его Сахалино-Индибирском отрезке [23]. Он состоит из серии сближенных параллельных разломов, ограничивающих остров Сахалин с

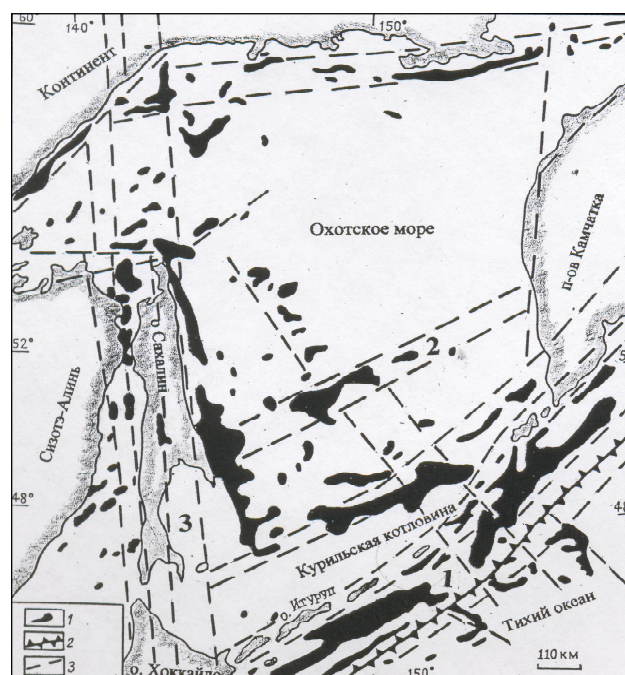


Рис. 2. Карта разломов и положительных магнитных аномалий (ультрабазитовых даек?) в фундаменте Охотского моря и Курильских островов [1, 7, 9, 13, 22, 32]:

1 – магнитные аномалии; 2 – ось глубоководного желоба; 3 – главные разрывные нарушения

флангов, а также следующих вдоль Татарского пролива и приамурской части континента (рис. 2).

Известно еще несколько протяженных меридиональных разломов. В частности, Тором – Уссурский линеймент по меридиану 135–136°, Учуро-Буреинский линеймент по меридиану 130° и Омсукчано-Западнокамчатский разлом [15, 29].

На более детальных геологических картах Камчатки, островов и даже морей видно, что указанные площади пересечены разломами разных направлений с образованием большого числа тектонических блоков, в разной мере приподнятых и опущенных, что обусловило характерную «клавишную» тектоническую структуру рассмотренных регионов [3, 9, 32].

Многие крупные и крупнейшие разломы контролируются мощными (30–50 км и более) дайками ультрабазитового состава (рис. 2). На поверхности ультрабазитовые тела установлены в северной части о. Сахалин (мыс Шмидта), в центральной (осевой) части о. Хоккайдо и в отдельных восточных частях Камчатки и Корякской области [11, 12, 31]. Они представлены перидотитами, серпентинитами, габбро, а также пикритами и меймечитами. В подводной части Охотского моря и Курильских островов фиксируются контрастные положительные аномалии магнитного поля. Они интерпретируются как вероятные тела базит-ультрабазитового состава. Наличие подобных тел подтверждается находками серпентинитов и габбро при драгировании отдельных подводных участков территории [7, 13]. Пояс ультрабазитовых даек на флангах Курильской островной цепи является частью трансрегионального пояса ультрабазитов, простирающе-

гося к северу вдоль восточного побережья Камчатки и к югу от острова Хоккайдо (до островов Палау) и названного Западно-Тихоокеанским ультрабазитовым поясом [20].

