

УДК 551.24:551.35:533/534

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКИХ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ: ВИХРЕВАЯ ГЕОДИНАМИКА, СЕЙСМИЧНОСТЬ И МАНТИЙНЫЙ АПВЕЛЛИНГ

© 2020 г. Л. А. Изосов^{а, *}, А. М. Петрищевский^б, Т. А. Емельянова^а,
В. И. Чупрынин^с, Н. С. Ли^а, М. А. Васильева^б

^аТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
ул. Балтийская, 43, Владивосток, 690041 Россия

^бИнститут комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
ул. Шолом Алейхема, 4, Биробиджан, 697016 Россия

^сТихоокеанский институт географии ДВО РАН, ул. Радио, 7, Владивосток, 690046 Россия

*e-mail: izos@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 27.11.2018 г.

После доработки 07.08.2019 г.

Принята к публикации 24.09.2019 г.

Предложена расширенная и усовершенствованная модель происхождения и эволюции окраинных морей в мегазоне сдвига при боковом взаимодействии Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит. В этой мегазоне происходит дробление континентальной и океанической плит, мантийный апвеллинг, формируются восходящие и нисходящие литосферные сейсмоактивные вихри. В качестве доказательства состоятельности предлагаемой модели приводятся данные факторного математического анализа, результаты гравитационного и теплофизического моделирования, анализ распределений магнитуд землетрясений в 3D-пространстве и данные по геохимической специфике вулканизма Японского и Охотского морей. Изучение распределений магнитуд землетрясений в Охотоморском регионе выявило следы вихревых процессов в виде круговой ориентации векторов изменчивости магнитуд в подкорковом вязком слое и астеносфере. Голова мантийного плюма имеет типичную грибовидную форму, а центральный ствол его простирается в мантию ниже глубины 200 км. Исследования радиоизотопного возраста и геохимической специфики вулканических пород Охотского и Японского морей позволило установить источники магмогенерации: литосферный, астеносферный и подастеносферный (плюмовый), проследить геохронологическую последовательность подъема к поверхности мантийного субстрата и определить глубинные механизмы формирования морских котловин. Обсуждены вопросы происхождения окраинных морей и проведено сравнение с другими геодинамическими моделями различных геотектонических парадигм.

Ключевые слова: литосферные плиты, вихревые структуры, вулканизм, плюм.

DOI: 10.31857/S0203030620010022

ВВЕДЕНИЕ

Западно-Тихоокеанская зона перехода континент–океан включает в себя ряд окраинных морей (рис. 1), для которых разработаны модели происхождения и эволюции в рамках различных геотектонических парадигм — геосинклинальной, тектоники плит, тектонической расслоенности литосферы, плюмовой, вихревой и др. [Васильев, 2009; Вихри ..., 2004; Kimura, Tamaki, 1986; Lallemand, Jolivet, 1985; Ribe, 1989; Пушаровский, 1993; Tamaki, Honza, 1991; Shellart et al., 2003; Petryshchevsky, 2004; Петрищевский, 2013; Уткин, 1978, 2016].

Как показано многими исследователями, в рамках концепции тектоники плит главным про-

цессом, определяющим геодинамику Западно-Тихоокеанских окраинных морей, является субдукция Тихоокеанской литосферной плиты под Евразийский континент. В результате происходит миграция островных дуг в сторону Тихого океана и раскрытие задуговых окраинных бассейнов за счет рифтогенеза и спрединга литосферы.

Так, в публикациях [Zhao, 2009; Zhao et al., 2009; Коваленко и др., 2009; Лаверов и др., 2012; Лобковский, 2016 и др.] была представлена, по существу, новая геодинамическая модель переходных зон от Тихого океана к Евразии и Арктики. В частности, установлено продвижение Тихоокеанской субдуцирующей плиты вместе с верхне-мантийным материалом вдоль подошвы верхней

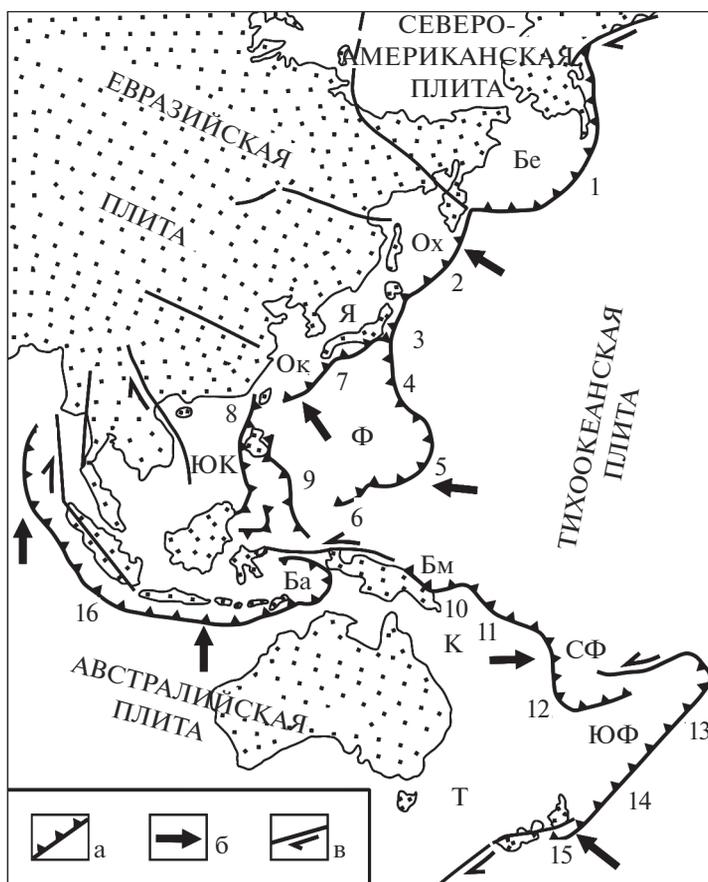


Рис. 1. Островные дуги и краевые моря в западном и северном обрамлении Тихого океана [Хаин, Ломизе, 1995].

Краевые моря и их бассейны: Бе – Берингово, Ох – Охотское, Я – Японское, Ок – Окинава, Ф – Филиппинское, А – Андаман, Ба – Банда, Бм – Бисмарка, СФ – Северо-Фиджийский, ЮФ – Южно-Фиджийский, ЮК – Южно-Китайское, К – Коралловое, Т – Таасманово.

а – зоны субдукции и связанные с ними островные дуги: 1 – Алеутская, 2 – Курило-Камчатская, 3 – Японская, 4 – Идзу-Бонинская, 5 – Марианская, 6 – Яп, 7 – Рюкю, 8 – Манильская, 9 – Филиппинская, 10 – Новобританская, 11 – Соломон, 12 – Новогейбридская, 13 – Тонга, 14 – Кармадек, 15 – Новозеландская, 16 – Зондская; б – векторы конвергенции литосферных плит; в – крупные разломы и смещения по ним.

мантии на первые тысячи километров в сторону Евразии. Остановимся на наиболее значимых работах современных исследователей, посвящённых этой проблеме.

Д. Жао с соавторами [Zhao, 2009; Zhao et al., 2009] выдвинута гипотеза “стагнирующей” литосферной плиты, застрявшей в переходной мантийной зоне. На основе томографии и других геофизических методов ими была разработана модель “большого клина мантии (BMW)” для объяснения внутриплитного вулканизма и динамики мантии в Восточной Азии.

Л.И. Лобковский [2016 и др. авторы] предложил новую концепцию “тектоника деформируемых литосферных плит”, в которой обосновывается региональная геодинамическая модель, описывающая меловую и кайнозойскую эволюцию литосферы Арктики и Северо-Восточной Азии. В ней обосновывается тезис о наличии горизон-

тально протяженной конвективной ячейки в верхней мантии, сопряженной с конвейерным механизмом субдукции тихоокеанской литосферы. С этой позиции автором объясняются такие тектономагматические процессы, как отступление островных дуг в сторону океана с образованием задуговых бассейнов, возникновение континентальных рифтовых зон и магматических провинций на значительных расстояниях от зон субдукции и т.п.

То есть, механизм “отступления” зон субдукции и образования окраинных морей происходит за счет непрерывного нагнетания субдуцируемого вещества в верхнемантийную ячейку и повышения в ней динамического давления, приводящего к отодвиганию наклонных плит в сторону океана.