В зоне поперечных барьерных разломов, в середине Курильской цепи островов, ультрабазитовые дайки прерываются и изменяют свое простирание (совместно с простиранием цепи островов), что свидетельствует об их более позднем образовании и взбросо-сбросовой кинематике их (рис. 3). Взбросовая кинематика фланговых разломов Курильской цепи островов установлена многолетними специальными исследованиями [2, 9, 19]. Поэтому представление некоторых ученых о региональной сдвиговой природе продольных разломов в зоне перехода континент – океан [33] сомнительно, поскольку не учитываются серии более древних поперечных разломов, не позволяющих допускать крупные смещения вдоль продольных разломов. Столь же дискуссионным является представление некоторых исследователей [34, 39] о сдвиговой природе образования окраинных морей. Оно плохо коррелируется с приведенными данными о вертикальных восходяще-нисходящих движениях блоков пород на протяжении всей геологической истории рассматриваемой территории.

Консолидированный фундамент

По данным геофизических исследований, в основании всех морей и островов, под мел-кайнозойскими осадочно-эффузивными породами, лежит древнейший консолидированный фундамент, представленный двумя хорошо известными слоями: нижним слоем – гранулит-базальтового состава и верхним слоем – гранито-гнейсового состава общей мощностью до 15–30 км.

Древний консолидированный фундамент находится в основании всех континентов Земли. Он образовался на самом раннем этапе формирования земной коры планеты и состоит из двух основных слоев – гранулит-базальтового и гранито-гнейсового [11, 21, 26, 27, 30].

Гранулит-базальтовый слой мощностью 10–20 км

образовался при выплавлении базальтов из верхней мантии Земли в катархее (4,4–4 млрд. лет назад). Он обнажается, в частности, в Олекминской и Бадомгской зеленокаменных зонах Алданского щита.

Гранито-гнейсовый слой (в среднем такой же мощности) образовался к концу архея (3,2–2,5 млрд. лет назад) после длительного периода формирования глубоких прогибов, заполнения их осадками и последующего многократного гранитоидного магматизма [27].

В зоне перехода континент – океан консолидированный фундамент имеет некоторые отличия от фундамента на континентах [25, 34]. Мощность нижнего гранулит-базальтового слоя здесь неравномерна и изменяется от 20 км на западе до 10–15 км на востоке. Верхний гранито-гнейсовый слой встречается не повсеместно, а спорадически и также в виде резко изменчивого по мощности слоя. Он развит, как правило, в основании островов и полуостровов [11, 25, 31]. В пределах окраинных морей этот слой часто выпадает из разреза.

По данным изотопного состава свинца из горных пород сиалического фундамента Курильской дуги, возраст их оценивается в 3,6 млрд. лет, а из метаморфических пород фундамента Японских островов (из блока пород Хида) – 3,7–4,0 млрд. лет [7]. Абсолютный возраст докембрийских выступов пород Камчатки определен в 487–950 млн. лет, что отвечает палеозою (ордовик) – протерозою [7].

В протерозойское и частично в палеозойское время зона перехода была большей частью сушей, как и смежные территории, занятые сейчас Тихим океаном. В мезозое и кайнозое зона перехода стала ареной мощного проявления вертикальных тектонических движений и неоднократного формирования грабенов и горстов. Это было обусловлено разновременным подъемом магм и глубокими тектоническими опусканиями в локальных участках территории [8, 13, 22, 38].

Земная кора Тихого океана имеет принципиально отличное строение и историю развития. Ее первичная