По мнению Л.И. Лобковского, нет необходимости выделять как самостоятельное направле-

ние плюмтектонику, поскольку она является формой мантийной конвекции, обуславливающей характер верхнемантийных течений.

Подобный подход был применен в работе [Коваленко и др., 2010], касающейся связи новейшего вулканизма с глубинной геодинамикой.

В рассматриваемой модели представления о нижнемантийных плюмах заменяются верхнемантийными восходящими потоками фронтальных областей конвективной ячейки. При этом данный подход не отрицает существования нижнемантийных плюмов [Kuzmin et al., 2010].

По мнению авторов, в перечисленных работах большое внимание уделяется верхнемантийным конвективным течениям, то есть, по существу, геодинамике астеносферного слоя, описанного А.Г. Родниковым [1986 и др. авторы] в Западно-Тихоокеанской зоне перехода.

Надо также заметить, что в рассматриваемых работах приводятся подробные данные о геодинамике переходных зон, как таковых, и не упоминается вихревой механизм формирования Западно-Тихоокеанских окраинных морей (см. ниже).

В свое время нами была предложена модель формирования окраинных морей (“моря-катки”) Тихого океана, согласно которой они сформировались при сдвиге Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит относительно друг друга как сейсмоактивные вихревые структуры [Изосов, Чупрынин, 2012; Чупрынин, Изосов, 2017; Изосов и др., 2014, 2017]. Однако в этой модели вопросы субдукционной геодинамики практически были не затронуты. В настоящей статье авторы поставили перед собой цель усовершенствовать эту модель, рассмотрев ее с позиций современных концепций плит- и плюмтектоники с привлечением гравиметрических, теплофизических, сейсмологических и новейших петролого-геохимических данных. Кроме того, нами [Изосов и др., 2017, 2018] был подчеркнут такой важнейший аспект геодинамики Западно-Тихоокеанской зоны перехода, как вращение Тихоокеанской литосферной плиты в процессе субдукции.

Так, например, при становлении Япономорской сейсмоактивной вихревой структуры главное значение имели следующие взаимосвязанные факторы: 1) вращение Тихоокеанской литосферной плиты и формирование зоны сдвига между ней и Евразийским континентом; 2) образование вращающейся Япономорской зоны субдукции; 3) “всплывание” астеносферного диапира, обусловившего раскритие Японского окраинного моря.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Происхождение окраинных морей Тихого океана рядом дальневосточных исследователей [Мелекесцев, 1979; Вихри ..., 2004; Тверитинова, Ви-

кулин, 2005; Колосков, Аносов, 2005, 2006 и др.] рассматривается с позиций “вихревой” гипотезы. По этим данным вихревые движения в течение всех геологических эпох отражают макромасштабные поля кручения. При этом перечисленные исследователи не связывают вихревые структуры с системами сдвигов или разнонаправленным вращением Тихоокеанской литосферной плиты [Takeuchi, 1986; Маслов, 1996]. Механизм приведения литосферных плит в движение, на наш взгляд, связан с мощными горизонтальными перемещениями крупных тектонических масс, обусловленными ротацией Земли [Воронов, 1993; Филатев, 2005; Тяпкин, Довбнич, 2007; Изосов и др., 2018] и возникновением сдвиговой неустойчивости с проявлением самоорганизации, в результате которой формируются упорядоченные структуры: переходная зона и система вращающихся литосферных блоков-морей. В свое время И.И. Берсеневым [Берсенов и др., 1988] была выдвинута идея, согласно которой Японское море сформировалось в результате подъема вращающегося мантийного диапира; как показало время, эта идея оказалась продуктивной. Наличие связей землетрясений с Япономорской вихревой структурой [Изосов и др., 2014, 2017; Ли, 2013], возможно, свидетельствует о том, что одним из главных элементов механизма формирования окраинных морей является развитие сейсмического процесса в течение длительных отрезков времени.

Различия по времени существования отдельных окраинных морей (от 60 млн лет и менее) могут быть связаны с неравномерностью и неоднородностью краев плит, а также с изменениями в направлениях и скоростях движения плит. Между взаимодействующими плитами по их периферии возникает переходная (пограничная) зона, которая должна проследиваться по системам ограничивающих ее разломов сдвигового типа. Поскольку вращающиеся блоки имеют разные размеры, ширина переходной зоны может меняться. Но характерные средние размеры морей составляют 1000–3000 км или несколько более. Возможно, эта закономерность определяет и диаметры мантийных литосферных вихрей, которые, в свою очередь, совпадают с размерами мантийных плюмов. Наиболее частыми (типичными) в литосферных или астеносферных сечениях являются плюмы диаметром от 800 до 1200 км [Cella et al., 1998; Ernst, Buchan, 2002; Saunders et al., 2007; Добрецов и др., 2006; Петрищевский, Юшманов, 2014]. Пониженная вязкость в астеносферной мантии способствует возникновению вращательных движений между соприкасающимися с ними литосферными плитами.

Необходимо подчеркнуть, что в областях соприкосновения блоков и плит концентрируются интенсивные землетрясения и вулканы, которые

контролируются сейсмофокальными зонами [Геодинамика ..., 2006а]. Например, в пределах впадины Японского моря, а также его континентально- и островного обрамления установлены очаги многочисленных землетрясений, которые преимущественно размещены в нижней коре, подкоровом слое, в нижней литосфере и в подастеносферной мантии [Геодинамика ..., 2006а]. В корово-мантийном переходном слое и в нижнелитосферном—астеносферном диапазоне они контролируются Япономорской вихревой структурой и центрами современного базальтового вулканизма, а в подастеносферной мантии — образуют сейсмолинеаменты, в основном, соответствующие направлениям регматической сети [Изосов и др., 2014, 2017; Ли, 2013].

При разработке модели “моря-катки” не была затронута проблема субдукции литосферных плит в зонах перехода континент—океан, которая сопровождается интенсивной сейсмической и вулканической активностью [Uyeda, 1979; Хаин, Ломизе, 1995 и др.]. В рамках рассматриваемой модели субдуцирующие плиты должны представлять собой вращающиеся структуры, что необходимо учитывать в процессе исследования геодинамики зон перехода [Изосов и др., 2017, 2018 и др.]. Некоторые шаги в этом направлении были сделаны рядом исследователей [Xu et al., 1989], описавших так называемую “косую субдукцию”, когда по отношению к Евразийской плите Тихоокеанская движется под углом менее 90° (косое движение). С этим процессом связывается возникновение системы Восточно-Азиатских глобальных сдвигов [Уткин, 1978].

Формирующиеся при этом сейсмофокальные зоны Вадати-Заварицкого-Беньофа [Wadati, 1935 и др.], как известно, наиболее сейсмоактивны с глубины 50—100 км (в нижнем слое океанической литосферы) до 250—300 км, где происходит непосредственное соприкосновение субдуцирующей Тихоокеанской плиты с подастеносферой мантией континентальной окраины. Существует два уровня структурообразования, обусловленных ротацией: а) литосферный вращательный (по астеносфере) и б) подастеносферный, формирующий регматическую сеть (сейсмолинеаменты) при осевом сжатии и растяжении фигуры Земли в результате изменения скорости ее вращения [Тверетинова, Викулин; 2005; Изосов и др., 2014, 2017].

Под Западно-Тихоокеанской зоной перехода от астеносферного слоя ответвляются магматические диапиры [Родников, 1986 и др. авторы]. В связи с тем, что астеносфера обладает пониженной вязкостью и может перетекать как в вертикальном, так и горизонтальном направлении, диапиры вовлекаются во вращение за счет бокового взаимодействия литосферных плит.

На глубине, в интервале 180—240 км, количество сейсмических очагов убывает и вновь возрастает в интервалах 250—400 и 350—600 км [Геодинамика ..., 2006а]. Это, вероятно, связано с наличием подвижной регматической сети в глубоких слоях верхней мантии, на которую оказывает мощное динамическое воздействие погружающаяся литосферная плита [Изосов и др., 2017].

Взаимодействие литосферных плит может инициировать сдвиг скорости в астеносфере и породить в мантии вихревые движения между плитами типа литоциклонов и антилитоциклонов, образующих мантийные ячейки. Первые будут провоцировать мантийный апвеллинг (восходящие потоки разогретого вещества), а вторые — тектоносферные воронки (нисходящие потоки вещества). И те и другие представляются связанными с происхождением окраинных морей.

Предлагаемая авторами модель формирования окраинных морей, как будет показано далее, подтверждается результатами проведенных в последние десятилетия геофизических работ и исследований изотопно-геохимических параметров разновозрастных этапов вулканизма Охотского, Японского и Филиппинского бассейнов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве основного метода исследований нами применялся линеаментный анализ [Hobbs, 1904; Sonder, 1938; Изосов, Ли, 2014], который является одним из наиболее эффективных методов изучения глубинного строения территорий. Линеаментный анализ представлял собой комплекс геоморфологических методов геологического картирования, включающий детальное визуальное дешифрирование материалов космической альтиметрии. Главным классификационным признаком линеаментов является их принадлежность к разрывным структурам земной коры. Линеаменты обычно рассматриваются как крупнейшие линейные, дугообразные или кольцевые элементы рельефа и геофизических полей, связанные с глубинными неоднородностями литосферы различной иерархии и времени заложения, и зачастую сейсмоактивны [Ли, 2013; Изосов, Ли, 2014; Изосов, Чупрынин, 2012; Изосов и др., 2014, 2017]. Примером использования данной методики может служить схема линеаментов Охотского моря и прилегающих территорий (рис. 2).

Вторым методом, используемым для обоснования существования структур центрального типа плюмовой природы и вращения тектонических блоков, является анализ пространственных распределений магнитуд и гипоцентров землетрясений в 3D-постановке [Губанова, Петрищевский, 2014; Петрищевский, Васильева, 2017]. Приводимые ниже модели подкреплены оценками

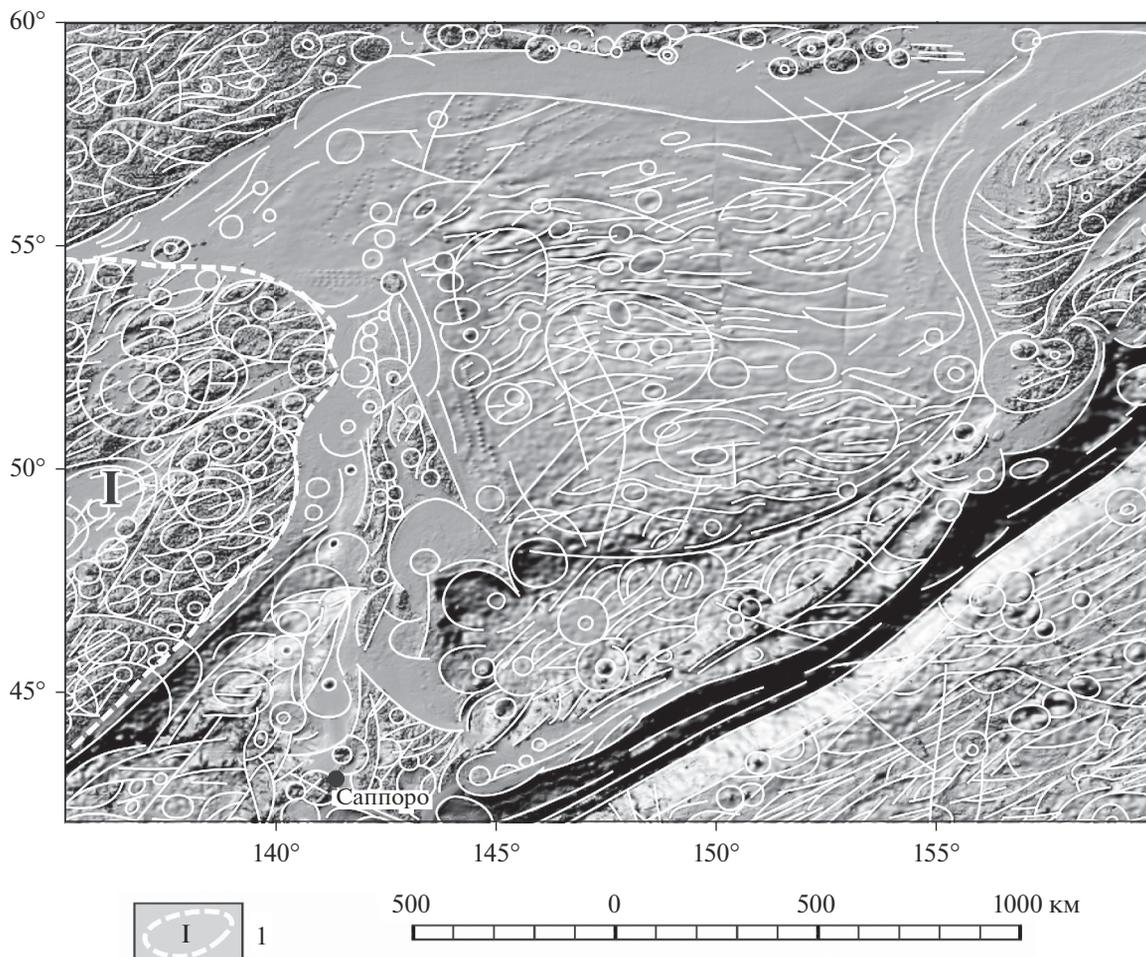


Рис. 2. Схема линеаментов Охотского моря и прилегающих территорий. I – контуры региональных континентальных вихревых структур (I – Нижнеамурской).

точности определения глубин гипоцентров и представительности магнитуд землетрясений [Васильева и др., 2018]. Средняя точность определения глубины гипоцентров в Охотоморском регионе в верхне-коровом интервале глубин (0–20 км) колеблется в интервале 2–3.5 км, в нижне-коровом интервале (20–50 км) – 6–9 км, а в верхней мантии – 8–25 км. В южной половине Охотоморского региона представительными являются магнитуды, превышающие значения $M = 2.5$.

Цифровые массивы $M(x, y, z)$ были сформированы по сводным каталогам землетрясений ФИЦ ЕГС РАН за 2001–2015 гг. [Васильева и др., 2018]. Земная кора и верхняя мантия до глубины 450 км была разделена на слои так, чтобы в каждом слое количество и равномерность пространственного распределения землетрясений позволяли строить схемы-срезы и разрезы $M(x, y, z)$ -модели. Глубина каждого горизонтального среза модели отнесена к средней глубине соответствующего слоя. В Охотоморской $M(x, y, z)$ -модели число слоев составило 15. При построении разрезов $M(x, z)$ использова-

лись средние (в пределах окна 100×100 км) магнитуды, вычисляемые в каждом из горизонтальных срезов. Распределения магнитуд землетрясений отображаются в изолиниях средних магнитуд (рис. 3в, 3е) и в векторной форме (рис. 4).

Третий, гравитационный метод, направленный на сравнительную оценку реологических состояний геологических сред, основывается на вычислении плотностной контрастности сред на отрезках между центрами плотностных неоднородностей компактного класса и поверхностями эквивалентных сфер [Петрищевский, 2013; Петрищевский, Васильева, 2017]. Носителем информации о плотностной контрастности является параметр:

$$\mu_z = \frac{VzmZ_0}{4\pi K(Z_0 - Hc)^2},$$

где Z_0 – кажущаяся глубина залегания центра масс, определяемая в случайном пересечении поля источника, Vzm – амплитуда локального симметричного гравитационного возмущения, Hc – глу-