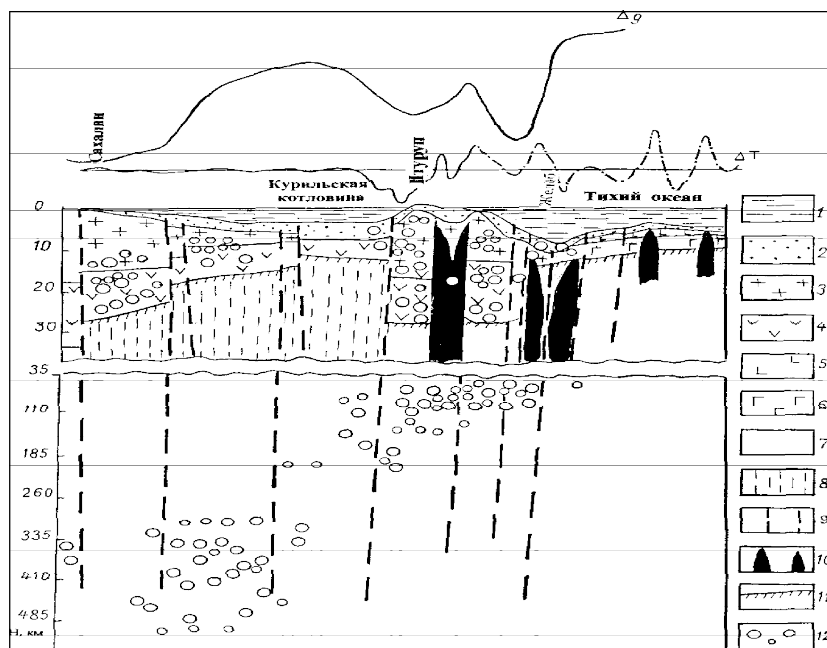


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез зоны перехода континент – океан по линии Сахалин–Итуруп–Тихий океан [1, 19]:

1 – морская вода; 2 – осадочно-вулканогенные породы мелового и кайнозойского возраста, нерасчлененные; 3 – гранито-гнейсовый слой консолидированной коры; 4 – гранулит-базитовый слой консолидированной коры; 5 – базальтовый слой (2-й слой) океанической коры; 6 – габбро-серпентинитовый слой (3-й слой) океанической коры; 7 – верхняя мантия; 8 – верхняя мантия с повышенным тепловым потоком; 9 – разломы; 10 – вертикальные дайки базит-ультрабазитового состава; 11 – граница Мохо; 12 – гипоцентры землетрясений.

Над рисунком: Δg – кривая гравитационного поля; ΔT – кривая магнитного поля

габбро-серпентинитовая кора мощностью 5 км (современный третий слой океанической коры) образовалась в катархее путем спокойной раскристаллизации приповерхностного слоя верхней мантии, в высокотемпературных условиях формирования округлых и концентрических структур, с широким развитием пластических деформаций пород [8, 38]. На протяжении 4 млрд. лет эта территория оставалась сушей с первичной ультрабазитовой корой, позже – серпентинизированной. Здесь никогда не формировался ни гранулит-базальтовый слой, ни гранито-гнейсовый [8, 16, 17, 21, 38]. Это была пассивная территория. Только в мезозое, спустя 4 млрд. лет, она была прикрыта с поверхности покровом молодых мезозой-кайнозойских базальтов мощностью 1–2 км и мало-мощным слоем рыхлых осадков (рис. 3).

Геологические образования фанерозоя, представленные мезозой-кайнозойскими горными породами, залегают на Камчатке, Курильских и Японских островах на подстилающем консолидированном фундаменте. Эти породы, как и консолидированный фундамент, непосредственно примыкают на востоке к глубоководному желобу, а восточнее желоба в Тихом океане отсутствуют. Следовательно, осевая линия глубоководного желоба была постоянной границей континентальной и океанической коры (рис. 3) на протяжении всей геологической истории, начиная с катархей (4,4 млрд. лет назад).

Глубоководный желоб имеет вертикальное или субвертикальное падение. В настоящее время ширина его составляет 40–60 км и более, а глубина – 5–9 км [7]. Положение осевой части желоба четко фиксируется в гравитационном и магнитном поле (рис. 3).

Основная масса гипоцентров землетрясений малой глубины сосредоточена в вертикальном блоке земной коры, расположенном между глубоководным желобом и вертикальными разломами, ограничивающими с флангов Курильскую островную дугу. Далее к западу – под островом Сахалин (в другой тектонической обстановке) группируются гипоцентры землетрясений и малой и большой глубины, до 200 км и более (рис. 3).