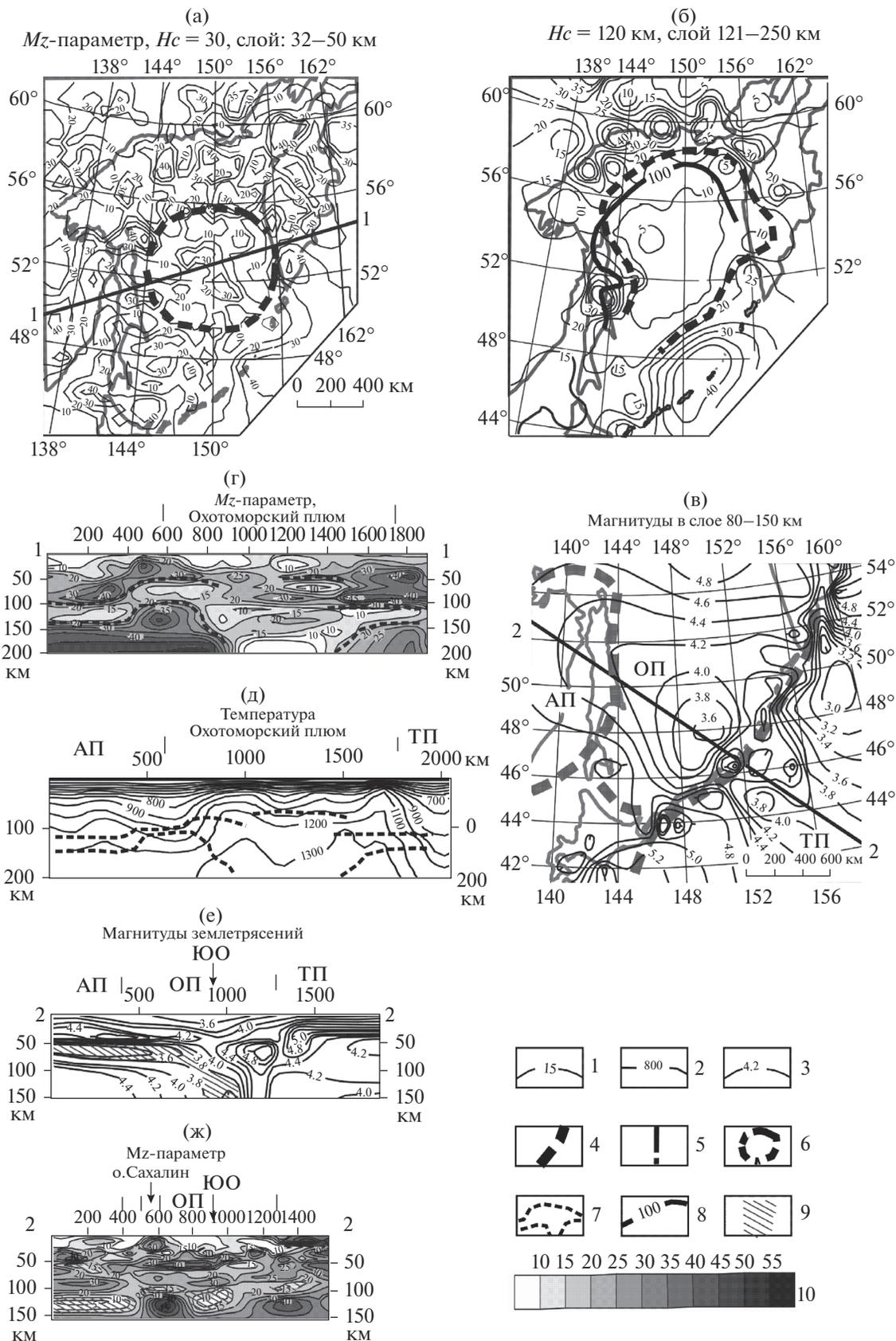


Рис. 3. Геофизическая характеристика Охотоморского плюма: карты-срезы распределений плотностной контрастности (а, б) и магнитуд землетрясений (в); распределения плотностной контрастности (г, ж), температуры (д) и магнитуд землетрясений (е) в разрезах.

1–3 – изолинии плотностной контрастности (1), температуры (2) и средних (в пределах расчетного окна 100 × 100 км) магнитуд землетрясений; 4 – границы плит; 6–7 – контуры Охотоморского плюма в горизонтальных (6) и вертикальных (7) сечениях; 8 – подошва литосферы в теплофизической модели [Структура ..., 1996]; 9 – зона пониженной вязкости в распределении магнитуд землетрясений (разрез 2-2); 10 – шкала раскраски модели плотностной контрастности в разрезах. Обозначения структур над разрезами: ЮО – Южно-Охотская котловина; литосферные плиты: АП – Амурская, ОП – Охотоморская, ТП – Тихоокеанская.

бина залегания поверхности, на которую выметаются, по Пункаре [Evans, 1933], аномальные массы источников гравитационных аномалий, K – гравитационная постоянная.

Расчеты велись по системе параллельных графиков аномалий Буге, на которых по одному алгоритму интерпретировались все видимые квазисимметричные гравитационные возмущения. Результаты интерпретации накапливались в массиве $Z_0, Vz_m(x, y)$, где x, y – горизонтальные координаты центров масс. На втором этапе интерпретационного процесса исследуемое 3D-геологическое пространство до глубины 150–200 км разбивалось на условные слои. Толщина слоев варьировала исходя из поставленных задач и особенностей исследуемой среды. Результаты вычислений отображаются погоризонтными картами-срезами распределений μ_z -параметра, связанного с реологическим состоянием геологических сред [Петрищевский, 2013; Петрищевский, Васильева, 2017].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Поскольку проблемы формирования Западно-Тихоокеанских окраинных морей как литосфер-

ных вихревых структур достаточно подробно рассмотрены выше на базе линеamentного анализа, далее приведем геофизические и петролого-геохимические факторы проявления глубинной геодинамики корового, ниже-литосферного, астеносферного слоев и мантийного плюмового апвеллинга.

Геофизические данные

Первые признаки существования структуры центрального типа в литосфере Охотского моря были выявлены в 1995 г. в результате моделирования подошвы литосферы по измерениям теплового потока [Структура ..., 1996]. По этим данным куполообразный выступ астеносферного апвеллинга приближался к поверхности Земли до глубины 30 км под Центрально-Охотоморским поднятием.

Позднее в литосфере Охотского моря были построены гравитационная реологическая модель [Петрищевский, 2013] и 3D-модель распределения температуры до глубины 200 км [Петрищевский, 2016], которые подтвердили существование структуры центрального типа под Охотским мо-

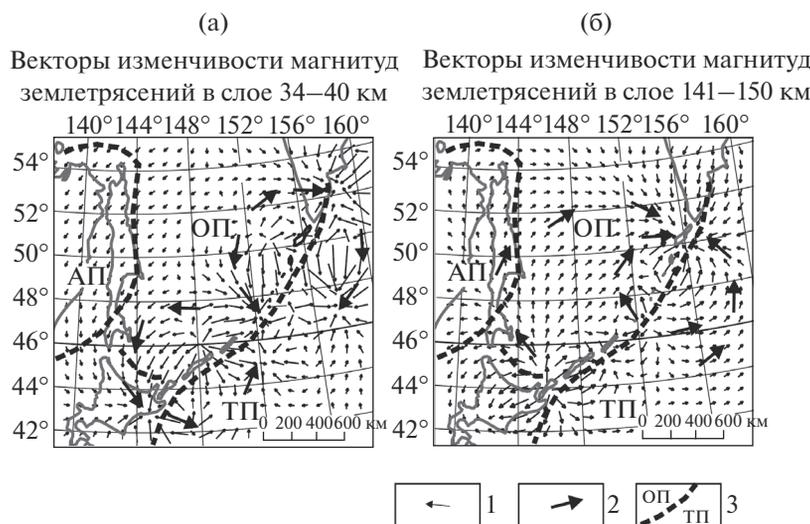


Рис. 4. Векторы изменчивости магнитуд землетрясений в Охотоморском регионе в подлитосферном (а) и подкоровом (б) диапазонах.

1 – направления увеличения средних (в площадке 100 × 100 км) магнитуд; 2 – генерализованные векторы увеличения магнитуд; 3 – границы литосферных плит: АП – Амурской, ОП – Охотоморской, ТП – Тихоокеанской.

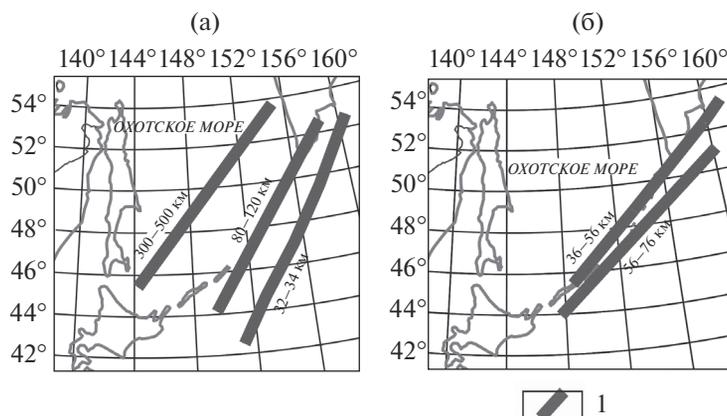


Рис. 5. Оси зон повышенной сейсмичности на границе Охотоморской и Тихоокеанской плит (толстые линии) в литосфере (а) и подкорковом слое (б).
1 – оси зон повышенной сейсмичности.

рем. По этим данным центральная (стволовая) зона Охотоморского плюма характеризуется концентрической зональностью плотностных и температурных аномалий в нижнекоровом срезе [Петрищевский, 2016] и разуплотнением в астеносфере (см. рис. 3а, 3б, 3г). Как это обычно бывает [Петрищевский, Васильева, 2017], температура и плотностная контрастность в центре плюма связаны обратной корреляционной зависимостью. Голова плюма имеет типичную грибовидную форму (разрез 1-1, см. рис. 3г), а центральный ствол его простирается в мантию ниже глубины 200 км. Изотерма 1200°C, отождествляемая с подошвой литосферы, в центре плюма приближается до глубины 70 км (см. рис. 3д).

Магнитуды землетрясений в тектоносфере Охотского моря связаны с распределением плотностной контрастности (μ_z -параметра) прямой корреляционной зависимостью. В разрезе 2-2 (см. рис. 3е, 3ж) максимумами этих параметров картируются нижний слой земной коры и подастеносферная мантия. В восточной части разреза 2-2 проявлены признаки поддвижения тихоокеанской литосферы под Охотоморскую плиту. Зона пониженной вязкости под Южно-Охотской котловиной, регистрируемая по обоим параметрам, погружается в мантию ниже глубины 150 км (см. рис. 3е, 3ж).

Обращает внимание резкое различие в морфологии распределений магнитуд землетрясений в тихоокеанской и охотоморской верхней мантии (см. рис. 3в). В Тихоокеанской области изолинии магнитуд ориентированы в северо-западном направлении, что соответствует СВ- или ЮЗ-вектору тектонических напряжений. В Охотоморской области распределение магнитуд характеризуется квази-изметричным рисунком. Мы полагаем, что распределении магнитуд в верхней мантии западной окраины Тихого океана обусловлено сдвиговы-

ми процессами, а в охотоморской мантии – структурой центрального типа плюмовой природы, испытывающей вращение. Структурообразующее течение тектонических масс в земной коре Охотского моря предполагается также В.П. Уткиным [2016], однако он не связывает такие течения с вихревыми процессами.

На схемах распределений векторов изменчивости магнитуд землетрясений (см. рис. 4) следы вихревых процессов проявлены в круговой ориентации векторов изменчивости магнитуд. Наиболее четко они проявлены в подкорковом вязком слое (см. рис. 4а) и астеносфере (см. рис. 4б). По полученным данным, в нижнекоровом срезе (см. рис. 4а) регистрируются два центра вращения в южной и северной частях Курильской островной дуги, а центр астеносферной структуры характеризуется минимумом магнитуд (см. рис. 3в) и соответствующим минимумом плотностной контрастности (см. рис. 3б).

При сопоставлении пространственного положения осей линейных зон повышенной сейсмичности в разных глубинных диапазонах на западной границе Тихоокеанской плиты обнаруживаются две тенденции в поведении осей сейсмичности (рис. 5). С одной стороны, их расположение в разных глубинных срезах характеризуется направленным смещением под Охотоморскую плиту (см. рис. 5а), что согласуется с субдукционной геодинамикой. Однако в подкорковом интервале глубин (36–76 км) проявлена противоположная тенденция (см. рис. 5б), что может быть обусловлено расщеплением океанической литосферы [Петрищевский, 2013] и надвиганием ее верхней жесткой пластины на Курильскую островную дугу. Вполне вероятно, что размещение осей сейсмичности в интервале глубин 35–75 км (см. рис. 5б) может иметь отношение к трансформному сдвигу [Геодинами-

ка ..., 2006а, б] и перемещениям подкорковых масс над вязкой астеносферой.

Петролого-геохимические факторы

Как известно, вулканизм является индикатором глубинных геодинамических процессов. Изучение возраста и геохимической специфики каждого из его этапов, проявленных в Охотском и Японском морях, позволяет установить источники магмогенерации (литосферный, астеносферный или нижнемантийный – плюмовый), а следовательно, и определить время апвеллинга и состав того или иного мантийного субстрата. В пределах указанных морей выделены 2 фазы тектономагматической активизации – позднемезозойско-раннекайнозойская и позднекайнозойская [Берсенева и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2016 и др.].

Позднемеловые вулканы Охотского моря формировались в процессе субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент [Мартынов, Ханчук, 2013; Емельянова, Леликов, 2016]. Это подтверждается наличием в них типичной для данного режима минеральной ассоциации – клино-, ортопироксены, плагиоклаз, амфибол и титаномagnetит, а также принадлежностью к высококалийным высокоглиноземистым образованиям известково-щелочной серии активных континентальных окраин – АСМВ (рис. 6). Источником магмогенерации для названных пород служила субконтинентальная литосферная мантия – шпинелевые перидотиты надсубдукционного мантийного клина, метасоматически проработанные водными флюидами, отделявшимися от субдуцирующей океанической плиты при дегидратации осадочного слоя [Емельянова, Леликов, 2016]. Эоценовые вулканы Охотского моря представлены рядом базальты-риолиты, относятся к высокоглиноземистым, умереннокалийным образованиям известково-щелочной серии АСМВ и характеризуются средними или высокими концентрациями крупноионных литофильных элементов (LILE), таких, как Rb, Ba, Sr, и некоторых высокозарядных элементов (HFSE) – Zr и Ti, а также негативной Ta-Nb аномалией (рис. 7а). Однако, некоторые их разновидности с SiO₂ 56.48–65.68 мас. % демонстрируют адакитовые свойства, по [Defant, Drummond, 1990]: высокие концентрации Sr (до 570–800 г/т), низкие Y (9.45–14.0 г/т) и повышенные значения Sr/Y (50–61) (рис. 8). В них также отмечаются повышенные содержания MgO (до 3.96–4.28 мас. %), Ni (51–95 г/т), Cr (94–130 г/т), повышенные отношения (La/Yb)_N (до 14.57) и аналогичные адакитовым значения Nb/La (0.24–0.3).

Необходимо отметить, что эоценовые и миоцен-плейстоценовые адакитовые породы уста-

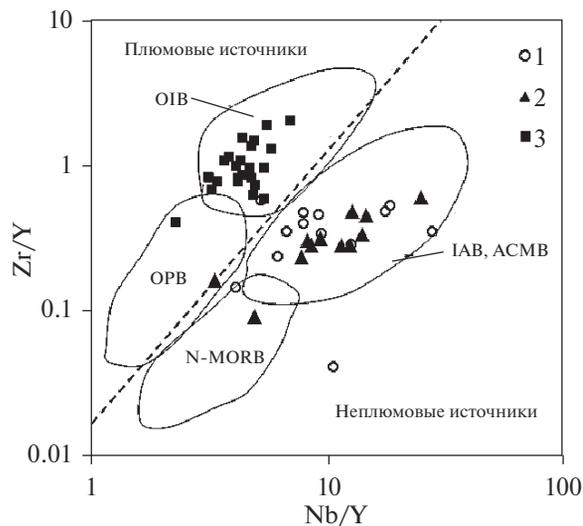


Рис. 6. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для позднемеловых (1) и эоценовых (2) андезитов Охотского моря и среднемиоцен-плиоценовых ОМ базальтоидов Японского моря (3). Ореолы обозначены геодинамические обстановки: IAB, АСМВ – островных дуг и активных континентальных окраин; OIB – океанических островов; OPB – океанических плато; N-MORB – срединно-океанических хребтов. Пунктирная линия разделяет области плюмовых и неплюмовых мантийных источников.

новлены также в тыловой зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, на северо-востоке Китая, в пределах массива Китаками в Японии и на п-ве Камчатка [Симаненко и др., 2006; Колосков и др., 2014]. Проявление адакитового вулканизма является результатом возникшего на окраине континента в маастрихт-дате режима трансформной окраины [Мартынов, Ханчук, 2013]. Характерные для него тектонические процессы способствовали разрушению позднемеловой субдукционной пластины и возникновению субдукционных окон (“slab-windows”), через которые в субконтинентальную литосферу проникала астеносферная мантия океана, образующая толеитовые базальтовые расплавы. Смешение их с известково-щелочными магмами придавало адакитовые черты формирующимся вулканитам.