На это обстоятельство еще ранее обращал внимание Ю.М. Пушаровский: «В пределах зоны Бенъофа ясно различаются несколько обособленных групп очагов, которые, на наш взгляд, вообще невозможно объединять в единую фокальную зону» [26].

Вопрос о механизме периодической инверсии восходящих – нисходящих тектонических движений в тектонических блоках пород, ограниченных вертикальными разломами, рассмотрен в работе [4]. Источником этих движений послужили крупные возбуждения внешнего жидкого ядра Земли в мезозое – кайнозое, инициировавшие тектонические импульсы в верхней мантии и земной коре на территориях современных океанов и окраин континентов [11, 14, 16, 21].

Заключение

Рассмотренные данные однозначно свидетельствуют о длительной геологической истории зоны перехода от континента к океану, представленной неравномерной по мощности консолидированной корой континентального типа. Первые узкие локальные прогибы зародились в

зоне перехода уже в палеозое. В дальнейшем под действием вертикально направленных сил разного знака эти прогибы превращались в горсты и вновь в грабены. Они занимали стационарное положение в течение всего геологического времени.

Граница между континентальной корой Евразийского континента и океанической земной корой Тихого океана, контролируемая системой сближенных вертикальных разломов и глубоководным желобом, была всегда постоянной.

Список литературы

1. Андреев А.А. О природе магнитных аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 3–11.
2. Балакина Л.М. Субдукция и механизмы очагов землетрясений // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 120–141.
3. Байков А.И., Кутыев Ф.Ш., Дмитриев В.Д., Яроцкий Г.П. Глыбово-клатвишная структура земной коры Корьяско-Камчатского региона и ее активизация в неогене-квартере // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы северо-западной Пацифики. Хабаровск: Приамурский филиал Географического общества СССР, ДВО АН СССР, 1992. Ч. 1. С. 5–9.
4. Безверхний В.Л., Осипова Е.Б. О возможном механизме инверсии вертикальных движений литосферы тыловодужных бассейнов Западно-Тихоокеанского региона // Тихоокеанская геология. 2009. № 2. С. 27–35.
5. Богданов Н.А., Филатова Н.И. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 9–23.
6. Варнавский В.Г. Место юга Дальнего Востока в общем плане палеогенового и неогенового литогенеза Востока Евразийской глыбы // Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. С. 8–16.
7. Васильев Б.И., Чой Д.Р. Геология глубоководных желобов и островных дуг Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 184 с.
8. Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Геологическое развитие северо-западной части Тихого океана // Отечественная геология. 2008. № 6. С. 99–104.
9. Ващилов Ю.Я. О происхождении островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей на западе Тихого океана (на примере Курило-Камчатской дуги) // Геодинамические исследования. Результаты исследования по международным геофизическим проектам. 1988. № 10. С. 92–100.
10. Гаврилов А.А. Роль разрывных нарушений в формировании береговых линий Охотского и Японского морей // Геоморфология. 2009. № 3. С. 38–48.
11. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
12. Ежов Б.В., Абрамов Б.А., Адамия Ш.А. Очаговые структуры подвижных и стабильных областей. Владивосток: ДВО РАН, 1995. 126 с.

13. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.П., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 3–18.
14. Жирнов А.М. Циркум-Тихоокеанская зона перехода континент – океан, как древнейшая тектоническая структура, предопределенная эксплозивным разрывом планеты Протоземля // Физика геосфер: мат-лы V Всерос. симпоз. Владивосток, 3–7 сентября 2007 г. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 170–174.
15. Жирнов А.М.. Линеаментная тектоника Восточной Азии в зоне перехода континент-океан // Общие и регионал. проблемы тектоники и геодинамики: мат-лы ХLI тектон. совещания. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 304–308.
16. Жирнов А.М. Дальневосточная зона перехода от континента к океану: геологическое строение, история зарождения // Физика геосфер: мат-лы VI Всерос. симпоз. Владивосток, 7–11 сентября 2009 г. Владивосток: Дальнаука, 2009. С. 180–186.
17. Жирнов А.М. Глубинное строение Южной Камчатки по данным разных гравиметрических методов // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: мат-лы 37-й сессии международного семинара им. Успенского. Москва, 25–29 января 2010 г. М.: ИФЗ РАН, 2010 С. 142–146.
18. Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Злобина Л.М. Очаги землетрясений и глубинное строение земной коры и верхней мантии по профилю Южный Сахалин – Охотское море – Камчатка // Тихоокеанская геология. 2007. № 3. С. 46–55.
19. Злобин Т.К., Поплавская Л.Н., Полец А.Ю. О возможности реконструкции реальной динамики земной коры на примере южных районов Сахалина и Курильских островов // Доклады РАН. 2009. Т. 427, № 6. С. 829–831.
20. Ицксон М.И., Тихомиров Н.И., Шаталов Е.Т. Основные черты эволюции магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке. (Труды сессии Отделения наук о Земле АН СССР на Дальнем Востоке). М.: Наука, 1968. С. 15–23.
21. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
22. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Е.П. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешии» // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 3–15.
23. Лихт Ф.Р. Морфотектоника Япономорского бассейна // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 50–57.
24. Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А. Линеаменты и вулканотектоника Япономорского региона // Чтения памяти акад. К.В. Симакова: тез. докл. Всерос. науч. конф. Магадан, 17 ноября 2007 г. Магадан, 2007. С. 31–32.
25. Петрищевский А.М., Натальин Б.А. Сейсмогравитационное районирование и тектоническая эволюция Северо-Востока Азии // Физика и структура земной коры окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦАН СССР, 1987. С. 58–67.
26. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
27. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. М.: Недра, 1982. 383 с.
28. Семенов Д.Ф. Геологическая природа зоны сочленения континента и океана. М.: Недра, 1986. 191 с.
29. Сидоров А.А., Волков А.В., Вашилов Ю.Я. О зонах субмеридиональных глубинных разломов Северо-Востока России // Доклады РАН. 2008. Т. 423, № 4. С. 507–510.
30. Смирнов А.М. Проблема субстрата Тихоокеанского подвижного пояса // Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 76–87.
31. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 283 с.
32. Туезов И.К., Сергеев К.Ф., Неверов Ю.Л., Занюков В.Н. О разрывных дислокациях в пределах Курильской зоны Тихоокеанского подвижного пояса // Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968. С. 130–138.
33. Уткин В.П. Сосдвиговая деструкция восточной окраины Азии и ее роль в формировании вулcano-плутонических поясов, эпиконтинентальных осадочных бассейнов и окраинных морей // Доклады РАН. 2009. Т. 426, № 6. С. 786–790.
34. Филатьев В.П. Механизм формирования зоны перехода между Азиатским континентом и северо-западной Пацификой. Владивосток: Дальнаука, 2005. 273 с.
35. Хаин В.Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры // Изв. вузов. Серия геология и разведка, 1963. № 3. С. 13–29.
36. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во Университет – Книжный дом, 2005. 560 с.
37. Шило Н.А., Туезов И.К. Тектоника и геологическая природа азиатско-тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 3–14.
38. Шлезингер А.Е. Океаническая и континентальная кора Земли: становление и эволюция // Изв. вузов. Серия геология и разведка. 2003. № 2. С. 84–88.
39. Чехов А.Д. Глубинная структура и механизм формирования Охотоморской литосферной микроплиты // <http://khain2011.web.ru/> Современное состояние наук о Земле. Москва, 1–4 февраля 2011 г. М.: Изд-во Моск. гос. ун-т. им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 2024–2029.

A constant position of the border between the continental sialic crust and the Pacific Ocean ultramafite crust is substantiated by the author. The main proof is a steady position of these types of crust on different sides of the deepwater rift during all geological time (3,5–4,5 milliard years).