Но для астеносферного апвеллинга в область Япономорской и Охотоморской частей зоны перехода было необходимо дополнительное тепло, поскольку на северо-западе Тихого океана литосфера древняя и мощная [Авдейко и др., 2011]. Оно обеспечивалось подъемом и распространением в сторону континента Тихоокеанского суперплюма, что в позднем кайнозое привело к возникновению на окраине континента “горячих точек” нижнемантийного плюмового вулканизма [Коваленко и др., 2009]. Одна из таких “точек” проявилась в среднем миоцене–плиоцене в Японском море, в котором наиболее близко к поверх-

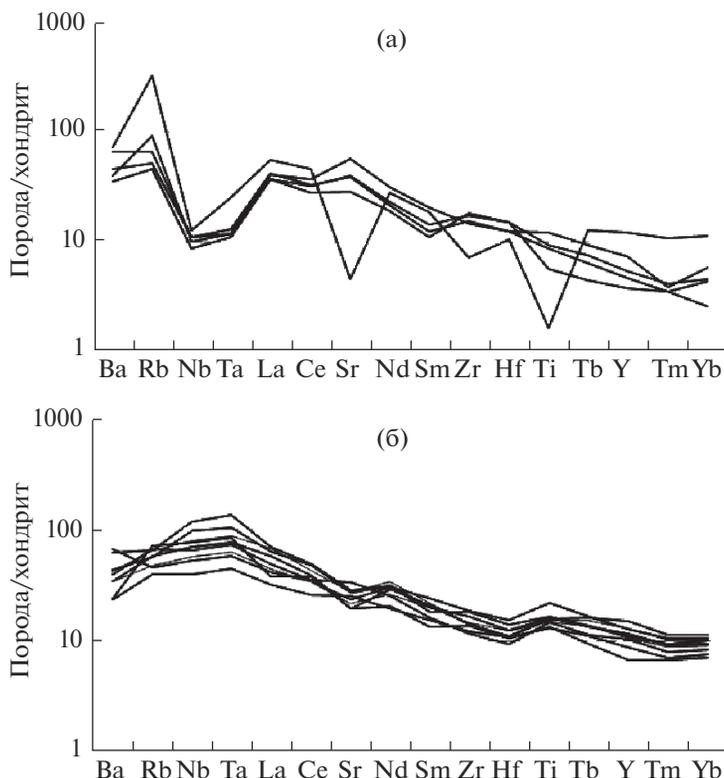


Рис. 7. Многокомпонентные диаграммы редких элементов для эоценовых (а) андезитоидов и среднемиоцен-плиоценовых (б) ОМ базальтоидов.

ности поднялась апофиза Тихоокеанского суперплюма, спровоцировавшая мощную вспышку внутриплитного плюмового окраинноморского базальтоидного магматизма [Берсенов и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2013].

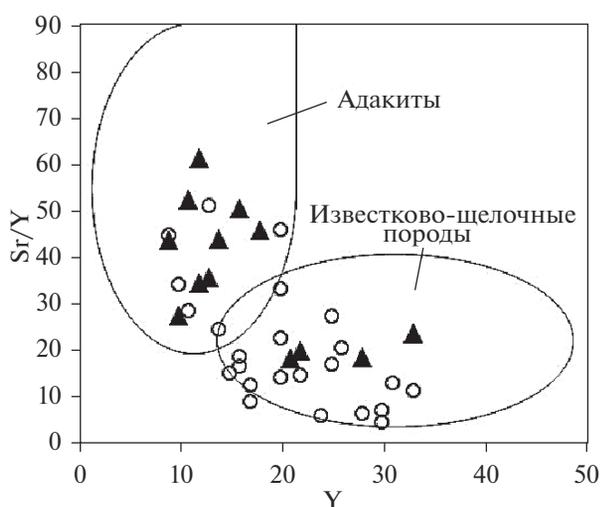


Рис. 8. Диаграмма Sr/Y–Y для позднемиоценовых и эоценовых вулканитов Охотского моря. Условные обозначения см. рис. 7.

Данные породы слагают подводные вулканические хребты и постройки в котловинах моря и представлены оливин-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми базальтами и их дифференциатами. Они характеризуются повышенной щелочностью, калиестью, титанистостью, высокими концентрациями Zr, Nb, Ta, Cr, Ni и V, средними или повышенными – Rb, Sr и Ba, а также положительными Ta-Nb, Ti и Zr аномалиями (см. рис. 76). Спектр редкоземельных элементов (REE) резко фракционирован с накоплением LREE относительно HREE; значения $(La/Sm)_N$, $(La/Yb)_N$ и Nb/Yb высокие и составляют 1.90–3.69, 4.53–7.34 и 22.52 соответственно. Вышеперечисленные химические свойства окраинноморских базальтоидов близки таковым в щелочно-базальтоидных вулканитах океанических островов (ОИВ), что подтверждается их расположением в области ОИВ на диаграмме $(Zr/Y)-(Nb/Y)$ (см. рис. 6). Данные породы демонстрируют обратную корреляцию между Nb/Ta и Zr/Hf отношениями от щелочных к толеитовым разностям; значения Nb/Ta близки к хондритовым (15.71–16.26), что соответствует породам ОИВ с показателями Nb/Ta 15–19, по [Kamber, Collerson, 2000].

Таким образом, проявление адакитового вулканизма в Охотском море и окружающей суше является свидетельством подъема и проникновения

под континент астеносферной мантии океана. А обнаружение в котловинах Японского моря среднемиоценовых—плиоценовых окраинноморских базальтоидов с характеристиками ОИВ, указывает на участие в магмогенерации выплавок из нижнемантийного плюма — апофизы Тихоокеанского суперплюма. Режим трансформной окраины, вызванный коллизией Индийской плиты с Евразийским континентом в маастрихт-дате и продлившийся вплоть до плиоцена [Мартынов, Ханчук, 2013 и др.], способствовал более “легкому” астеносферному и нижнемантийному (плюмовому) апвеллингу через характерные для этого режима зоны деструкции и растяжения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Если рассмотреть идеализированный классический вариант тектоники плит, согласно которому Тихоокеанская плита движется с востока на запад относительно Евразийской под углом менее 90° (косое движение), то такая позиция вписывается в представления о трансформных конвергентных окраинах [Хаин, Ломизе, 1995; Геодинамика ..., 2006а, б]. В этом случае имеется касательная составляющая силы F , т.е. T и сдвиг скорости ΔU . Если допустить, что такого сдвига достаточно для возникновения тектонических структур, то вдоль побережья (в переходной зоне) должна возникнуть серия “морей-катков” [Изосов, Чупрынин, 2012; Чупрынин, Изосов, 2017], движущихся на юго-запад. Очевидно, что аналогичная структура возникнет и в Южном полушарии, но направление вращения в блоках-морях противоположное, а поступательное движение осуществляется на северо-восток. Для того, чтобы оценить скорость движения “морей-катков”, следует иметь ввиду оценки скорости: 1) западного “дрейфа литосферы” — 2 см/год [Воронов, 1993; Хаин, Ломизе, 1995]; 2) восточного движения фронта развития вулканизма в некоторых Западно-Тихоокеанских вихревых структурах — 8–9.4 см/год [Колосков, Аносов, 2005]; 3) спрединга в Восточно-Тихоокеанском поднятии — порядка 10 см/год [Шейдеггер, 1987].

Предлагаемый нами механизм формирования окраинных морей, в общем, учитывает представления о крупномасштабных горизонтальных перемещениях литосферных плит. Мы полагаем, что, парадигма тектонической расслоенности литосферы Ю.М. Пушаровского [1993] является наиболее приемлемой для решения задач, связанных с формированием и эволюцией тектонических структур земной коры, в частности, Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент—океан [Изосов, Чупрынин, 2012; Чупрынин, Изосов, 2017].

Образование окраинно-морских бассейнов, в целом, происходит под воздействием мощных

восходящих и нисходящих вихревых потоков, причём формирующиеся окраинные моря не только испытывают закручивание, но и, что очень важно, движутся поступательно. Этот процесс сопровождается возникновением разновеликих подвижных блоков и тектонических коллажей, описываемых террейновой гипотезой [Геодинамика ..., 2006а, б; Wakita, 1989], некоторые положения которой находят известное подтверждение в приводимых нами материалах. Действительно, при описанном взаимодействии литосферных и других достаточно крупных тектонических плит возникают блоки, которые: 1) перемещаются (дрейфуют) вдоль границ этих плит по системам региональных сдвигов, 2) образуют коллаж — аккреционную кору, то есть ансамбли тектонического скучивания. Вероятно, именно мощные горизонтальные перемещения локальных кристаллических блоков обусловили подвижность и своеобразие фанерозойских чешуйчато-надвиговых структур в Восточном Китае, залегающих на метаморфическом (AR-PR) фундаменте Амурской плиты, Северо-Китайского кратона, плиты Янцзы и Катазиатского блока [Liu et al., 2015; Faure et al., 2017]. При перемещениях тектонических блоков вдоль границ литосферных сегментов приповерхностные слои земной коры (особенно — офиолитовый меланж) иногда вовлекаются в вязкие деформации с элементами вращения, результаты чего проявляются в хаотических и концентрических деформациях складчатости и надвигах разного направления [Faure et al., 2017; Lin et al., 2008; Qu et al., 2017]. На глубине под такими структурами обычно формируются циклонические и антициклонические структуры: тектоносферные воронки (нисходящие и восходящие) с мощными корнями, проникающими в мантию [Абрамов, Осипова, 2009].

Палеоаналогом Охотоморской плиты является Амурская плита, которая, так же как и Охотоморская, имеет окраинноморское происхождение, и которая причленилась к Азиатскому континенту после закрытия палеоазиатского океана (или Тетиса) в поздней юре [Геодинамика ..., 2006б]. Поля сейсмотектонических напряжений и концентрическое распределение деформаций по данным GPS [Ашурков и др., 2016] доказывают вращение этой плиты, заключенной между Монголо-Охотской и Солонкерской субдукционно-сдвиговыми зонами (сутурами). Концентрическая зональность Амурской плиты выражена также в рельефе подошвы литосферы [Малышев и др., 2007]. Локальные структуры вращения в верхнем слое земной коры известны в сдвиговых дуплексах и зонах знакопеременных сдвиговых деформаций: на юго-востоке Яно-Колымской складчатой системы, где по гравиметрическим данным выделяются широкие зоны растяжения—сдвига в среднем и нижнем слоях земной коры [Петрищевский, 2013].

Таким образом, вихревые тектонические процессы, выраженные в концентрической зональности деформаций геологических структур и их современной геодинамике, не являются какими-то единичными (уникальными) явлениями, а представляют собой глобальные системы, проявляющиеся на разных иерархических уровнях и в разных глубинах диапазонах геологического пространства. Вращение тектонических масс облегчается существованием внутрикорового, подкорового и астеносферного слоев пониженной вязкости [Петрищевский, 2013].

Предлагаемая авторами модель формирования Западно-Тихоокеанских окраинных морей не имеет аналогов. В известной модели вихревой геодинамики формирование окраинных морей четко увязываются с образованием литосферных (магматогенных) структур вращения. Однако само становление вихрей в ее рамках не рассматривается как результат сдвига между литосферными плитами. Например, в модели синдвиговой геодинамики главными постулатами являются представления о трансформных окраинах, глобальных (парных) сдвиговых зонах и связанных с ними синдвиговых бассейнов. Близкой позиции в свое время придерживался В.П. Уткин [1978], впервые выделивший Восточно-Азиатскую левосдвиговую глобальную зону.

Таким образом, ряд положений существующих гипотез образования и функционирования переходных зон и окраинных морей, в основном, последнего поколения находит отражение в усовершенствованной нами модели “моря-катки”. Однако главная ее позиция (боковое взаимодействие литосферных плит) формулируется впервые.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ныне существуют многочисленные модели формирования и эволюции окраинных морей Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент—океан, рассмотренные в рамках различных геотектонических парадигм. Нами предложена расширенная и усовершенствованная модель возникновения, вращения и движения “моря-катки”, согласно которой окраинные моря Тихого океана возникли при взаимодействии и сдвиге двух литосферных плит — Евразийской и Тихоокеанской, сопровождавшемся интенсивной сейсмической активностью.

Если судить по существующим в настоящее время главным геотектоническим гипотезам, можно прийти к выводу, что данная модель формирования и эволюции Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент—океан и окраинных морей рассматривается впервые. Наиболее близкими к ней являются некоторые положения геодинамических моделей литосферных вихрей и

синдвиговой концепции. Однако в первой из них становление вихрей не рассматривается как результат взаимодействия литосферных плит, а во второй вопросы вращения синдвиговых и окраинноморских бассейнов вообще не ставятся.

На примере Охотского и Японского морей показано, что вулканизм является индикатором глубинных геодинамических процессов. Изучение изотопно-геохимической специфики каждого из его этапов позволяет установить источники магмогенерации (коровый, литосферный, астеносферный или нижнемантийный—плюмовый), а следовательно, определить время апвеллинга и состав того или иного мантийного субстрата. Сформулированные следствия, вытекающие из модели, позволяют в дальнейшем проверять по ним представленный механизм формирования окраинных морей, используя эмпирические материалы, хотя, очевидно, что ряд следствий уже сейчас подтверждается данными наблюдений.

Механизм формирования Западно-Тихоокеанских окраинных морей рассмотренный в статье показывает большие возможности данной модели, а также ее гибкость и приспособляемость к различным ситуациям.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания ГОИ ДВО РАН № АААА-А17-117030110033 и программы Дальний Восток (грант № 18-1-008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамов В.А., Осипова Е.Б.* Нефтегазоносные и рудоносные инверсогенные тектоносферные воронки окраинных морей и переходных зон Азиатско-Тихоокеанского пояса // Геология морей и океанов. Материалы докл. XVIII международной научной конференции (школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2009. Т. 2. С. 77–82.
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В.* Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45–60.
- Ашурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А. и др.* Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 2059–2070.
- Берсенева И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П.* Строение и развитие дна Японского моря // Геодинамические исследования. М.: Межведомственный геофизический комитет АН СССР, 1988. № 11. С. 60–67.
- Берсенева Л.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др.* Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
- Васильев Б.И.* Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 560 с.
- Васильева М.А., Завьялов А.Д., Петрищевский А.М.* Оценка представительности каталогов землетрясений в юж-

- ных районах Дальнего Востока России за 2003–2015 гг. // Региональные проблемы. 2018. Т. 21. № 3. С. 5–14.
- Вихри в геологических процессах / Ред. А.В. Викулин. Петропавловск-Камчатский: Изд-во Камчатского гос. пед. ун-та, 2004. 297 с.
- Воронов П.С. Роль ротационных сил Земли в истории становления структуры ее литосферы // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 104–114.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006а. Кн. 1. 572 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006б. Кн. 2. С. 573–981.
- Губанова М.А., Петрищевский А.М. Гравитационные и сейсмологические признаки реологического расслоения литосферы дальневосточных окраин России // Литосфера. 2014. № 6. С. 150–160.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Диаметр и время формирования головы плюма на подошве “тугоплавкого” слоя в литосфере // ДАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 99–103.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 73–94.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.
- Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Геохимия и петрогенез позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522–535.
- Изосов Л.А., Ли Н.С. Линеаментный анализ при тектонических и металлогенических построениях в Япономорском регионе // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 1. С. 9–14.
- Изосов Л.А., Чупрынин В.И. О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // Геотектоника. 2012. № 3. С. 70–91.
- Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Ли Н.С. Япономорская сейсмоактивная вихревая структура // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 26–35.
- Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Ли Н.С. Ротационные процессы в эволюции Тихого океана: Асимметрия и переходные зоны Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2018. № 2. С. 45–57.
- Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И. и др. Связь сейсмической активности с тектоническими и вулканогенными структурами Япономорского звена Западно-Тихоокеанской мегазоны перехода континент–океан // Литосфера. 2014. № 6. С. 3–21.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения “горячих точек” мантии современной Земли // ДАН. 2009. Т. 427. № 5. С. 654–658.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Новейший вулканизм и его связь с процессами межплитного литосферного взаимодействия и глубинной геодинамикой // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1204–1221.
- Колосков А.В., Аносов Г.И. Некоторые аспекты геологического и особенности проявления вулканизма на активных окраинах Тихого океана, как следствие концепции мантийной вихревой геодинамики // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Петропавловск-Камчатский, Иркутск: Изд-во ИГСО РАН, 2005. С. 272–288.
- Колосков А.В., Аносов Г.И. Особенности геологического строения и позднекайнозойский вулканизм Восточно-Азиатской окраины в рамках концепции вихревой геодинамики // Фундаментальные исследования морей и океанов. М.: Наука, 2006. Кн. 1. С. 278–291.
- Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 3–13.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.А., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики как основа для подготовки обновленной заявки России в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа // Арктика. Экология и экономика. 2012. № 2(6). С. 4–19.
- Ли Н.С. О связи землетрясений с глубинным строением Япономорского звена Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // Региональные проблемы. 2013. Т. 16. № 2. С. 25–29.
- Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.
- Мальшев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др. Глубинное строение структур ограничения амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 2. С. 3–17.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 13. № 1. С. 1–16.
- Маслов Л.А. Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск, Владивосток: Дальнаука, 1996. 200 с.
- Мелекесцев И.В. Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения // Проблемы глубинного вулканизма. М.: Наука, 1979. С. 125–155.
- Петрищевский А.М. Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013. № 6. С. 60–83.
- Петрищевский А.М. Реологическая и геотермическая характеристики Охотоморского плюма // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 2. С. 65–76.
- Петрищевский А.М., Васильева М.А. Нетрадиционные методы исследования реологических состояний тектонических сред в земной коре и верхней мантии западно-тихоокеанских континентальных окраин // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. Вып. 36. С. 39–55.

- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Геофизические, магматические и металлогенетические признаки мантийного плюма в верховьях рек Алдан и Амур // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 4. С. 568–593.
- Пушаровский Ю.М.* О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 4–11.
- Родников А.Г.* Соотношение астеносферы и структур земной коры окраины Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 15–22.
- Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г.* Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1–15.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Ред. А.Г. Родников. М.: РАН, Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.
- Тверитинова Т.Ю., Видулин А.В.* Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде // Вестник КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 59–76.
- Тяпкин К.Ф., Довбнич М.М.* Вращение Земли – единственный реальный источник энергии тектогенеза // Геофизика. 2007. № 1. С. 59–64.
- Уткин В.П.* Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая система, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 400–403.
- Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 2016. 166 с.
- Филатьев В.П.* Механизм формирования зоны перехода между Азиатским континентом и северо-западной Пацификой (с позиций ротационной тектоники). Владивосток: Дальнаука, 2005. 273 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 476 с.
- Чупрынин В.И., Изосов Л.А.* Модель формирования краевых морей Западной части Тихого океана // ДАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 68–71.
- Шейдеггер А.Е.* Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384 с.
- Cella F., Fedi M., Florio G., Rapolla A.* Gravity modelling of the litho-asthenosphere system in the Central Mediterranean // Tectonophysics. 1998. V. 287. № 1. P. 117–138.
- Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Ernst R.E., Buchan K.L.* Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // Journal of Geodynamics. 2002. V. 34. № 2. P. 309–342.
- Evans G.C.* Application of Poincaré's sweeping-out process // Mathematic. 1933. V. 19. P. 457–461.
- Faure M., Chen Y., Feng Z. et al.* Tectonics and geodynamics of South China: an introductory note // J. Asian Earth Sciences. 2017. V. 141(A). P. 1–6.
- Hobbs W.H.* Lineaments of the Atlantic border region // Bull. Geol. Soc. Amer. 1904. V. 15. P. 483–506.
- Kamber B.S., Collerson K.D.* Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // Chemical Geology. 2000. V. 166. P. 241–254.
- Kimura G., Tamaki K.* Collision, rotation and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas // Tectonics. 1986. V. 5. № 3. P. 389–401.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev. 2010. V. 102. № 1–2. P. 29–59.
- Lallemand S., Jolivet L.* Japan Sea: pull-apart basin? // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 76. P. 375–389.
- Lin W., Wang Q., Chen K.* Phanerozoic tectonics of south China block: New insights from the polyphase deformation in the Yunkai massif // Tectonics. 2008. V. 27. № 6. P. 1–16.
- Liu S., Li W., Wang K., Qian T., Jian C.* Late Mesozoic development of the southern Qinling–Dabieshan foreland fold-thrust belt, Central China, and its role in continent–continent collision // Tectonophysics. 2015. V. 644–645. P. 220–234.
- Petryshchevsky A.M.* Asthenosphere, plumes and plates in the Okhotsk Sea Area // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 138–141.
- Qu W., Lu Z., Zhang M. et al.* Crustal strain fields in the surrounding areas of the Ordos Block, central China, estimated by the least-squares collocation technique // Journal of Geodynamics. 2017. V. 106. P. 1–11.
- Ribe N.M.* Mantle flow induced by back arc spreading // Geophys. J. Intern. 1989. V. 98. P. 85–91.
- Saunders A.D., Jones S.M., Morgan L.A. et al.* Regional uplift associated with continental large igneous provinces: the role of mantle plumes and the lithosphere // Chemical Geology. 2007. V. 241. P. 282–318.
- Shellart W.P., Jessel M.W., Lister G.S.* Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. 2003. V. 22. № 5. P. 1–17.
- Sonder R.A.* Die Lineament tectonic und ihre problem // Ed. Geol. Helv. 1938. V. 31. № 1. P. 199–238.
- Takeuchi A.* Pacific swing: Cenozoic episodicity of tectonism and volcanism in Northeastern Japan // Memoir of the Geol. Soc. of China. 1986. № 7. P. 233–248.
- Tamaki K., Honza E.* Global tectonics and formation of marginal basins: role of the western Pacific // Episodes. 1991. V. 14. P. 224–230.
- Uyeda S.* Subduction zone: facts, ideas and speculations // Oceanus. 1979. V. 22. P. 52–62.
- Wadati K.* On the activity of deep focus earthquakes in the Japan islands and neighbourhoods // Geophysical Magazine. 1935. V. 8. P. 305–325.
- Wakita K.* Accretionary tectonics in Japan // Bull. Geol. Surv. Jap. 1989. V. 40. № 5. P. 251–253.
- Xu J., Tong W., Zhu G. et al.* An outline of the pre-Jurassic tectonic framework of East Asia // J. Southeast Asian Earth Sci. 1989. V. 3. № 1–4. P. 29–45.
- Zhao D.* Multiscale seismic tomography and mantle dynamics // Gondwana Res. 2009. V. 15. P. 297–323.
- Zhao D., Tian Y., Ley J., Liu L., Zheng S.* Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab // Phys. Earth Planet. Int. 2009. V. 173. P. 197–206.

The Model of Formation of the Western Pacific Marginal Seas: Vortex Geodynamics, Seismicity and Mantle Upwelling

L. A. Izosov^{1, *}, A. M. Petrushevsky², T. A. Emel'yanova¹,
V. I. Chuprynin³, N. S. Lee¹, and M. A. Vasilyeva²

¹*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
Baltiyskaya str., 43, Vladivostok, 690041 Russia*

²*Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
Sholom Aleikhema str., 4, Birobidzhan, 697016 Russia*

³*Pacific Institute of Geography, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
Radio str., 7, Vladivostok, 690046 Russia*

*e-mail: izos@poi.dvo.ru

An extended and improved model of the origin and evolution of marginal seas in the shift megazone under lateral interaction of the Eurasian and Pacific lithospheric plates is proposed. In that megazone there is a fragmentation of continental and oceanic plates, mantle upwelling, ascending and descending lithospheric seismic vortices are formed. As a proof of the validity of the proposed model, the data of factorial mathematical analysis, results of the gravity and thermophysical modelling, analysis of distributions of the earthquake magnitudes in 3D-space, and data on the geochemical specifics of volcanism of the Japan and the of Okhotsk seas are presented. The study of the variability of the magnitudes of earthquakes in the Okhotsk region revealed traces of vortex processes in a circular orientation vectors of variability magnitudes in under crust viscous layer and in asthenosphere. The head of the mantle plume has a typical mushroom shape, and its central trunk extends into the mantle below a depth of 200 km. Studies of isotope age and geochemical specifics of the volcanic rocks of the Okhotsk and the Japan seas, has allowed to establish of the sources of magma: lithospheric, asthenospheric and under asthenospheric (plume), trace a geochronological sequence of rising to the surface mantle substrate and to determine the underlying mechanisms of the formation of marine basins. The origin of marginal seas is discussed and compared with other geodynamic models of different geotectonic paradigms. The origin of marginal seas is discussed and compared with other geodynamic models of different geotectonic paradigms.

Keywords: lithosphere plates, vortex structures, volcanism, plume.